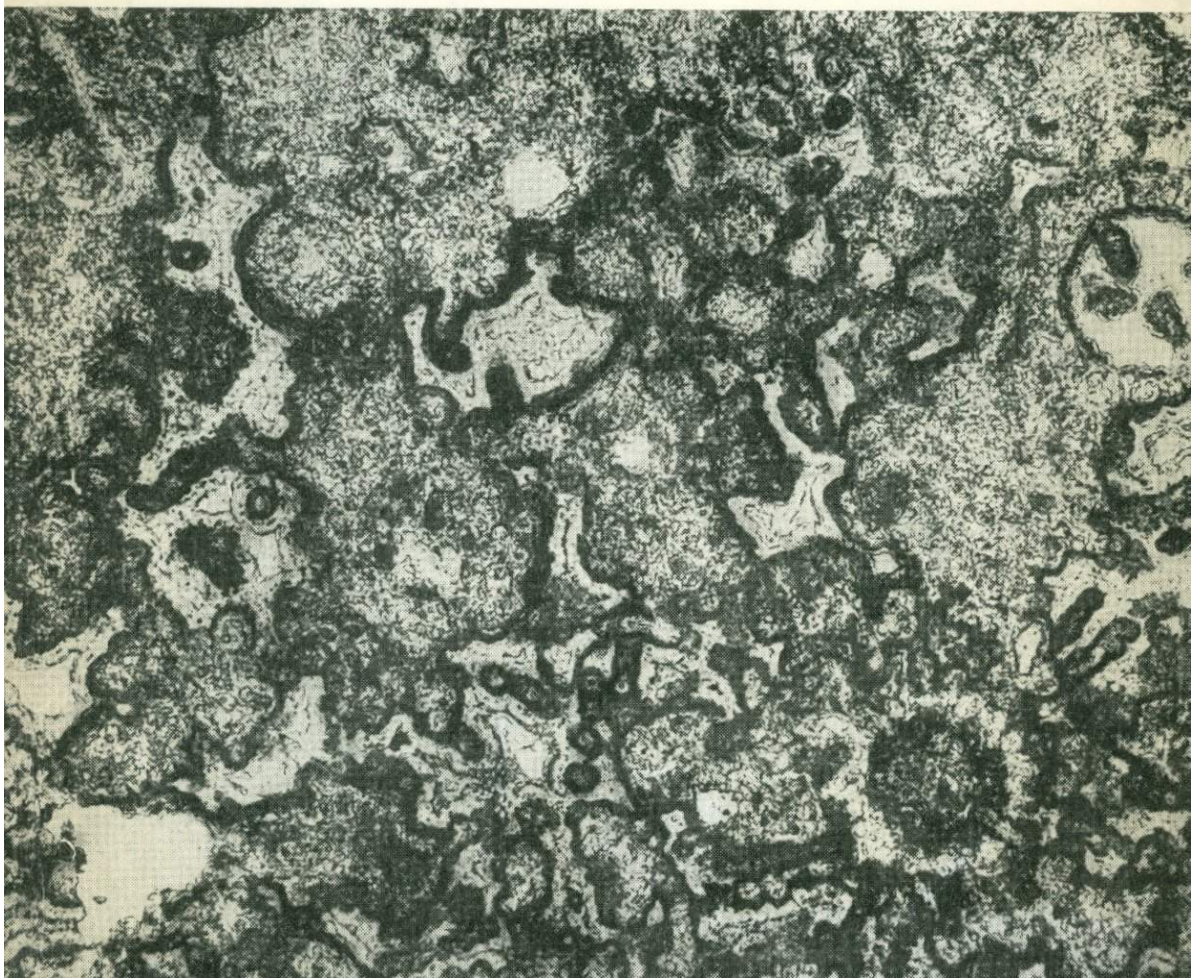


АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Н. Г. БРОДСКАЯ

**РОЛЬ ВУЛКАНИЗМА
В ОБРАЗОВАНИИ
ФОСФОРИТОВ**



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
ORDER OF THE RED BANNER LABOUR
GEOLOGICAL INSTITUTE

N. G. BRODSKAYA

ROLE OF VOLCANISM
IN PHOSPHORITE
FORMATION

Transactions, vol. 258



PUBLISHING OFFICE «NAUKA»

Moscow 1974

Н. Г. БРОДСКАЯ

171

551.21:553.64

РОЛЬ ВУЛКАНИЗМА В ОБРАЗОВАНИИ ФОСФОРИТОВ

Труды, вып. 258

875



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1974



Роль вулканизма в образовании фосфоритов. Бродская Н. Г. Труды ГИН АН СССР, вып. 258. М., «Наука», 1974 г.

Выяснение роли вулканического процесса в выносе эндогенного фосфора и возможности его участия в образовании фосфоритов являлось основной целью выполненной работы. Были изучены особенности фосфатонакопления в вулканических и вулканогенно-осадочных комплексах, структурно-тектонические и палеогеографические условия локализации фосфоритов в областях активной вулканической деятельности. Показано значение различных процессов вулканической деятельности в выносе фосфора.

Таблиц 47. Библ. 193 назв. Иллюстраций 92.

Редакционная коллегия:

академик *А. В. Пейве* (главный редактор),
академик *В. В. Меннер, В. Г. Гербова, П. П. Тимофеев*

Ответственный редактор

И. В. Хворова

Editorial board:

Academician *A. V. Peive* (Editor-in-chief),
Academician *V. V. Menner, V. G. Gerbova, P. P. Timofeev*

Responsible editor

I. V. Khvorova

ВВЕДЕНИЕ

Постоянно растущая потребность сельского хозяйства страны в минеральных удобрениях диктует необходимость максимального расширения работ по поискам новых месторождений агрономических руд.

Теснейшим образом связана в геологии проблема прогнозирования месторождений полезных ископаемых с научными исследованиями, ставящими целью изучение процессов, обуславливающих рудные концентрации минеральных компонентов. При этом для осадочных полезных ископаемых в первую очередь необходимо выяснить три основных вопроса: источник рудного вещества, способ его перемещения в осадок и условия концентрации в осадке. Многообразие природных обстановок, в которых протекал осадочный рудогенез, заставляет часто предполагать для одного и того же полезного ископаемого возможность нескольких вариантов его образования.

Осадочные фосфориты, как известно, являются «многоликими» породами. Морфологические особенности их и микроструктуры очень разнообразны. Нередко фосфориты по внешним признакам почти неотличимы от вмещающих их пород. Тесная связь фосфоритов с генетически различными типами отложений (терригенными, биогенными, хемогенными), полифациальность и биклиматичность их значительно осложняют интерпретацию процессов образования. Широкая миграция фосфора и его солей, большая роль фосфора в живом веществе побуждают большинство исследователей искать источник фосфора в зоне гипергенеза. Находки фосфоритов, представляющих собой фосфатизированные биолиты, утвердили одной из первых гипотезу биолитного образования фосфоритов, предложенную А. А. Кайзерлингом, а впоследствии разработанную Д. Мерреем, Л. Кайе, Я. В. Самойловым и А. Д. Архангельским.

Диапазон генетических типов фосфоритов расширился по мере того, как были открыты и изучены месторождения различных стратиграфических уровней в разнообразных палеоструктурных и палеогеографических зонах Земли. Биолитная гипотеза уступила первое место гипотезе химического осаждения фосфора по схеме, предложенной А. В. Казаковым. Согласно этой схеме, источником фосфора являются организмы, усваивающие его из морской воды и вновь возвращающие в воду, концентрируя на больших глубинах; перенос осуществляется восходящими течениями, а осаждение происходит в шельфовой зоне химическим путем по строгим законам химического равновесия растворенных компонентов. Гипотеза А. В. Казакова нашла огромное число последователей среди геологов в различных странах. Фосфориты стали использоваться как индикаторы определенных палеогеографических условий.

Однако невозможность объяснить все разнообразие месторождений фосфоритов и фосфатопроявлений, обнаруженных в зонах, «запрещенных» с позиций химической садки фосфора, а также слабые стороны поставленных А. В. Казаковым опытов, не учитывающих реальной обста-

новки морских бассейнов, вызвали справедливую критику химической гипотезы, несмотря на ряд внесенных в нее дополнений и исправлений. Г. И. Бушинским в течение ряда лет разрабатывалась очень интересная биохимическая гипотеза, по которой источником фосфора признается главным образом фосфор, вносимый в морской бассейн с континента реками, перенос в осадок осуществляется планктонными организмами, концентрирующими фосфор, а осаждение — хемогенным путем из грунтовых растворов в донных илах.

Значительной группой исследователей выдвигается гипотеза, предполагающая в качестве источника фосфора вынос с континента продуктов размываемых кор выветривания, но в отличие от биохимической гипотезы осаждение фосфатов должно осуществляться химическим путем непосредственно из морской воды.

Можно было бы значительно увеличить список различных гипотез и их вариантов, общим для которых является признание экзогенного источника фосфора. Однако объяснить с таких позиций все многообразие осадочных фосфоритов не представляется возможным.

В некоторых случаях восстанавливаемая на фактическом материале палеогеографическая обстановка времени фосфатонакопления исключает возможность как поступления фосфора с суши, так и существования гидродинамических условий, необходимых для реализации фосфора, накапливающегося в глубинных зонах бассейнов. Отчетливо выступает роль вулканического процесса, влияющего на особенности седиментации и вместе с тем на локализацию фосфоритов. Естественно, встает вопрос о возможном эндогенном источнике фосфора. Вопрос этот не новый и неоднократно ставился в геологической литературе начиная с работ французских геологов прошлого столетия.

Признавая роль эндогенного источника фосфора, Н. С. Шатский (1955) типизировал различные фосфатонакопительные формации, показав место их в ряду фосфоритонакопительных вулканогенно-осадочных формаций. Влияние вулканического процесса на формирование осадочных фосфоритов рассматривалось в работах Г. С. Дзоценидзе (1965, 1969), А. Л. Яншина (1964).

Основываясь на конкретных примерах при изучении геосинклинальных фосфоритов, некоторые исследователи приходят к выводу о существовании вулканического источника фосфора. Одни склонны придавать значение этому источнику только для формирования древних докембрийских фосфоритов (Красильникова, 1966). Другие исследователи признают возможность поступления эндогенного фосфора в среду фосфатобразования в течение всей геологической истории Земли вплоть до современного образования фосфоритов (Левина, 1964; Бродская, Ильинская, 1968).

Выяснение роли вулканизма в осадконакоплении и образовании ряда полезных ископаемых является одной из важных проблем, решение которой должно проводиться комплексным путем; наряду с методами изучения осадочных пород необходимо применять методы, обычные при анализе вулканических процессов и продуктов извержений.

Среди других осадочных полезных ископаемых, генетически связанных с вулканическими процессами, фосфориты занимают особое место. Железные руды вулканогенно-осадочного генезиса всегда подчинены вулканическим комплексам пород и не выходят за их пределы; марганцевые руды иногда удаляются на небольшие расстояния за контуры распространения лав и туфов и залегают среди осадочных толщ; еще дальше от очагов вулканизма мигрирует кремнезем, образующий залежи яшм. Такое различие в залегании этих руд и пород Н. М. Страхов (1963) объясняет степенью геохимической подвижности элементов — железа, марганца и кремнезема.

Фосфориты, как правило, избегают собственно вулканических комплексов, сравнительно редко встречаются в зоне распространения туфов, локализуясь в осадочных сериях пород, входящих в состав вулканогенно-осадочного комплекса. Являясь биогенным элементом, фосфор обладает большой миграционной способностью, и это обстоятельство сильно затрудняет выяснение его источника.

Связь рудных концентраций фосфора с магматизмом хорошо изучена на примере ряда месторождений апатитов, приуроченных к интрузивным формациям. Не вызывает сомнения роль эндогенного источника в концентрации больших масс апатитов в условиях «закрытой» системы кристаллизации магмы. Некоторые исследователи подчеркивают значение процессов магматической дифференциации для накопления фосфора в остаточном расплаве (Ферсман, 1959; Герасимовский и др., 1966). Перенос фосфора рудообразующими растворами, образование апатитовых жил и концентрации фосфора в результате метасоматических процессов — эти вопросы хорошо освещены в геологической литературе. Однако роль вулканических процессов в выносе и концентрации фосфора остается слабо изученной.

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 Бану-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 о. Гваделупа, по заключению К. Мурата и Р. Эрд (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 (1959, стр. 106), «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». Подобные условия могут осуществляться в процессе магматической дифференциации, направленной в сторону образования лав щелочного и субщелочного состава.

Эффузивные породы в периферических частях геосинклинальных бассейнов крайне разнообразны. Наблюдается частое чередование основных, средних, кислых и 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, магния и других элементов.

Для отделения фосфатов необходимо, видимо, чтобы одновременно с основной повышалась общая щелочность лав. Другими словами, накопление фосфора в остаточных расплавах и вынос его в зону гипергенеза обуславливаются вулканическими процессами определенного типа, не так часто обнаруживаемыми на современном этапе жизни нашей планеты. Гораздо больший материал дает изучение вулканических продук-

тов прошлого, позволяющее вскрыть некоторые закономерности в процессах выноса эндогенного фосфора.

В настоящее время настала необходимость проанализировать имеющийся фактический материал по ряду фосфоритовых месторождений и фосфатопроявлений, для которых устанавливается парагенетическая связь с вулканической деятельностью, с тем чтобы понять особенности вулканического процесса, имевшего место в эпоху фосфатообразования. Кроме того, анализ должен помочь выяснить палеогеографические и палеоструктурные условия локализации фосфоритов, их место в вулканогенно-осадочных комплексах и характер связи с вулканизмом.

Такая работа была поставлена и выполнена автором в лаборатории литологии вулканогенно-осадочных формаций ГИН АН СССР. Материал, на котором велось исследование, получен автором во время полевых работ на Дальнем Востоке, Кавказе, в Средней Азии и в Польской Народной Республике, а также заимствован из имеющейся геологической литературы. Иногда удавалось сочетать литературный материал с изучением коллекций, любезно предоставляемых автору рядом советских и зарубежных геологов.

Анализ имеющегося в нашем распоряжении материала проводился сравнительно-геологическим методом. Для понимания особенностей миграции фосфора в эффузивном процессе был привлечен сравнительный материал по интрузивному магматизму, что позволило наметить черты сходства и различия в поведении этого элемента в «закрытой» и «открытой» магматических системах. Широко примененный в работе сравнительный анализ фосфатонакопления в вулканогенно-осадочных комплексах, формирующихся на различных стратиграфических уровнях и в различных палеоструктурных и палеогеографических обстановках, дал возможность типизировать эти комплексы и показать особенности приуроченной к ним фосфатизации.

Весь материал по фосфоритам и фосфатизированным породам рассматривался в некотором условном ряду — от собственно вулканических очагов до зон, в которых осадконакопление испытывает только отдаленное влияние вулканической деятельности. Это позволило проследить влияние на фосфатизацию различных стадий вулканического процесса и оценить их относительное значение. Выполненная работа ставила целью выяснение роли вулканизма в выносе эндогенного фосфора и возможности его участия в образовании фосфоритов.

Автор благодарит товарищей, помогавших советами и консультациями в решении ряда вопросов в процессе проводимых исследований.

РОЛЬ ВУЛКАНИЗМА В ОБРАЗОВАНИИ ФОСФОРИТОВ

(история вопроса)

О роли вулканизма в образовании фосфоритов в геологической литературе имеется большое количество достаточно противоречивых высказываний. Вулканическая деятельность оценивается с различных сторон. Предполагается:

- 1) вынос фосфора в зону седиментации на различных этапах поствулканической деятельности;
- 2) вынос фтора — элемента, необходимого для образования карбонатфторapatита;
- 3) губительное влияние вулканической деятельности на органический мир и тем самым увеличение запасов биогенного фосфора в морском бассейне;
- 4) поступление кислых термальных вод, способствующих осаждению фосфатов в морском бассейне;
- 5) поступление азотнощелочных гидротерм, повышающих рН морской воды и также способствующих выпадению фосфатов;
- 6) перенос фосфора в составе пирокластического материала и дальнейшее перераспределение фосфора в процессе диагенеза в осадках.

Сторонники каждого из выделенных положений в настоящее время достаточно многочисленны. Лишь предположение о роли вулканизма как источника фтора для образования фосфоритов, выдвинутое еще в 1940 г. американским геологом Г. Мансфильдом (Mansfield, 1940), не поддержано дальнейшими исследованиями. Показав на ряде примеров тесную временную и пространственную связь продуктов вулканической деятельности с месторождениями осадочных фосфоритов, Г. Мансфильд ограничился допущением, что в результате вулканического процесса в среду фосфатообразования поступает фтор, воздействующий на выпадающий из морской воды фосфат.

Наибольший интерес представляет гипотеза, предполагающая вынос в результате вулканического процесса в бассейн седиментации эндогенного фосфора и его дальнейшее участие в формировании осадочных фосфоритов. Число сторонников этой гипотезы за последнее десятилетие значительно возросло, хотя ряд положений остается весьма дискуссионным.

Первые высказывания о возможности образования апатитов при действии вулканических фумарол принадлежат французским геологам, проводившим работы по изучению меловых фосфоритов во второй половине прошлого столетия.

В 1953 г. на Геологическом конгрессе в Алжире А. Бидо (Bidaut, 1953) сделал предварительное сообщение о возможном механизме образования диантских фосфоритов Пиренеев и Черной горы, являющейся их продолжением. А. Бидо утверждал, что фосфор, участвующий в образовании фосфоритовых конкреций, имеет глубинное происхождение, являясь продуктом подводных вулканических эксгаляций. По его мнению,

фумаролы использовали широко распространенную сеть трещин в карбонатных осадках и диффундировали на значительные расстояния, причем каждая конкреция представляет собой подводный выход фумарольной фазы.

Большую популярность среди сторонников эндогенного источника фосфора для осадочных фосфоритов приобрела работа Н. С. Шатского. Не отрицая наличия ряда фосфоритоносных формаций, образование которых связано исключительно с гипергенными процессами, Н. С. Шатский выделил и описал фосфоритоносные вулканогенно-осадочные формации. Наибольшее значение он придавал фосфоритоносности отдаленно-кремнистой вулканической формации, с которой связывал формирование крупнейших фосфоритовых месторождений мира (Шатский, 1955). Предположив возможность переноса фосфора в морской среде на значительные расстояния от места его поступления до зоны фосфатообразования, Н. С. Шатский, видимо, считал, что любой по типу геосинклинальный вулканизм может являться источником фосфора. Многочисленные последователи предложенной гипотезы также обычно не рассматривали вопроса о том, с каким типом эффузивного процесса следует связывать поступление эндогенного фосфора (Шехоркина, Погорелова, 1963; Левина, 1964; Школьник и др., 1966б; Еганов, 1968; Табылдиев, 1966; и др.).

Но это обстоятельство обратил внимание Н. М. Страхов, считая необходимым проведение специальных исследований связи вулканогенно-осадочных рудных накоплений Fe, Mn, P с составом породивших их магм. В общем плане применительно ко всем вулканогенно-осадочным рудам Н. М. Страхов пишет, что «появление рудных накоплений внутри вулканогенных формаций контролируется в первую очередь химическим типом магмы в подкоровом (или внутрикоровом) очаге и, в частности, принадлежностью ее к основной и частью средней обогащенной щелочами группе» (Страхов, 1963, стр. 405).

Выделенные Н. С. Шатским фосфоритоносные отдаленно-кремнистые вулканогенные формации охватывали только палеозойский этап геологической истории Земли. Г. С. Дзоценидзе к отдаленно-кремнистым формациям были отнесены олигоценовые фосфоритоносные отложения Грузии, источником кремнезема и фосфора для которых предполагались гидротермы, действующие в кайнозойе в пределах Аджаро-Триалетской геосинклинали.

Полемизируя с Н. М. Страховым по вопросу, касающемуся отдаленно-кремнистых формаций, Г. С. Дзоценидзе справедливо указывает на не обязательную синхронность вулканических извержений с осадочным рудообразованием. Напротив, наиболее интенсивно поствулканические процессы, в частности гидротермальная деятельность, «проявляются именно после прекращения извержений, и поэтому рудное месторождение может быть несколько моложе вулканической толщи, с вулканизмом которой связано образование рудной залежи» (Дзоценидзе, 1969, стр. 286). Это положение, как нам представляется, должно существенным образом дополнить гипотезу вулканогенно-осадочного образования руд, в частности фосфоритов.

В истории магматизма доказаны случаи временного отрыва гидротермальной деятельности от периода внедрений и формирования интрузий. Иногда этот отрыв как бы перешагивает через условные стратиграфические уровни, и вещественный результат действия гидротерм датируется иным геологическим возрастом. По аналогии с лучше изученным гидротермальным рудообразованием в интрузивном магматическом процессе следует допустить и для эффузивных проявлений столь же значительную оторванность во времени постумной вулканической деятельности.

Количество поступающего в бассейн седиментации фосфора, а отсюда и оценка роли эндогенного источника в процессе фосфатообразования пока остаются неясными. Одни исследователи (Страхов, 1963; Бушин-

ский, 1966; Красильникова, 1966; и др.) считают, что роль эта весьма незначительна, и по существу рудообразующий процесс ограничивается только зачаточной стадией; другие, напротив, склонны оценивать этот источник фосфора как весьма значительный, способный обеспечить грандиозные по масштабу накопления фосфора (Шатский, 1955; Левина, 1964; Зеленов, 1965, 1969; Дзюценидзе, 1965; Табылдиев, 1966; Школьник и др., 1966б; Бродская, Ильинская, 1968; Еганов, 1968; и др.).

Предположение о губительном влиянии вулканизма на органический мир морских бассейнов и накопление в результате этого массы органического фосфора высказывалось как советскими, так и зарубежными геологами. Одной из первых работ, в которой делался подобный вывод, была статья Н. В. Ренгартен и А. А. Петренко (1954), посвященная фосфатообразованию в отложениях карбона Карагандинского бассейна. Авторы подчеркивают несомненную связь между вулканическими продуктами — пеплами и фосфоритами, образовавшимися в замкнутых депрессиях, иногда совместно с угленакоплением. Учитывая высокое содержание в породах органического вещества, Н. В. Ренгартен и А. А. Петренко признают массовую гибель организмов в результате действия терм и привноса пирокластического материала. Таким образом, источник фосфора — биогенный, хотя причиной его концентрации служили вулканические процессы.

Такая же точка зрения высказывается американскими геологами Т. Руни и П. Керром (Rooney, Kegg, 1967) в работе, посвященной фосфоритам Северной Каролины. Выпавший пепел, отмечают авторы, погубил большое количество морских организмов, результатом чего явилось разложение органического вещества и накопление в осадках фосфора.

Еще раньше, в 1957 г., о подобных процессах писала Б. Сандерс, установившая связь между гибелью фауны в результате вулканической деятельности и образованием фосфоритов.

К сожалению, очень важный вопрос о влиянии вулканической деятельности на органическое вещество почти не затронут в геологической литературе. Высказываются лишь общие соображения о том, что влияние это должно быть губительным, или же, напротив, с вулканизмом связывается бурный расцвет жизни. Между тем для понимания процессов осадко- и рудообразования, особенно когда дело касается таких биогенных компонентов, как кремнезем и фосфор, этот вопрос должен быть изучен на фактическом материале областей современных вулканических извержений (наземных и подводных) и активного вулканизма в прошлом. В биологической литературе имеются некоторые данные о гибели многочисленных рифовых построек под выпавшим пеплом, но одновременно существуют сведения о благотворной роли пепла для расцвета планктонных организмов (Петрова, 1964).

Сероводородные гидротермы отравляют придонную воду и губят многие морские организмы, но одновременно побуждают развитие бактериальной жизни. На примере образования гейзеритов видно, какой пышный расцвет в определенные моменты приобретают водоросли, которые при дальнейшем действии гейзера погибают (Лебедев, 1963).

Видимо, двойственное влияние вулканических процессов на органическую жизнь существует. Масштаб этого явления и его особенности в различных природных условиях пока малоизвестны. И конечно, эти вопросы должны стать объектами дальнейших исследований.

Возвращаясь к перечислению выдвигаемых гипотез вулканогенно-осадочного генезиса фосфоритов, рассмотрим гипотезу, предполагающую физико-химическое воздействие продуктов вулканической деятельности на осаждение фосфатов из морской воды. Автор гипотезы А. С. Михайлов (1968, 1970) рассматривает возможности формирования фосфатсодержащих вод, являющихся источником накопления фосфора в осадках. Он разбирает три основных физико-химических параметра

вод бассейнов, влияющих на растворимость фосфатов: значение рН, парциальное давление углекислого газа и концентрацию компонентов, образующих труднорастворимые фосфаты кальция, алюминия, железа. Наиболее высокие концентрации фосфора могут формироваться в щелочных природных водах, содержащих карбонаты натрия и магния с небольшим количеством кальция. В слабокислых и нейтральных водах предельные концентрации фосфора меньше, и они не могут являться источником для промышленных месторождений фосфора. Осаждение фосфора из насыщенного, а иногда и пересыщенного (в результате уменьшения во времени рН или P_{CO_2}) щелочного раствора происходит при действии различных природных факторов, одним из которых является поступление кислых термальных вод вулканического происхождения.

А. С. Михайлов стоит на правильной точке зрения, признавая полигенность фосфатных руд, которые могут образовываться за счет различных источников фосфора и вследствие различных процессов, происходящих в природе. В то же время предложенная гипотеза, которой автор пытается придать универсальный характер, очень ограничивает роль различных источников, сводя их по существу к одному процессу — осолонению бассейнов. Вулканические процессы (термальные воды) действуют только как один из осадителей уже имеющихся в водоеме концентраций фосфора, и поэтому, естественно, диапазон петрохимических типов магматических продуктов в зоне фосфатонакопления может быть весьма разнообразен. Как будет показано ниже, это противоречит имеющемуся фактическому материалу.

Предположение о воздействии на фосфатоосаждение гидротермальных вод высказывает В. А. Сивов в работе, посвященной закономерностям фосфатооруденения в Горношорском районе. Процессы окремнения западносибирской свиты, подстилающей фосфатонесную белкинскую, автор связывает с воздействием синхронной вулканической деятельности. Гидротермы азотнокислого, азотнощелочного состава выносили массы кремнезема. При дальнейшем изменении палеогеографической обстановки продолжавшаяся гидротермальная деятельность способствовала осаждению фосфора, накопившегося в морском бассейне (Сивов, 1967).

О переносе фосфора в осадок в составе пирокластического материала и последующей миграции его в стадию диагенеза с образованием фосфатизированных пород и конкреций упоминалось в наших работах (Бродская, Ильинская, 1963, 1968). Пока нет оснований предполагать, что этот процесс может привести к формированию крупных залежей фосфоритов, с ним, очевидно, связана незначительная фосфатизация отложений.

Сделанный обзор существующих представлений о роли вулканического процесса в образовании осадочных фосфоритов далеко не полный. Мы постарались показать только разнообразие существующих взглядов, так или иначе обоснованных имеющимися у авторов фактическими материалами. В гораздо большем количестве работ имеются высказывания о влиянии вулканизма без разъяснения сущности этого процесса.

ФОСФАТОПРОЯВЛЕНИЯ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ И ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ ПОРОД

Хорошо известно, что вулканическая деятельность не ограничивается выбросом твердых или расплавленных материалов. В ходе извержения и в период остывания силикатного расплава в недрах вулканического аппарата происходит отделение разнообразных летучих компонентов. Последние оказывают значительное воздействие на горные породы, слагающие вулканические постройки, что приводит к ряду характерных поствулканических изменений. Именно к этим измененным зонам обычно приурочены различные рудные залежи.

Известных случаев фосфорного оруденения в вулканических породах пока не так много. За последнее десятилетие в связи со значительным расширением поисковых работ на фосфатное сырье, а также попутно при поисках других полезных ископаемых (железных руд, редких элементов и др.) были обнаружены в нескольких районах Советского Союза и за рубежом линзы и жилы апатитов и фосфоритов, залегающие в вулканических комплексах пород. Хотя этот тип фосфатизации и не отвечает понятию вулканогенно-осадочного, а скорее является собственно вулканическим, он помогает понять некоторые стороны истории эндогенного фосфора на его пути в зону гипергенеза.

Преследуя цель выявить роль вулканических процессов в выносе и концентрации фосфора, необходимо всесторонне проанализировать фактический материал, рассмотрев, с какими вулканическими породами ассоциируют фосфориты, выяснить структурно-тектоническое положение зоны вулканической деятельности, палеогеографические условия извержений, характер поствулканических изменений пород и место фосфора в ряду этих изменений.

Для решения поставленных вопросов в нашем распоряжении имелся материал по миоценовым вулканическим породам польской части Судет, верхнемеловым вулканическим и вулканокластическим породам Грузии (свита мтавари), пермским вулканическим породам Таласского Алатау (даубабинская свита), породам ордовика Северного Казахстана и по протерозойскому вулканическому комплексу Западного Прибайкалья (чайская свита).

Миоценовые щелочные базальтоидные породы польской части Судет (Нижняя Силезия) и связанная с ними фосфорная минерализация

Согласно геологическим данным (Ксенжеквич, Сомсонович, 1956), Судеты в структурном отношении представляют собой древний, видимо байкальский, блок, переработанный впоследствии вариссийской складчатостью. По разломам глубокого заложения происходили тектонические движения, продолжавшиеся и в третичном периоде. В польской части Судет морские осадки этого времени неизвестны. Интенсивная вулканическая деятельность, имевшая место в миоценовое время в Нижней

Химический состав (в вес. %) миоценовых вулканитов

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O+	H ₂ O-	P ₂ O ₅	Сумма
47,74	2,28	13,09	9,23	3,78	0,03	8,05	9,74	3,07	1,40	0,88	1,17	0,22	100,68
45,03	1,76	11,62	8,15	4,77	Сл.	12,11	11,66	3,27	1,40	0,32	0,52	0,30	100,91
45,12	2,02	11,29	5,81	6,72	*	12,33	11,58	2,70	1,48	0,96	0,43	0,28	100,72
54,74	1,64	11,16	6,19	6,21	*	12,02	11,87	2,43	1,49	0,86	0,66	0,19	100,46
44,12	3,15	11,93	7,52	6,13	0,05	11,20	11,06	3,30	1,49	0,07	—	0,29	100,80
40,44	2,90	11,83	5,06	7,96	—	11,75	11,32	1,57	1,75	4,49	—	0,99	100,06
40,89	3,06	13,28	6,77	5,97	—	10,95	12,22	3,34	1,70	1,58	—	—	99,76
43,49	2,35	11,94	4,25	9,78	—	11,64	9,93	2,96	1,17	0,92	—	1,36	99,79
45,29	2,81	14,36	4,12	6,70	0,15	8,86	11,01	3,63	2,17	0,61	0,28	0,75	100,75
56,65	1,65	19,69	4,67	0,17	0,07	0,28	2,48	5,07	3,68	5,01	—	0,30	99,72

Силезии (фиг. 1), как и в остальной части Судет, отличается некоторыми особенностями. Согласно исследованиям, проведенным Е. Ежманским (Jerzmański, 1956) и К. Смуликковским (Smulikowski, 1960), вулканические породы представлены вулканическими пекками, базальтовыми лавами, туфами и вулканическими брекчиями с бомбами и лапиллями. Покровы лав образуют плоские холмы, а пекки выделяются в виде отчетливых конусов и куполов. В районе Любани покровы лав достигают мощности 50—60 м.

Базальты представляют собой черные или темно-серые плотные афанитовые или мелкокристаллические породы, по химическому и минералогическому составу значительно отличающиеся от типичных базальтов (по Дэли).

Широко проявлена дифференциация в сторону увеличения общей щелочности и основности: трахбазальты, тефриты, базаниты, нефелиниты, лимбургиты. В составе минералов в базальтах главную роль играют основной плагиоклаз, пироксен, оливин, магнетит, как второстепенные компоненты — цеолиты, нефелин, апатит и вулканическое стекло. Породы являются примером атлантической петрографической провинции (недостаток кремнезема и щелочной тип дифференциации), характерной в третичное время для Среднеевропейской плиты. Различные дифференциаты часто можно наблюдать в одном обнажении (Jerzmański, 1956).

На классификационной диаграмме по Ниггли из 10 нанесенных анализов образцов пород, взятых из различных обнажений, большинство соответствует трахбазальтам. В районе Любани эффузивы образуют мощный покров (до 60 м) и, по данным петрохимических исследований, относятся к нефелинитам и лимбургитам (табл. 1). В каменоломне Зареба Горна (Польша) в описываемых базальтах К. Шпила (Szpiła, 1966) обнаружено фосфатное вещество, первоначально принимаемое за галлаузит. Фосфат залегает в виде жил и линз мощностью до 30—40 см и приурочен к измененным зонам базальтов. Зоны эти хлоритизированы и частично окварцованы. Макроскопически фосфатное вещество желтовато-белого цвета, плотное. В шлифах, выполненных из образцов, любезно предоставленных нам К. Шпила, видно, что в основной массе фосфатное вещество изотропное, мелкозернистое, со сгустковой структурой (фиг. 2, 3, 4).

Сгустки различных размеров — от 0,03 до 1 мм. Крупные сгустки при внимательном рассмотрении состоят из более мелких. Каждый сгусток окаймлен оторочкой сравнительно хорошо раскристаллизованного апати-

Химический состав (в вес. %) миоценовых вулканитов

Числовые характеристики по А. Н. Заварничко													
a	b	c	S	a'	f'	m'	r'	μ	t	φ	a/c	Q	
8,67	32,13	4,20	55,00	—	35,2	41,6	23,2	83,3	3,53	24,2	2,06	-11,5	
8,58	39,75	2,90	48,77	—	26,7	47,6	25,7	78,0	2,85	16,0	2,96	-22,7	
7,62	39,75	3,23	49,30	—	26,3	48,7	25,0	73,5	3,20	11,5	2,36	-20,0	
6,41	36,04	3,21	54,34	—	27,6	48,3	25,1	71,0	2,14	12,6	2,00	-8,1	
8,82	38,74	3,07	49,40	—	29,5	45,9	24,6	—	5,00	15,5	2,90	-21,8	
5,87	40,66	4,98	48,49	—	29,4	49,0	21,5	53,5	5,10	10,8	1,18	-19,8	
9,44	39,45	3,80	47,30	—	28,1	45,3	26,6	75,0	5,42	14,3	2,48	-27,7	
7,98	39,16	3,66	49,20	—	31,4	48,2	20,4	78,9	3,90	8,7	2,16	-21,3	
10,82	33,20	3,89	52,09	—	29,0	43,6	27,2	72,0	4,45	10,3	2,79	-21,0	
17,32	10,25	3,23	69,20	51,8	43,3	4,9	—	67,7	2,18	40,5	5,30	-0,5	

та. Промежутки между каемками выполнены цеолитом, относящимся к гейландиту. Иногда встречаются остроугольные обломки сильно измененного базальта или обломки, нацело замещенные цеолитом. Участками породе имеет псевдобрекчиевую структуру в связи с расположением отдельных сгустков. Показатель преломления фосфата $N_{cp} = 1,607—1,611$; раскристаллизованных участков $N_{cp} = 1,627$. Содержание P_2O_5 в жилах составляет 30%. Химический состав фосфоритов приведен в табл. 2.

Рентгеноструктурный анализ с определенным параметром кристаллической ячейки фосфатного вещества позволил определить фосфатный минерал как карбонатфтороапатит, по размерам ячейки приближающийся к франколиту.

Химический состав (в вес. %) фосфоритов польской части Судет

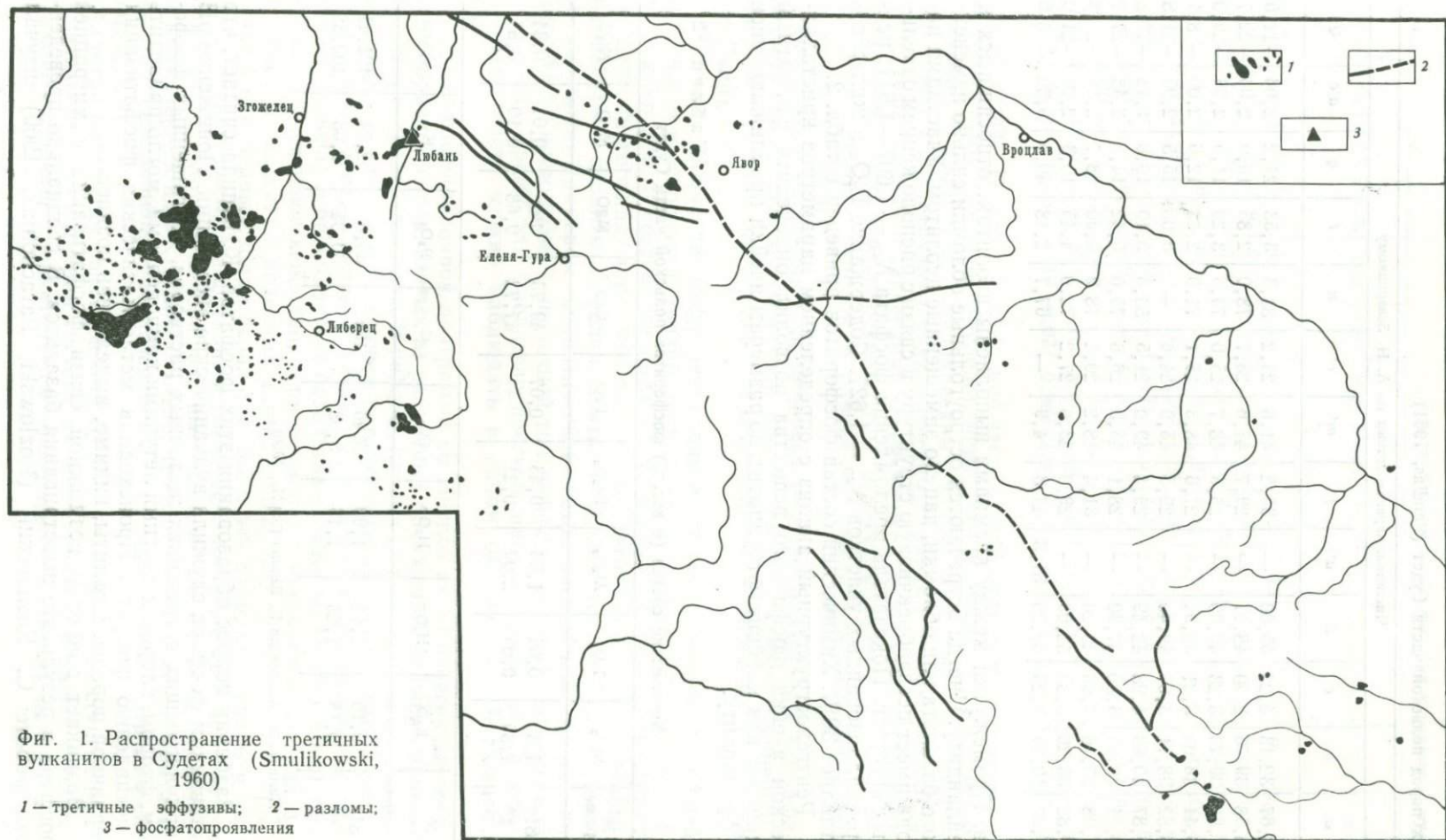
№ образца	Химический состав (в вес.%) фосфоритов польской части Судет								
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	M O	Na ₂ O
81п 1*	4,89	0,04	1,36	0,43	0,07	49,73	Нет	0,01	0,34
	7,80	0,05	2,09	0,21	—	47,72	0,68	0,10	0,88

№ образца	Химический состав (в вес.%) фосфоритов польской части Судет								
	K ₂ O	H ₂ O-	H ₂ O+	CO ₂	C	P ₂ O ₅	F	Сумма	
81п 1*	0,10	1,14	1,90	3,46	Нет	35,6	2,34	101,41	
	0,13	1,28	1,16	3,08	—	30,34	2,58	100,88	

* Химический анализ по К. Шпила (Szpiła, 1966)

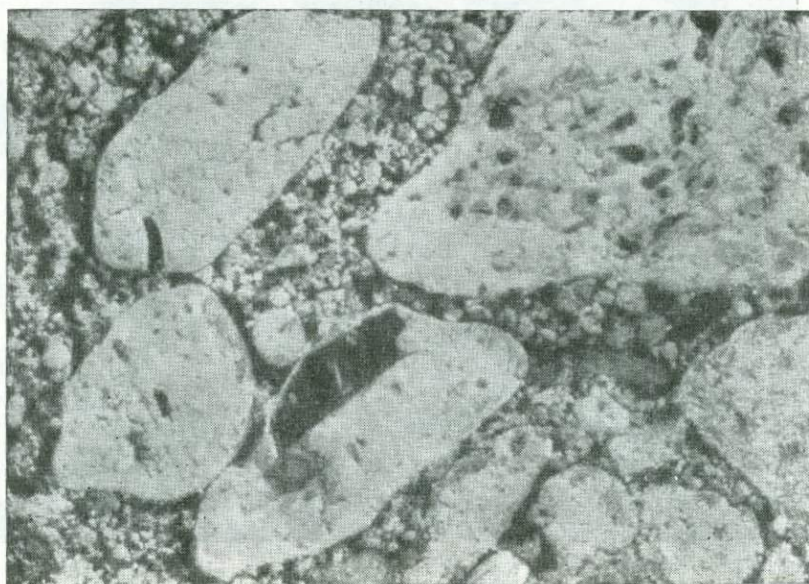
Разбирая вопрос образования этих фосфатов, К. Шпила считает, что источником фосфора служили вулканические эггалазии. Понижение pH циркулирующих в трещинах щелочных растворов, обогащенных фосфором, фтором, хлором и другими летучими компонентами, могло приводить к выпадению фосфата. Происходила метасоматическая фосфатизация первичной породы. Цеолиты, видимо, выделялись позднее.

Возникает вопрос о возможной связи фосфатизации с миграцией фосфора в результате выветривания базальтов. В специально проведенной работе С. Козловский (Kozłowski, Parachoniak, 1960) изучал

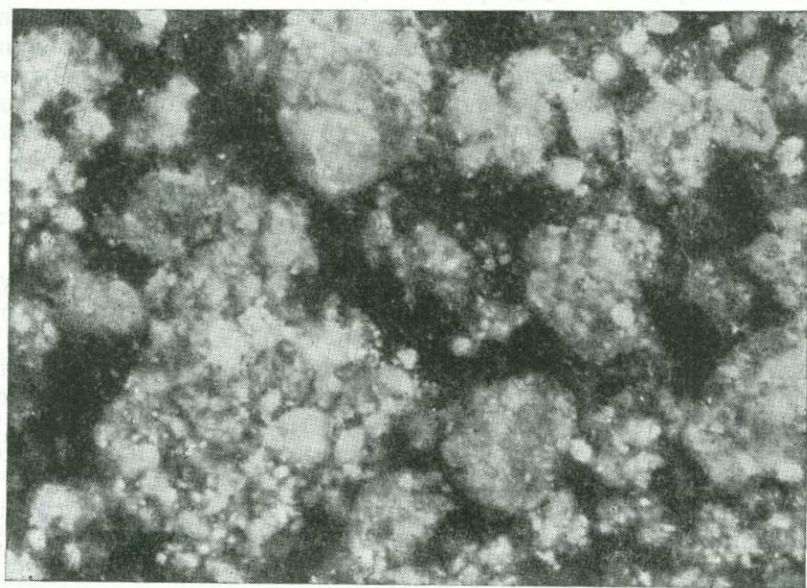


Фиг. 1. Распространение третичных вулканитов в Судетах (Smulikowski, 1960)

1 — третичные эффузивы; 2 — разломы;
3 — фосфатопоявления

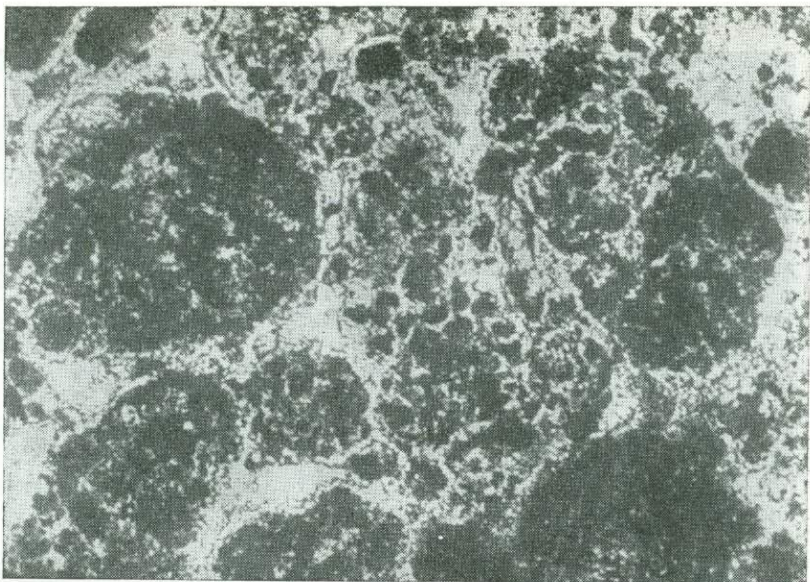


Фиг. 2. Метасоматические выделения карбонатфторапатита в трещине базальта. Польская часть Судет. Шлиф, увел. 40, без анализатора



Фиг. 3. Сгустковая структура фосфата в трещине базальта. Польская часть Судет. Шлиф, увел. 80, без анализатора





Фиг. 4. Фосфатизированный участок базальта. Польская часть Судет. Шлиф. увел. 80, без анализатора

среднее содержание различных компонентов, в том числе фосфора, в свежих и выветрелых базальтах. Выщелачивание отдельных компонентов касается только Ca, Mg, Na и частично K. Заметного уменьшения процентного содержания P_2O_5 при выветривании не наблюдалось. Средние значения для обеих групп пород оказались примерно одинаковыми — 0,68 и 0,67. Если даже принять, что фосфор в процессе выветривания несколько мигрирует, то количества эти очень невелики и не могут являться единственным источником фосфора для образования жил, обнаруженных в каменоломне Зареба Горна.

Верхнемеловая свита мтавари в Западной Грузии и ее фосфорная минерализация

В Западной Грузии под названием свиты мтавари известна вулканогенно-осадочная толща, образовавшаяся в интервал времени от раннего турона до сантона включительно. В структурном отношении эта толща находится в центральной части Грузинской глыбы, разделяющей геосинклинали Малого и Большого Кавказа. Согласно существующим представлениям о геологической истории развития Кавказа (Гамкрелидзе, 1957), Грузинская глыба в меловой период являлась относительно жестким стабильным участком. В эпиконтинентальном морском бассейне, располагавшемся в районе Грузинской глыбы, преобладал карбонатный тип седиментации. В альб-сеноманское время интенсивный вулканизм, имевший место на юге в Аджаро-Триалетской геосинклинали, а на севере в флишевой зоне южного склона Большого Кавказа, поставлял в морской бассейн Грузинской глыбы эксплозивный материал преимущественно основного состава.

Начиная с турона вулканические проявления известны и в пределах глыбы.

Вулканогенно-осадочная толща (свита мтавари) мощностью 300—700 м сложена главным образом вулканокластическими породами, лавами базальтов, туффитами и известняками (фиг. 5). Резкое изменение мощности свиты зависит от неравномерного распределения эффузивного

и вулканокластического материала, так как суммарная мощность известняков в отдельных разрезах более или менее постоянна и составляет около 120 м (Гугушвили, 1964).

М. Н. Ильинской (1964) выделены и детально изучены три основных комплекса пород, слагающих свиту мтавари,—эффузивный, вулканокластический и известняково-туфовый. Наибольший интерес в связи с фосфорной минерализацией представляют первые два комплекса.

Приводим описание комплексов, используя работу М. Н. Ильинской и личные наблюдения.

Эффузивный комплекс приурочен к северо-западной части района развития пород свиты мтавари и состоит из двух толщ: нижней — туфовой и верхней — эффузивной. В окрестностях Цхакая был изучен характерный разрез нижней толщи мощностью 70—80 м. Она представлена чередованием грубых агломератов и шлаковых туфов, тонкослоистых мелкозернистых бентонитовых туфов и в верхней части пластов оливиновых базальтов, часто миндалекаменных.

Контакты между отдельными разностями пород резкие.

Верхняя толща образована преимущественно миндалекаменными оливиновыми базальтами, образующими массив площадью 2—3 м². Общая мощность свиты в районе Цхакая достигает 300—350 м.

Вулканокластический комплекс обнажается на участке Кутаиси — Годогани — Нагареви, а также вдоль шоссе Кутаиси — Тбилиси.

Здесь над глауконитовыми известняками сеномана залегает толща желтовато-серых и зеленоватых шлаковых туфов, мелко- и тонкозернистых, слоистых, чередующихся с известковистыми туфами, в которых примерно в равных количествах присутствуют кальцит и обломки шлаковых туфов. Мощность прослоев туфов 10—20 см.

Выше следуют грубозернистые агломератовые и крупнозернистые шлаковые туфы, часто с кальцитовым цементом, пласты оливиновых базальтов, известняков и известковистых туффитов. Еще выше по разрезу вновь появляются тонкослоистые пачки шлаковых туфов и известковистых туффитов. Основная мощность в разрезе приходится на долю вулканокластических пород — агломератовых и шлаковых туфов (около 250 м). Общая мощность комплекса составляет 360—370 м.

Туфы вулканокластического (годоганского, по М. Н. Ильинской) комплекса имеют наряду с кальцитовым также анальцимовый и фосфатный цемент, причем последний встречается в разностях пород, располагающихся ближе к предполагаемым вулканическим центрам.

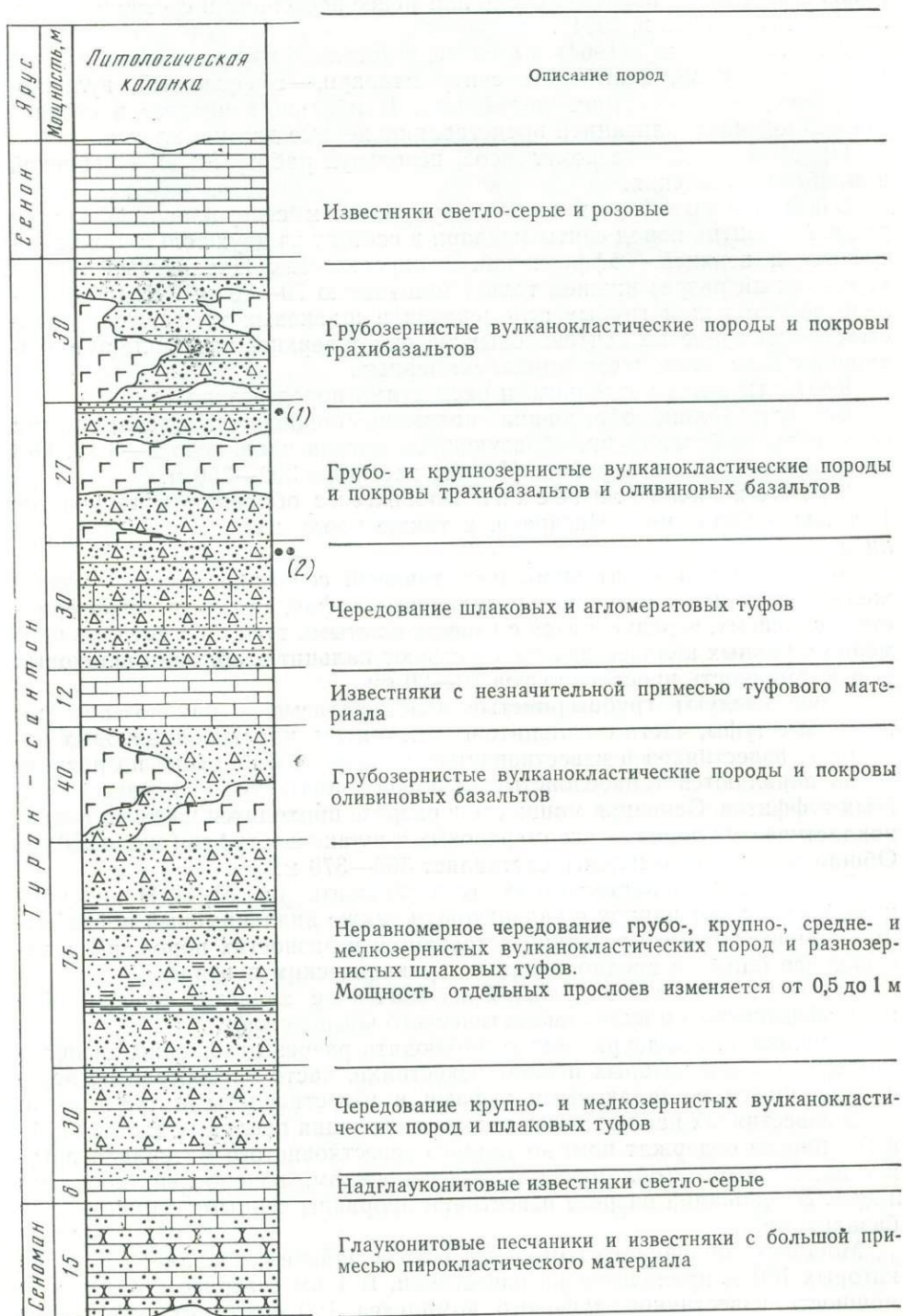
Известняково-туфовый комплекс является краевой фацей эффузивного и вулканокластического комплексов.

В районе с. Удзлури можно наблюдать разрез отложений, преобладающую роль в которых играют известняки, часто органогенные, переслаивающиеся со шлаковыми туфами и известковистыми туффитами.

В известняках наблюдаются редкие включения пепловых частиц. Туффиты иногда содержат помимо тонкого известковистого материала органогенный детрит (обломки раковин, иноцерам, водорослей, кораллов и др.). В основании разреза известняки прорваны черными оливиновыми базальтами.

Мощность описанного комплекса в этом районе составляет 130 м, из которых 100 м приходится на известняки. В 1 км севернее с. Одиллаури мощность известняково-туфового комплекса 100 м, из них около 35 м составляют шлаковые и агломератовые туфы. Характерной особенностью пород известняково-туфового комплекса является постепенное обогащение известняков туфовым материалом и переход в вулканогенные разности по направлению к центрам извержения.

Эффузивные породы свиты мтавари представлены щелочными базальтоидами типа пикрит-базальтов, трахибазальтами и трахитами, причем,



Фиг. 5. Схематический разрез свиты мтавари района с. Годогани
 Положение годоганского (1) и цхункурского (2) фосфоритонесных горизонтов (Нарчешавили, 1958)



Фиг. 6. Миндалекаменный пикрит-базальт. Свита мтавари. Западная Грузия. Шлиф, увел. 45, без анализатора

как правило, более основные разности пород пикрит-базальтов находятся в низах свиты, а трахиты занимают более высокое стратиграфическое положение.

Оливиновые и оливин-анальцимовые базальты (пикрит-базальты) представляют собой черные мелкокристаллические породы. Миндалекаменные разности распространены очень широко, соотношение миндалин и основной массы изменяется, и в пенистых лавах количество мелких миндалин составляет 80% породы.

Пикрит-базальты имеют порфировую структуру. Основная масса мелкокристаллическая и представляет собой агрегат плагиоклаз-пироксенового состава. В интерстициях — бурое основное стекло. Фенокристаллы представлены крупными оливинами, моноклинными пироксенами и мелкими плагиоклазами.

В миндалекаменных пикрит-базальтах основной состав массы тот же, что и в плотных пикрит-базальтах. Структура гиалопилитовая. Миндалины достигают десятков сантиметров, по направлению от периферии к центру они выполнены хлоритом, цеолитом, анальцимом (фиг. 6).

Трахибазальты встречаются главным образом в виде обломков в грубых агломератовых туфах. Выходов пластовых тел известно гораздо меньше. Макроскопически трахибазальты очень похожи на пикрит-базальты.

Структура породы порфировая. Во вкрапленниках — моноклинные пироксены, оливин, роговая обманка, плагиоклаз, санидин. Основная масса мелкокристаллическая, состоит из лейст и микролитов плагиоклаза, пироксена, в интерстициях бурое вулканическое стекло. Как и для пикрит-базальтов, известны миндалекаменные разности трахибазальтов, сильно измененные поствулканическими процессами.

Трахиты имеют наименьшее распространение и приурочены к верхней части свиты. Породы мелкозернистые, темно-серого и зеленоватого цвета, как правило, сильно измененные поствулканическими процессами. В основной массе рассеяны вкрапленники плагиоклаза, роговой обманки и санидина.

Химический состав (в вес.%)

№ анализа	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O+	H ₂ O-
1	Базальт	44,57	2,41	14,74	2,88	8,52	0,15	10,30	9,12	3,69	1,55	0,45	1,39	0,30
2	Однородный базальт	45,50	2,21	14,29	3,32	8,43	0,16	8,82	10,08	3,49	1,33	0,34	1,53	0,47
3	Однородно-апальцимовый базальт	43,70	3,25	14,41	3,33	8,10	0,16	8,23	6,38	3,73	2,65	0,82	3,72	1,48
4	Трахибазальт	45,50	2,35	14,98	0,75	0,52	0,16	7,31	6,21	2,90	3,08	0,80	4,20	2,18
5	Фанолит	57,83	—	17,01	5,64	2,36	0,19	1,88	0,43	6,85	5,29	—	0,40	1,13
6	Камптонит	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
7	Тешенит	49,73	0,85	17,63	3,03	5,59	0,21	5,70	2,33	6,01	2,75	0,40	1,09	4,56

Примечание. Анализы 5 и 6—по Г. С. Досендэе (1948); анализ 7—по Д. С. Беликину (1912).

Помимо излившихся разностей породы, известны субвулканические и жильные образования.

В батских и байосских отложениях средней юры залегают субвулканические интрузии тешенитов, мончикитов и камптонитов, комагматичные по отношению к эффузивным породам свиты мтавари. Среди жильных образований известны пикрит-базальты, трахибазальты, трахиты и фанолиты. Среди аксессуарных минералов в породах жил возрастает количество кристаллов апатита, имеющих довольно крупные размеры (до 0,3 мм в длину).

По химическому составу все описанные породы относятся к группе щелочно-базальтоидных (табл. 3). Содержание SiO₂ соответствует габбро и базальтам нормального ряда. Характерно повышенное содержание щелочей, что выражается в появлении щелочных полевых шпатов, анальцима, нефелина, биотита. Из темноцветных минералов присутствуют фиолетовый титан-авгит и щелочная роговая обманка. При пересчете по методу Заварицкого полученные параметры *b* и *S* такие же, как у базальтов, но по величине параметра *a* породы соответствуют сенитам и гранитам (фиг. 7). Все породы недосыщены SiO₂ ($Q < 15$) и насыщены щелочами ($a/c > 2$). Натрий преобладает над калием ($n > 65$), темноцветная составляющая — над лейкократовой [$b(a+c) > 2$].

Вулканокластические породы свиты сложены в основном ювенильными и резургентными компонентами и в подчиненном количестве — случайными (аксидентальными). Последние представлены обломками известняков, образовавшимися, видимо, в результате разрушения пород фундамента.

Ювенильные обломки, поступающие из вулканических очагов, представлены главным образом шлаковыми фрагментами. Они обладают причудливой формой, свидетельствующей о пластическом состоянии вещества в момент отложения. Шлаковые фрагменты насыщены порами и миндалинами размером до 0,4 мм, имеющими округлые или сплюснутые очертания (фиг. 8). Сравнительно редко присутствуют темноцветные минералы, лейсты и микролиты плагноклаза. Химический состав относительно свежих шлаковых обломков, как следует из табл. 4, отличается от химического состава эффузивных и вулканических пород (см. табл. 3). Содержание SiO₂, Na₂O и K₂O значительно ниже, а TiO₂, MgO, P₂O₅ выше, чем в эффузивах.

Как правило, шлаковые обломки сильно изменены в результате поствулканических и постседиментационных процессов. По ним развиваются вторичные глинистые минералы — монтмориллонит, галлуазит, гидрослюда и хлориты. Вероятно, изотропные образования, наблюдаемые в цент-

пород свиты мтавари

Таблица 3

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому											
<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>S</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>c'</i>	<i>n</i>	<i>φ</i>	<i>t</i>	<i>Q</i>	<i>a/c</i>
10,20	4,57	33,38	51,85	31,4	45,5	23,1	78,9	7,2	3,9	-21,2	2,24
9,38	4,69	33,23	52,70	32,2	50,2	17,6	80,0	8,4	3,6	-17,18	2,00
12,64	3,69	29,04	54,63	38,2	38,7	23,1	68,5	10,3	5,3	-19,6	3,43
11,73	4,92	25,52	57,82	37,6	44,3	18,1	58,7	35,1	3,8	-12,2	2,39
22,6	0,06	11,90	65,50	77,1	6,3	16,6	66,7	40,5	—	-14,3	—
11,2	5,30	29,50	54,00	36,0	45,8	18,2	77,4	7,9	3,4	-19,7	2,10
17,7	4,10	16,50	61,70	53,0	25,2	21,8	80,5	16,9	1,3	-16,1	4,30

ральных частях обломков, являются палагонитом. В табл. 4 приведен анализ палагонита из Исландии, близкого по химическому составу к шлаковым обломкам свиты мтавари. Поры и миндалины шлаковых обломков выполнены по периферии хлоритом, ближе к центру — цеолитом, анальцимом, гематитом, кальцитом.

Резургентные компоненты вулканокластических пород, возникшие во время эксплозивной деятельности вулканов, в результате разрушения вулканической постройки полностью соответствуют эффузивным и субвулканическим породам свиты.

По гранулометрическому составу выделяются типы туфов: агломератовые грубозернистые, крупно-, средне-, мелко- и тонкозернистые.

Агломератовые грубозернистые туфы состоят главным образом из обломков эффузивов, кристаллы и шлаковые фрагменты имеют подчиненное значение. Цемент представлен кальцитом, хлоритом, анальцимом, гидроокислами железа.

В составе крупно-, средне- и мелкозернистых разностей туфов основное значение приобретают шлаковые обломки и кристаллокластический материал. Цементом служит главным образом кальцит, участками — анальцим, фосфат, хлорит, цеолиты и гидроокислы железа.

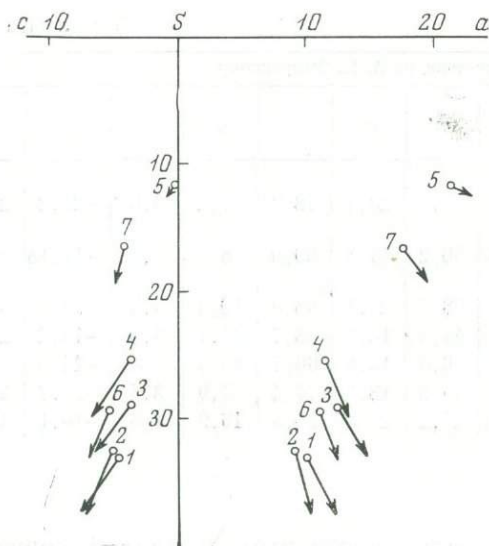
Таблица 4

Сравнительный химический состав (в вес.%) шлаковых обломков и палагонитов (по Бродской, Ильинской, 1968)

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO
1	35,36	3,73	12,62	8,18	5,16	6,60	11,01
2	38,72	0,30	6,04	23,74	4,74	3,31	4,00
3	33,20	2,80	9,60	13,30	1,60	8,00	2,30

№ анализа	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O+	H ₂ O-	CO ₂	c
1	2,03	0,30	1,93	0,68	7,46	3,13	0,55	0,52
2	0,56	—	—	—	13,08	6,19	—	—
3	0,30	—	0,30	0,40	7,60	20,60	—	—

1 — шлаковый обломок из мелкозернистого кристаллоагломератического туфа. с. Гнищити (анализ выполнен в химической лаборатории ИИГ АН СССР); 2 — палагонит из миндалекашского диабаз, р. Алымжак (Ляхович, 1957); 3 — палагонит из Исландии (Ляхович, 1957).



Фиг. 7. Петрохимическая диаграмма эффузивных и субвулканических пород свиты мтавари

Номера векторов соответствуют номерам химических анализов в табл. 3



Фиг. 8. Шлаковый туф. Видна причудливая форма ювенильных обломков. Цемент кальцитовый. Свита мтавари, Западная Грузия. Шлиф, увел. 45, без анализатора

Тонкозернистые туфы состоят из остроугольных обломков зеленого мелкопористого вулканического стекла. Цемент в основном кальцитовый.

К осадочно-вулканогенным породам свиты мтавари относятся известковистые туффиты, состоящие из вулканокластического и карбонатного материала. Остроугольные обломки девитрифицированного вулканического стекла, часто со шлаковой структурой, погружены в карбонатную массу, состоящую из органического детрита и пелитоморфного кальцита. Прослой туффитов имеют небольшую мощность, часто линзовидную форму, залегают среди туфовых или известняковых толщ.

К собственно осадочным породам свиты относятся известняки, обычно состоящие из органического детрита, иногда с небольшой примесью пеплового материала. В изобилии встречаются обломки кораллов, обрывки водорослей, мшанок, криноидей. Встречаются известняки, сплошь образованные рифостроящими организмами (литотамниевые).

Все породы свиты мтавари образовались в сравнительно неглубоком морском бассейне. Вулканические извержения происходили в обстановке карбонатакопления при полном отсутствии терригенной седиментации. Следует предположить, что силикатный расплав был сильно насыщен легколетучими компонентами, газами и парами воды. Об этом свидетельствуют шлаковая структура вулканического стекла и преобладание миндалекаменных разновидностей лавовых потоков. Высокая щелочность расплава обеспечила его большую подвижность.

Нами рассмотрено также распределение ряда элементов по отдельным типам пород, входящих в состав вулканогенно-осадочной толщи. Средние содержания Fe, Mn, P₂O₅, TiO₂, C_{орг} и некоторых малых элементов определялись в базальтах, грубозернистых туфах, мелкозернистых туфах, туффитах и известняках (табл. 5).

Таблица 5

Средние содержания (в %) Fe, Mn, P₂O₅, C_{орг}, TiO₂ в породах вулканогенно-осадочного комплекса в зоне вулканизма с щелочным базальтоидным составом лав (верхний мел, Грузия)

Порода	Fe	Mn	P ₂ O ₅	TiO ₂	C _{орг}
Базальты	11,03	0,13	0,75	1,6	—
Туфы шлаковые, грубозернистые	8,0	0,13	0,70	1,6	0,13
Туфы шлаковые, мелкозернистые	7,0	0,11	0,65	1,2	0,12
Туффиты карбонатные	2,6	0,25	0,45	0,9	0,25
Известняки	0,43	0,10	0,03	0,05	0,51

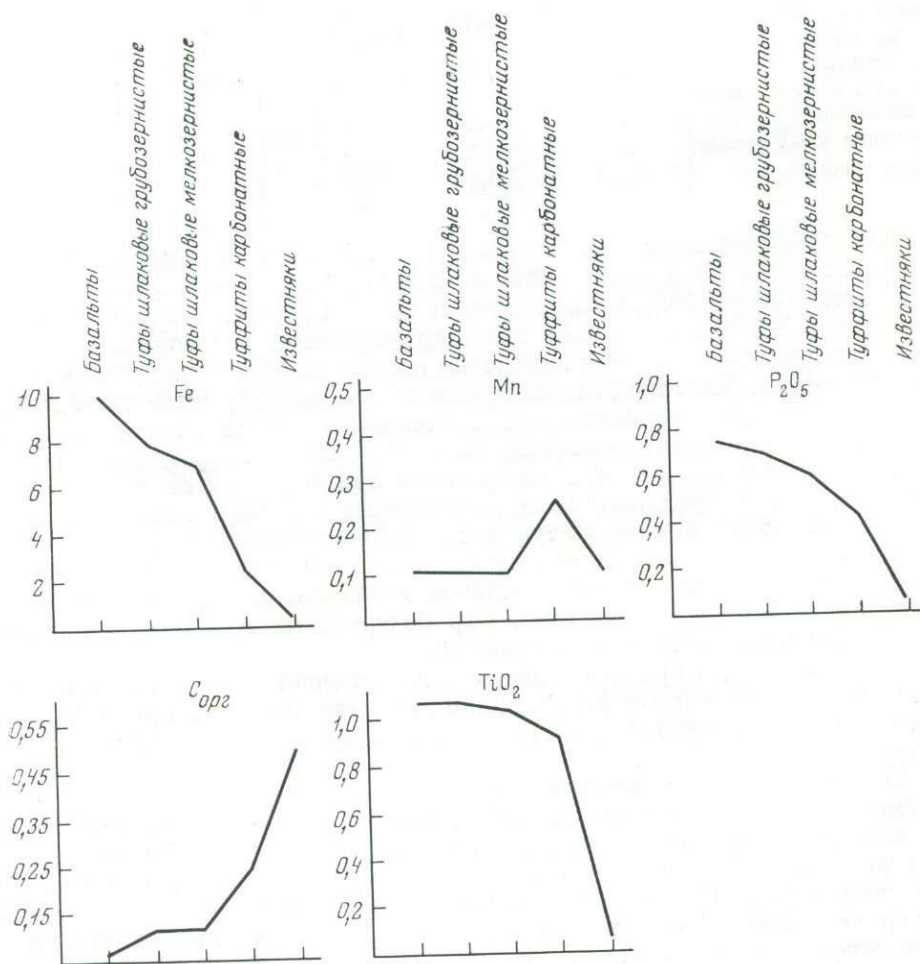
Кривые распределения каждого элемента по типам пород приведены на фиг. 9 и 10. Содержание железа в ряду базальт — мелкозернистый туф составляет 8—10%, редко снижаясь до 2% в туффитах с карбонатным цементом. Железо находится главным образом в растворимой форме. Среди вторичных продуктов изменения шлаковых обломков присутствуют лептохлориты. Марганец относительно обогащает туффиты (до 0,25%). Содержание P₂O₅ закономерно снижается от базальтов и туфов к известнякам. Малые элементы — титан, ванадий, кобальт, хром, цирконий — не показывают изменений в содержании при переходе от базальтов к мелкозернистым туфам. Кривые, построенные для меди и скандия, дают небольшие пики в шлаковых туфах с преимущественно карбонатным цементом. Количество стронция в изученном ряду пород остается неизменным, за исключением точки, отвечающей базальтам (0,1%). Некоторое обогащение барием наблюдается в грубозернистых туфах (0,3%) и связано с постмагматическими процессами.

По-видимому, в процессе извержения щелочного расплава не происходило значительной дифференциации вещества, и содержание ряда элементов в лавах, крупнозернистых и мелкозернистых шлаковых туфах оставалось одинаковым.

Особый интерес представляет фосфорная минерализация, наблюдаемая в отложениях свиты мтавари. Хотя изученные комплексы пород не содержат крупных промышленных скоплений фосфора, имеющийся материал свидетельствует о некоторых особенностях его концентрации. На схеме (фиг. 11) показано среднее и максимальное содержание P₂O₅ в породах эффузивного, вулканокластического и известняково-туфвого комплексов свиты мтавари. В кружках отмечено процентное содержание P₂O₅ в рудных концентрациях. Образование фосфоритов с содержанием P₂O₅ до 30% происходит на фоне сравнительно высокого

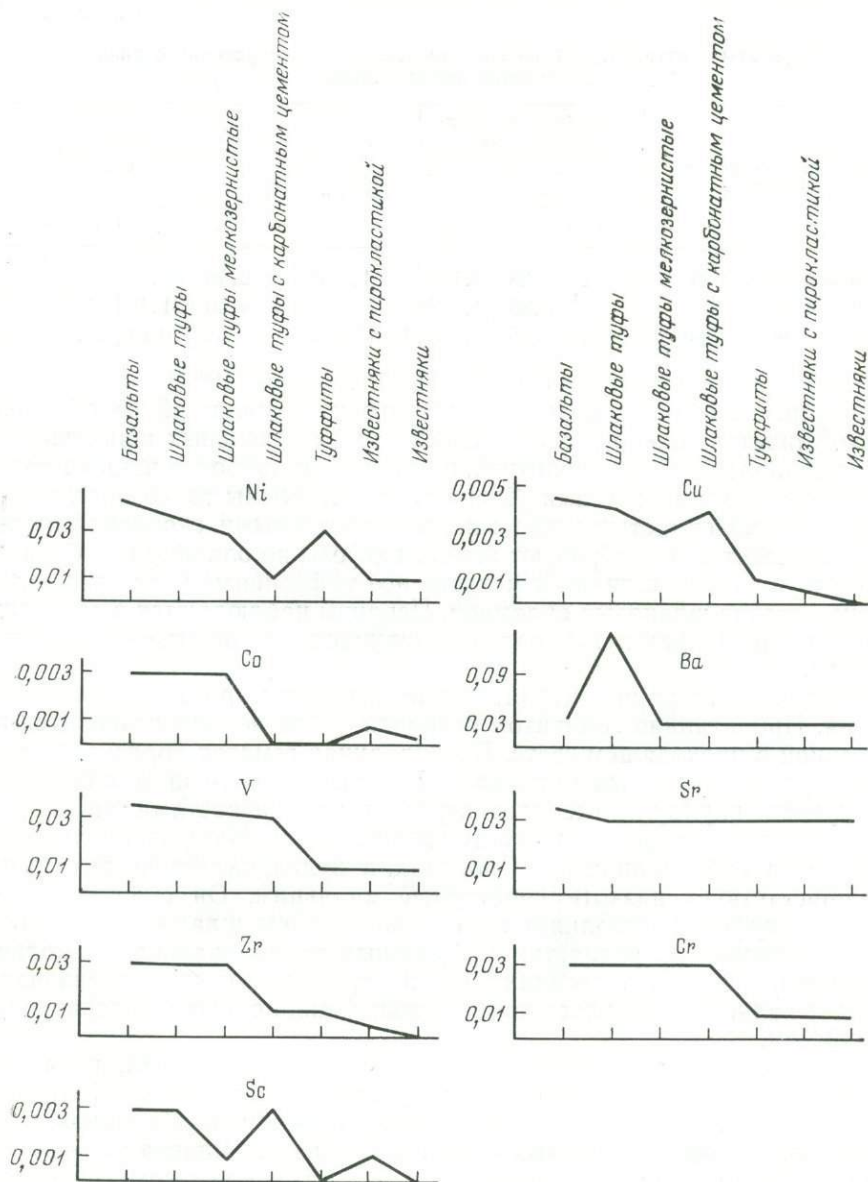
кларкового содержания (0,42%). Максимальное же содержание P_2O_5 в породах эффузивного и вулканокластического комплексов достигает 0,7%. В известняково-туфовом комплексе средние и максимальные содержания P_2O_5 очень незначительны, и рудных концентраций не происходит.

Впервые фосфориты в свите мтавари были обнаружены и описаны Г. С. Дзоценидзе (1941, 1954). Впоследствии поисковые и разведочные работы на фосфориты в Западной Грузии проводились сотрудниками Государственного научно-исследовательского института горно-химического сырья (ГИГХС) под руководством О. В. Нарчемашвили (Гиммельфарб, Нарчемашвили, 1955; Нарчемашвили, 1957, 1958). Начиная с 1960 г. фосфориты свиты мтавари изучались сотрудниками ГИН АН СССР — М. Н. Ильинской и Н. Г. Бродской (Ильинская, 1962, 1964; Бродская, Ильинская, 1963, 1968). Суммируя имеющиеся материалы, приведем общую характеристику фосфоритов. По внешнему виду различаются белые, светло-желтые плотные фарфоровидные образования и красновато-бурые, иногда желтоватые землистые или мелоподобные фосфориты. Фосфориты встречаются только в эффузивах и вулканокластических разностях пород. Залегают они в виде линзовидных прослоев, отдельных прожилков, линз и жил. Содержание P_2O_5 и мощности прослоев резко колеблются. Наибольшие значения P_2O_5 (до 30%) известны в прослоях и жилах, при-



Фиг. 9. Кривые распределения (в %) Fe, Mn, P_2O_5 , $C_{орг}$, TiO_2 в породах свиты мтавари

уроченных к оливин-анальцимовому базальту. В туфах средние содержания P_2O_5 изменяются от 2,5 до 6%, иногда достигают 20%. Длина прослоев составляет 2—5 м при мощности до 1 м. Плотные фарфоровидные разности приурочены к сильно измененным осветленным и оглиненным зонам оливин-анальцимовых базальтов и трахибазальтов. В шлифах отчетливо видно, что основным порообразующим минералом является апатит. В апатитовой массе иногда наблюдаются мелкие ромбические кристаллы санидина и биотита. По ряду образцов можно сделать заключение о метасоматическом замещении апатитом эффузивной породы. Мелкие единичные иголки апатита образуют псевдоморфозы по оливину в пикрит-базальтах, отдельные участки эффузивной породы оказываются как бы пропитанными скоплениями мелкоигльчатого апатита (фиг. 12). При полной метаморфозе от первичной породы сохраняются только отдельные реликты.



Фиг. 10. Кривые распределения (в %) малых элементов в породах свиты мтавари

В вулканических породах фосфориты землистые или мелоподобные, образуют цемент туфов, иногда замещая полностью шлаковые обломки (фиг. 13). Фосфорное вещество в проходящем свете изотропное, иногда очень слабо двупреломляющее. По стенкам пустот и в трещинах видны кристаллики апатита. Несмотря на наблюдаемое в шлифах различие фосфорного вещества в фосфоритах из эффузивных и вулканокластических пород, химический и рентгеноструктурный анализы не показали существенных различий (табл. 6). Содержание CO_2 колеблется в довольно значительных пределах, составляя в некоторых образцах 4,5%, и в фарфоровидном и в землистом фосфорите оно является изоморфной примесью в кристаллической решетке апатита (см. табл. 6). Следует, очевидно, сделать вывод о принадлежности фосфорного минерала к карбонат-фторapatиту. Фосфорная минерализация свиты мтавари занимает определенное место в ряду поствулканических изменений пород.

Таблица 6

Результаты рентгеноструктурного, химического и иммерсионного анализов фосфоритов свиты мтавари

Месторождения фосфоритов и апатитов	Параметры кристаллической ячейки фосфатного вещества			Средний показатель преломления	Химический состав, вес. %			
	D°				CO ₂	P ₂ O ₅	CaO	F
	a	c	c/a					
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-Цверн (обр.606)	9,32	6,88	0,738	1,615—1,621	3,44	30,01	41,31	2,80

К наиболее ранним процессам М. Н. Ильинская (1964) относит палагонитизацию шлаковых обломков. Палагонит — малостойкое образование, сохраняется только в центральных частях отдельных шлаковых обломков. Хлоритизация и цеолитизация являются наиболее широко развитыми вторичными процессами. Хлориты представлены тонкоагрегатными, пластинчато-волокнистыми или микросферолитовыми скоплениями пеннина и делессита. Они образуют псевдоморфозы по оливину и лабрадору, присутствуют в миндалинах и метастазисе эффузивных пород и в вулканическом стекле шлаковых обломков. Цеолиты наблюдаются в сростании с хлоритами. Определены натрийсодержащие разновидности — натролит и томсонит.

После хлоритизации и цеолитизации интенсивно развивается гематитизация. Пропитанная гематитом основная масса породы становится непрозрачной в проходящем свете. В миндалинах гематит образует каемки в ряду других вторичных минералов. Широко проявлена анальцимизация, причем наряду с высокотемпературными разновидностями анальцима, заполняющими интерстиции между главными породообразующими компонентами в субвулканических породах, в вулканокластических разновидностях присутствует низкотемпературный анальцим. Он слагает цемент шлаковых туфов и выполняет поры и миндаины шлаковых обломков. В миндалекаменных разновидностях эффузивных пород анальцим заполняет миндаины. Одно из последних мест по времени минералообразования занимает кальцит, выделяясь почти одновременно с низкотемпературным анальцимом.

В цементе вулканокластических пород позднее хлорита, цеолита и анальцима выделяется фосфат. В эффузивных породах фосфатизация также является наиболее поздним процессом, развиваясь в сильно измененных зонах пород, в которых имеются вторичные минералы — хлорит, цеолит, анальцим, гематит, серпентин и др. Апатит метасоматически замещает эти минералы.

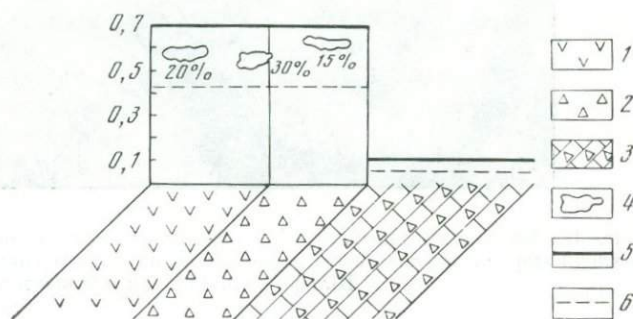
По поводу генезиса фосфоритов свиты мтавари существуют весьма противоречивые представления. Г. С. Дзоценидзе (1941, 1954) считает процесс образования фосфоритов эпигенетическим, связанным с выветриванием базальтов и туфов и перемещением фосфорного вещества. Базальтовый покров, по мнению Г. С. Дзоценидзе, играет роль экрана для растворов, несущих фосфат, и лишь по трещинам и жилам образуются небольшие прожилки и гнезда.

Б. М. Гиммельфарб и О. В. Нарчемашвили считали бесспорным осадочный генезис фосфоритов свиты мтавари, предполагая, что осаждение фосфатов из вод туронского моря происходило непосредственно на вулканическом субстрате.

Нашими исследованиями выдвигается гипотеза, в которой основная роль в образовании фосфоритов свиты мтавари отводится магматическим процессам (Бродская, Ильинская, 1968). Допуская некоторую возможность перераспределения фосфорного вещества в результате наложенных

Фиг. 11. Схема распределения фосфора в эффузивном и вулканогенно-осадочном комплексах свиты мтавари

1 — эффузивы; 2 — вулканокластические породы; 3 — туффины; 4 — фосфориты; 5 — максимальное содержание P_2O_5 в породе; 6 — среднее содержание P_2O_5 в породе

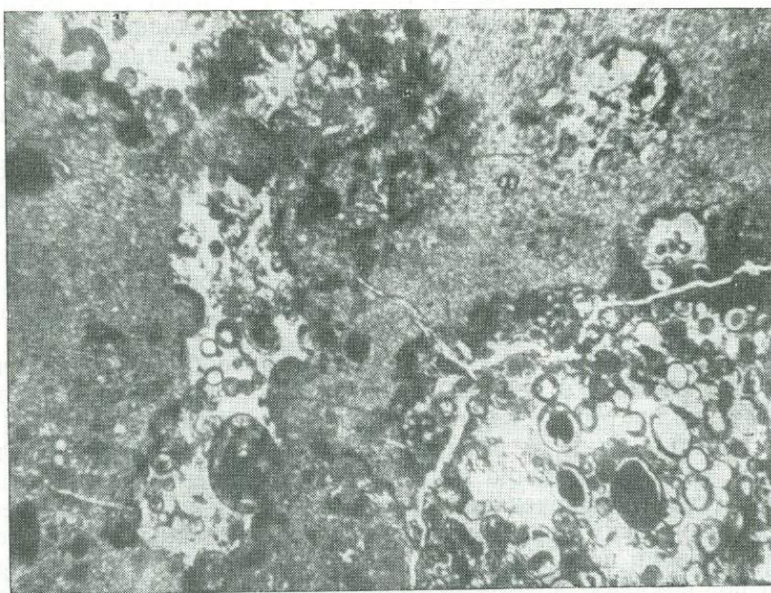


процессов выветривания, мы считаем, что ряд факторов убедительно свидетельствует о тесной связи фосфорной минерализации с поствулканической деятельностью, близкой по времени к излиянию лав и формированию вулканических комплексов пород. Как отмечалось выше, фосфориты приурочены к измененным зонам эффузивных пород, причем эти зоны расположены перпендикулярно к напластованию пород и уходят вниз на значительную глубину (прослежены бурением до 100 м). На контакте с фосфоритами вмещающие базальты имеют брекчированную структуру. Измененные зоны даже при отсутствии рудных скоплений фосфоритов характеризуются повышенными содержаниями P_2O_5 . Важно отметить, что кристаллы акцессорного апатита, находящегося в эффузивной породе, даже при значительном ее изменении, остаются свежими и четко ограниченными.

В последовательном ряду минеральных новообразований отчетливо фиксируется привнос в породы свиты натрия (образование цеолитов и анальцима), калия (образование санидина и биотита) и фосфора (фосфориты и апатит). С этим же процессом, который можно назвать автоматомоматозом, связана частично гематитизация, серпентинизация, флогопитизация. Четкая приуроченность фосфоритов только к вулканическим и вулканокластическим породам разреза и перечисленные выше особенности фосфатизации полностью исключают осадочный генезис фосфоритов и ставят под сомнение возможность образования их в результате процессов выветривания.



Фиг. 12. Кристаллы апатита (А), образовавшиеся в результате автометасоматоза в хлорит-серпентиновых псевдоморфозах по оливины в пикрит-базальте. Свита мтавари. Шлиф, увел. 140, без анализатора

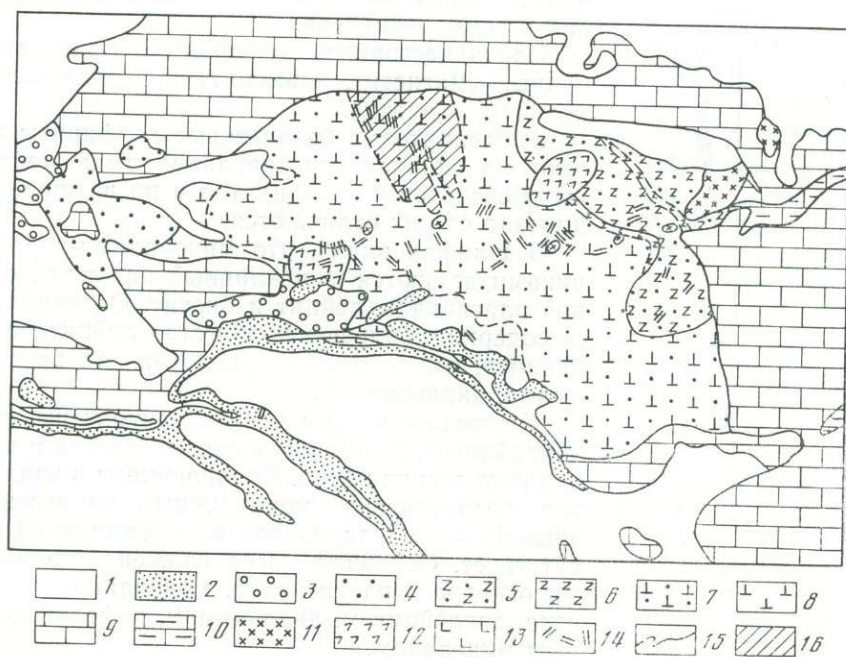


Фиг. 13. Скрытокристаллический фосфорит (Ф), цементирующий шлаковый туф. Свита мтавари. Шлиф, увел. 45, без анализатора

**Пермские щелочные базальтоиды
Таласского Алатау (даубабинская свита)
и связанная с ними фосфорная минерализация**

Эффузивно-пирокластическая толща, известная под названием даубабинской свиты (Молчанова, 1966), обнажается в северо-западных отрогах Таласского Алатау в пределах Машатской впадины. Большинство исследователей образование этой свиты датируется ранней пермью (Абдрахманов и др., 1961; Сатпаев и др., 1963). Область распространения свиты, по схеме В. А. Николаева (1930), относится к краевой части Чаткало-Нарынской структурно-фациальной зоны, расположенной к югу от крупного разлома — главной структурной линии Тянь-Шаня. Свита сложена эффузивными, вулканокластическими и субвулканическими породами. Распространена ограниченно. В широтном направлении обнажения свиты прослеживаются на 10—12 км, в меридиональном — на 6 км.

В позднепалеозойское время на протяжении турнейского, визейского и намюрского веков в западной части Среднего Тянь-Шаня существовал морской режим. Накапливались однородные карбонатные и карбонатно-сланцевые толщи, имеющие общую мощность около 4000 м. В отличие от эвгеосинклинального типа развития Южного Тянь-Шаня Средний Тянь-Шань представлял собой миогеосинклиналь (Молчанова, 1966). К концу раннего карбона геосинклинальный тип развития сменился орогенным. В пермское время во внутренних впадинах, в том числе в Машатской, происходили периодическое наземное излияние лав и выбросы пеплового материала (фиг. 14).



Фиг. 14. Схематическая геологическая карта района Машатской впадины (Молчанова, 1966)

1 — четвертичные отложения; 2 — четвертичные аллювиальные отложения; 3 — мелозые отложения; 4 — юрские отложения; 5—8 — эффузивная толща даубабинской свиты: 5 — лавовые брекчии эпидейцитовых тефритовых порфиритов, 6 — прослои эпидейцитов, 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

1) шонкинит-порфириды, эссексит-порфириды и мончикиты, развитые в нижних частях вулкана и соответствующие по положению тефритовым базальтовым порфиридам; 2) эпилейцитовые тефриты и эпилейцитовые нефелиниты, прорывающие нижние горизонты вулкана и соответствующие эпилейцитовым базальтовым порфиридам и эпилейцитам; 3) трахиандезиты, или латиты, прорывающие все нижележащие образования и не имеющие эффузивных аналогов.

По химическому составу породы даубабинской свиты соответствуют группе щелочных габброидов и базальтоидов (табл. 7). При низких значениях SiO_2 содержание щелочей повышено. Темноцветные компоненты обогащены MgO (высокие значения m' относительно c'). Натрий преобладает над калием. Значение Q для всех пород отрицательное, т. е. они недонасыщены кремнекислотой.

В разрезе даубабинской свиты вулканокластические породы по мощности значительно преобладают над вулканическими. В составе первых ведущую роль играют резургентные обломки, представленные различными эффузивными и субвулканическими породами. В подчиненном количестве находятся ювенильные обломки.

Даубабинский стратовулкан образовался в наземных условиях. Судя по преобладанию вулканокластических пород, вулканическая деятельность сопровождалась эксплозиями большой разрушительной силы.

Среди вулканокластических пород даубабинской свиты наиболее распространены грубообломочные разности, среди которых различаются лавобрекчии и сцементированные агломератовые туфы. Породы эти сложены плохо отсортированными обломками эффузивных пород, причем в грубообломочных лавобрекчиях преобладают эпилейцитовые разности, а в мелкообломочных — тефритовые базальтовые порфириды. Цементирующая масса лавобрекчий не отличается по составу от обломков, но сильно изменена поствулканическими процессами.

В агломератовых туфах цементом служит измененный пирокластический материал.

Крупно-, средне-, мелко- и тонкозернистые разности туфов образуют слоистые пачки с косой слоистостью и составляют сравнительно небольшую часть общего объема вулканокластических пород. По мере уменьшения гранулометрического состава туфов возрастает роль ювенильного материала. Цементом служат обычно кальцит, гидроокислы железа, анальцит и глинистые минералы.

Все эти образования являются продуктами поствулканических изменений пирокластического материала.

В статье Г. М. Фремда (1963) имеются указания на то, что в породах стратовулкана, расположенного на правом берегу р. Даубабы, встречены гнезда апатита.

Исследованиями М. Н. Ильинской (1966; Бродская, Ильинская, 1968) были более подробно охарактеризованы магнетит-апатитовые руды, приуроченные к гидротермальным жилам в зоне эффузивных и вулканокластических пород.

Крупные жилы имеют мощность 1—2 м, в отдельных раздувах они увеличиваются до 4—5 м. Гидротермальные жилы сложены в основном магнетитом с крупными гнездами апатита, достигающими 1 м в диаметре. Апатит присутствует в сростках с крупнокристаллическим кальцитом и магнетитом. В краевых частях магнетитовых жил образуются мелкие кристаллы. В шлифах видно, что апатит представлен светло-зелеными удлиненными кристаллами, иногда собранными в лучистые агрегаты ($N_o = 1,633—1,635$; $N_e = 1,629—1,631$; $N_o - N_e = 0,004$).

Идиоморфные кристаллы апатита секут зерна и скопления магнетита, часто кальцита; видимо, апатит образовался позже этих минералов. Кальцитовые прожилки иногда секут магнетит и апатит, что свидетельствует о более позднем перераспределении карбоната кальция.

Химический состав (в вес. %) эффузивных

№ анализ	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
1	44,18	1,28	9,94	8,28	1,01	0,14	0,64	11,90	0,23	5,00	1,49
2	44,79	1,17	15,72	5,16	3,82	0,14	6,73	22,90	1,82	4,00	0,47
3	45,90	1,28	12,77	7,40	0,54	0,25	5,76	11,10	0,28	7,10	1,35
4	44,17	1,00	19,41	7,86	1,77	0,18	4,54	10,62	4,66	1,40	—
5	41,28	0,86	16,27	7,48	0,23	0,22	1,41	11,95	0,32	8,50	0,50
6	46,83	0,96	16,20	4,74	3,92	0,20	6,68	9,20	2,05	4,35	0,69
7	40,52	0,81	16,26	5,72	3,59	0,09	4,68	5,67	2,20	6,16	0,50
8	44,28	0,79	18,03	3,90	3,13	0,20	2,49	9,28	4,86	2,92	—
9	55,22	0,10	17,96	7,24	—	0,10	3,09	5,10	4,70	5,30	—

1 — тефрито-базальтовый порфирит (Фремд, 1963); 2 — то же (Ильинская, 1966); 3 — то же (Фремд, 1963); 4 — лейцитит (Фремд, 1963); 5 — лейцитит (Фремд, 1963); 6 — лейцитит нефелинит (Орлова, 1959); 7 — андезито-тра-

В табл. 8 приведен химический состав апатитов даубабинской свиты, свидетельствующий об их принадлежности к фторапатитовой разновидности.

Пропилиты и пропилизированные породы, к которым приурочены гидротермальные жилы, образуют большие зоны в центральной части вулкана. С этими же зонами ассоциируют и вторичные кварциты.

Изучение вторичных преобразований вулканических и вулканокластических пород позволило наметить определенную последовательность процессов поствулканической минерализации. Хлоритизация является наиболее ранним процессом преобразования пород. В эффузивах хлориты развиваются по основной стекловатой массе, по оливины, плагиоклазу, пироксену, образуют внешнюю кайму в миндалинах. В вулканокластических породах хлориты возникают при девитрификации стекла мелких ювенильных обломков (фиг. 16).

Анальцитизация и цеолитизация пород происходят почти одновременно. В миндалинах анальцит и цеолиты заполняют внутренние центры вслед за внешней хлоритовой оторочкой.

Альбитизация имеет место только в субвулканических породах. Альбит развивается главным образом по основным плагиоклазам, иногда образуя каемку вокруг кристаллов ортоклаза.

Процесс карбонатизации распространен очень широко, проявляясь во всех породах свиты. В эффузивных породах кальцит развивается по основной массе и в ассоциации с другими вторичными минералами замещает плагиоклазы. В вулканокластических породах карбонизирован цемент, а иногда метасоматически замещены обломки.

Таким же широко распространенным процессом является гематитизация. В ряду вторичных минералов гематит занимает одно из самых последних мест (фиг. 17).

При сильном изменении породы, когда породообразующие минералы полностью замещены вторичными образованиями, наблюдаются процессы актинолитизации, эпидотизации и прецитизации пород. Особенно интенсивно эти процессы проявляются в приконтактной части гидротермальных жил и жилков.

Под воздействием гидротермальных растворов образуются вторичные кварциты, развиваясь по эффузивным и вулканокластическим породам. При полном окварцевании сохраняются только реликты структуры первичной породы. Одновременно с окварцеванием идет фосфорная и баритовая минерализация.

и субвулканических пород даубабинской свиты

Таблица 7

№	Числовые характеристики по А. Н. Заваршину											
	CO ₂	H ₂ O+	H ₂ O-	a	c	b	S	I'	m'	c'	n	Q
—	5,44	0,94	7,9	2,8	36,9	52,4	22	45	33	6,0	-13,8	2,8
—	3,82	0,44	10,0	6,0	30,0	54,0	29	40	31	40,3	-18,0	1,7
—	6,40	0,44	11,6	3,3	28,8	56,0	26	36	38	7,0	-13,9	3,5
—	3,88	0,30	13,3	7,4	24,1	55,2	38	34	28	83,3	-23,6	1,8
—	10,94	0,28	15,4	5,3	23,2	56,1	35	12	53	5,2	-23,0	3,0
—	3,84	0,38	11,5	5,7	26,2	56,7	32	45	23	41,2	-15,5	2,0
—	6,92	0,64	16,5	4,8	23,0	55,7	44	41	15	34,6	-27,0	3,4
5,00	4,44	0,63	16,9	5,3	19,6	58,2	36	24	40	71,6	-22,7	3,0
—	2,90	0,50	18,9	3,2	15,5	62,4	42	36	22	57,6	-16,2	5,9

1963); 4 — лейцитит тефритовый порфирит (Ильинская, 1966); 5 — то же (Фремд, 1963); 6 — то же хитовый порфирит (Орлова, 1959).

Фосфатизация в кварцитах незначительна. Игольчатые или таблитчатые кристаллы апатита образуют небольшие скопления в кварцитах, несколько повышая общее содержание фосфора в породе.

Баритовая минерализация наблюдается в маломощных жилах, в зоне измененных вулканических пород.

Апатит-кальцит-магнетитовая минерализация проявляется почти одновременно с процессом окварцевания и является одним из наиболее поздних вторичных процессов. Интенсивность жилково-вкрапленного оруденения увеличивается в зонах разломов.

Таблица 8

Химический состав (в вес. %) апатитов даубабинской свиты (по Н. Г. Бродской, М. Н. Ильинской, 1968)

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO
134	6,94	Нет	Нет	0,28	0,04	50,54	Нет	0,02
135	14,54	»	0,05	0,24	0,04	46,38	»	0,02

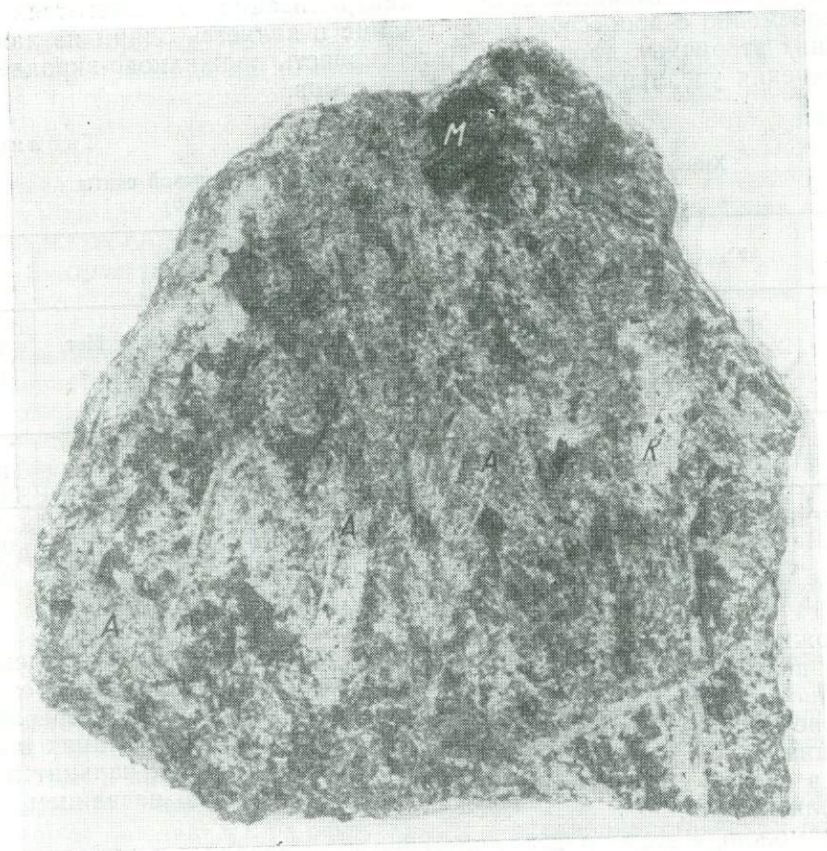
№ обр.	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O-	H ₂ O+	CO ₂	C	P ₂ O ₅	F	F/P ₂ O ₅
134	0,24	0,4	Нет	0,10	0,25	0,04	39,34	2,77	0,070
135	0,24	0,11	»	0,10	0,05	0,04	36,34	2,38	0,065

Можно предположить, что вся серия поствулканических изменений пород пермского стратовулкана составляла два параллельно протекавших процесса. Резкое изменение внешних условий вызвало перераспределение вещества эндогенных компонентов и образование таких вторичных минералов, как хлорит, анальцит, цеолит, гематит, кальцит и другие, в целом образующих зону, известную под названием зоны пропилизации.

Возможно, в этом процессе частично участвовали и привнесенные летучие компоненты, выделявшиеся из остывавшего магматического расплава.



Фиг. 16. Туф. Даубабинская свита. Шлиф, увел. 40, без анализатора



Фиг. 17. Магнетит-апатитовая руда (М — магнетит, А — апатит, К — кальцит).
Даубабинская свита. Образец. Нат. вел.

Образование собственно гидротермальных минералов — магнетита, кальцита, апатита, барита, а также вторичных кварцитов могло происходить только при привносе ряда компонентов — железа, фосфора, бария, фтора, серы, кремнезема и др.

Отличительной особенностью пород даубабинской свиты является содержание среди акцессорных минералов значительного количества апатита. Однако при самом сильном изменении вулканической породы апатит остается неизменным, что еще раз свидетельствует о необходимости привноса фосфора для образования скоплений апатита в жилах.

Вулканический комплекс пород карадокского яруса ордовика Северного Казахстана и его фосфорная минерализация

Фосфориты, обнаруженные в породах карадокского яруса верхнего ордовика в районах Северного Казахстана, очень своеобразны и привлекают внимание многих исследователей. На схеме структурно-фациальных зон Селеты-Степнякского района (фиг. 18), заимствованной из работы С. Д. Левиной (1964), отчетливо видно, что фосфориты и фосфатизированные породы сосредоточены в геосинклинальных прогибах вблизи стабильных докембрийских внутренних массивов. Основные фосфатонакопления находятся в Центральном прогибе, в пределах которого накопились мощные толщи вулканогенно-осадочных отложений ордовика. Образование прогиба связано с тектоническими движениями блоково-глыбового характера. В краевых частях прогиба на тектонических схемах рисуются крупные разломы, с которыми связаны очаги вулканизма. Фосфориты и апатиты встречены в различных подзонах прогиба и, судя по работам И. Г. Ченцова (1962), С. Д. Левиной (1964), А. К. Константинова (1964), генетически различны.

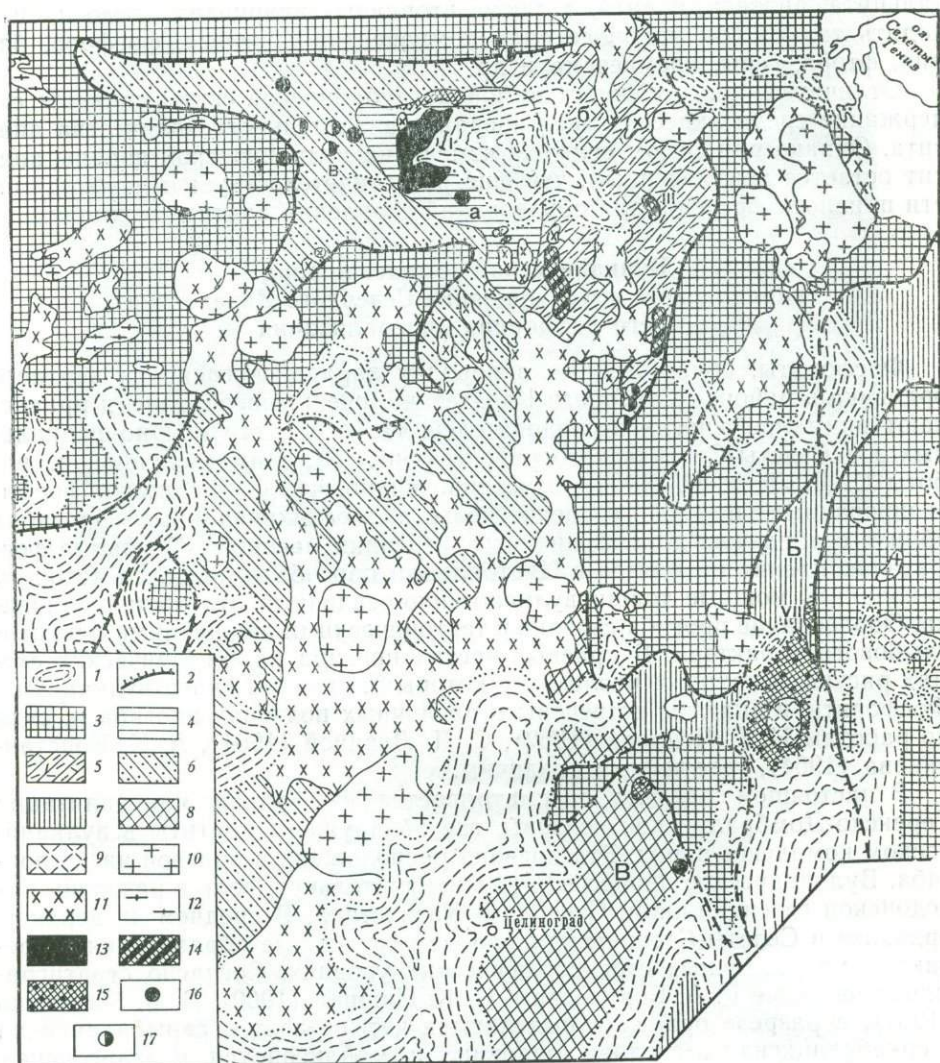
В настоящем разделе рассматривается фосфорная минерализация Терекско-Домбратинской подзоны, где обнаружены апатиты в вулканическом комплексе пород. Эта подзона расположена в краевой части прогиба. Вулканические процессы играли значительную роль в развитии каледонской геосинклинали Северного Казахстана. В среднем и верхнем ордовике в Селеты-Степнякском районе эффузивные образования встречаются на различных стратиграфических уровнях. Согласно стратиграфической схеме Р. А. Борукаева и Н. К. Ившина (1960), В. В. Науменко (1964), в разрезе ордовика выделяются четыре свиты: сарыбиданкская и еркебиданкская в среднем ордовике и майлисурская и жарсурская в верхнем (фиг. 19).

По корреляционной схеме ордовика Восточного Казахстана (Никитин и др., 1968) преимущественно вулканогенные образования среднего ордовика (сарыбиданкская свита) объединяются в сагскую серию, вулканогенно-терригенные отложения верхов среднего ордовика (еркебиданкская свита) именуется жамбайсорской свитой. Верхнеордовикские отложения разделяются на две свиты: майлисурскую вулканогенную и маятасскую известняково-терригенную. Последняя соответствует верхнемайлисурскому горизонту, выделенному М. Н. Королевой (1959).

Для нас особый интерес представляют вулканические породы перечисленных свит, даем их краткую петрографическую характеристику по материалам Е. А. Петровой (1964).

В сарыбиданкской свите¹ наиболее распространенными вулканическими породами являются андезитовые порфириты. Различаются

¹ В наименовании свит и их стратиграфической последовательности мы придерживаемся более ранней стратиграфической схемы Р. А. Борукаева и Н. К. Ившина (1960), так как на этой схеме базируются исследования С. Д. Левиной, А. К. Константинова, Е. А. Петровой, В. В. Науменко и других авторов работ по фосфоритам Северного Казахстана.



Фиг. 18. Схема структурно-фациальных зон Селеты-Степнякского района (Левина, 1964)

1 — область наложенных девон-карбовых мульд; 2 — контуры ордовикских палеогибов (А — Центрального с подзонами: а — Тастыколь-Коксорской, б — Терекско-Домбралинской, в — Жанаульской, Б — Селетинского; В — Акжарского); 3 — области размыва; 4–8 — типы формаций: 4 — вулканогенно-осадочная с рифогенными известняками, 5 — осадочно-вулканогенная порфиритовая, 6 — вулканогенно-осадочная терригенная, 7 — терригенная автокластическая, флишеидная, 8 — карбонатно-терригенная флишеидная; 9–11 — комплексы интрузивных пород: 9 — верхнепалеозойских гранит-порфиров, 10 — гранитов (Боровской) D_1 – D_2 , 11 — крыккудукских гранодиоритов; 12 — выход пород докембрийского цоколя; 13–15 — типы фосфатной минерализации: 13 — фосфориты в известняках (I — Тастыколь-Коксорский участок), 14 — фосфатизированные и альбитизированные туфы (участки: II — Терекский, III — Домжарский, IV — Кербайский); 15 — фосфатизированные терригенные породы (участки: V — Акжарский, VI — Тургайский, VII — Шелекейский); 16 — участки фосфатной минерализации; 17 — проявления фосфатной минерализации в зонах гидротермальных изменений с сульфидами

чередующиеся между собой пироксен-плагиоклазовые порфириды, плагиоклазовые и роговообманково-плагиоклазовые.

Под микроскопом в шлифах видно, что вкрапленники порфиритов представлены плагиоклазом среднего состава, авгитом или бурой роговой обманкой. Основная масса по структуре может быть различной — микролитовой, гиалопилитовой, фельзитовой. Для роговообманково-пироксен-плагиоклазовых порфиритов из аксессуарных минералов характерно повышенное содержание апатита. Наиболее распространенными процессами изменения пород являются эпидотизация, пиритизация и карбонатизация.

Сравнительно редко среди пород свиты встречаются дацитовые порфириды и альбитофиры.

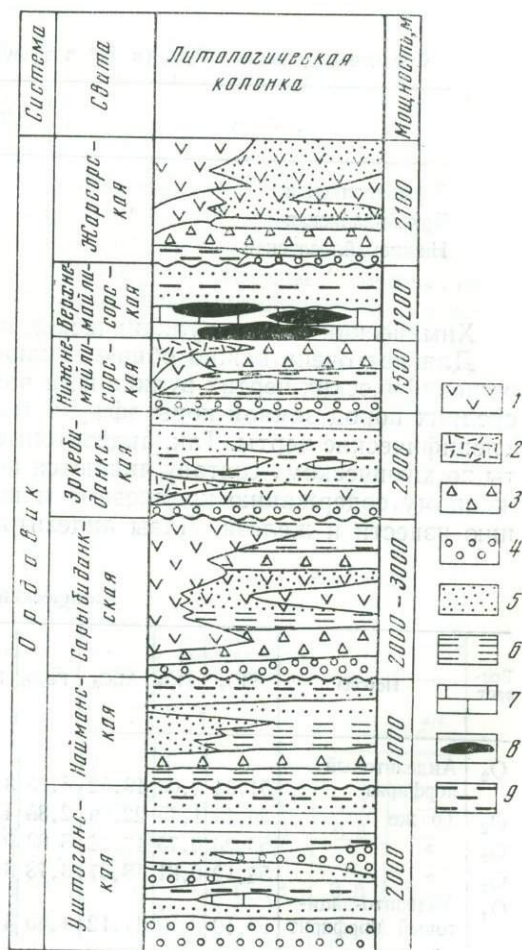
Среди пирокластических пород широко развиты агломератовые туфы андезитовых порфиритов. Встречаются туфы и более мелкозернистой структуры (литокристаллокластические и витрокластические).

Еркебиданкская свита представлена андезитовыми порфиридами: пироксен-плагиоклазовыми и плагиоклазовыми, аналогичными порфиридами сарыбиданкской свиты, но измененными более интенсивно. Характерны амфиболитизация, хлоритизация, эпидотизация, пренитизация и альбитизация. Часто встречаются дацитовые порфириды и альбитофиры. Туфы представлены агломератовыми, литокристаллокластическими и витрокластическими разностями. Они интенсивно изменены: эпидотизированы, хлоритизированы и карбонатизированы.

Вулканические породы нижнемайлисорской свиты близки по составу к породам описанных выше свит. Наиболее распространены андезитовые порфириды. Породы эти изменены слабее, чем в более древних свитах — хлоритизированы и амфиболитизированы. Интересно, что в измененных зонах заметно увеличивается количество апатита.

Довольно широко распространены по площади порфириды и кварцевые альбитофиры, а также андезито-дацитовые порфириды. Туфы представлены агломератовыми лито- и кристаллокластическими разностями.

По данным Е. А. Петровой, во всех эффузивных и пирокластических породах описанных трех свит содержатся в количествах выше кларковых следующие элементы: медь, гел-



Фиг. 19. Геологический разрез отложений ордовика фосфоритоносного района Северного Казахстана (Науменко, 1964)

1 — туфы порфиритов; 2 — порфириды; 3 — пепловые туфы; 4 — конгломераты; 5 — песчанники; 6 — глинистые сланцы; 7 — известняки; 8 — фосфориты; 9 — алевролиты

лий, кобальт, скандий, свинец, иттербий, молибден, иттрий и серебро (количество последних четырех элементов превышает десять кларков). Ряд элементов характерен для пород отдельных свит (табл. 9).

В табл. 10 сведены данные по среднему содержанию P_2O_5 в свитах ордовика.

Аналогичная картина была получена для стронция. Содержание его возрастает от 0,038% SrO в сарыбиданкской свите до 0,0672% в нижнемайлисурской.

Таблица 9

Химические элементы, входящие в состав кембрийских и ордовикских отложений (по Е. А. Петровой, 1964)

Возраст	Свита	Состав пород	Элементы
Кембрийские отложения		Средний	Цирконий, молибден
Ордовик	Сарыбиданкская	»	Марганец, фосфор, олово
	Еркебиданкская	»	Титан, стронций, барий, молибден
	Майлисурская	»	Фосфор, стронций, молибден
Породы разного возраста		Кислый	Стронций, ниобий, молибден

Таблица 10

Среднее содержание P_2O_5 (в %) в эффузивных породах среднего состава

Свита	Число анализов	Содержание P_2O_5
Сарыбиданкская	31	0,17
Еркебиданкская	27	0,18
Нижнемайлисурская	60	0,26

Химический состав вулканических пород представлен в табл. 11.

Для нас очень важно общее заключение, сделанное Е. А. Петровой, о специфических чертах вулканизма района. «В отличие от аналогичных средних пород земной коры эффузивы исследуемого района имеют свои специфические черты. Так, андезитовые порфириты еркебиданкской свиты по химическому составу являются переходными к базальтам по пониженному содержанию кремнезема и щелочей и повышенному содержанию извести и железа. Лавы андезитовых порфиритов нижнемайлисурс-

Химический состав (в вес. %) вулканических пород

Возраст	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂
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	—
O ₂	То же	49,44	1,35	22,66	2,88	4,60	0,04	4,34	7,04	3,30	0,06	0,24	0,25	—
O ₂	»	53,26	0,75	17,22	8,83	0,61	0,07	4,26	7,16	3,17	0,81	0,48	0,28	—
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
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	—

ской свиты в отличие от предыдущих андезитовых порфиритов по некоторым числовым характеристикам скорее приближаются к дацитовым порфиритам (по коэффициенту a, c), а по остальным являются переходными к базальтам. Что касается андезито-дацитовых порфиритов, то их состав характеризуется пониженным содержанием кремнезема и несколько повышенным — щелочей» (Петрова, 1964, стр. 45).

Рассмотрим особенности фосфатизации Терекско-Домбратинской подзоны, приуроченной к вулканическому комплексу пород нижнемайлисурской свиты.

По данным И. Г. Ченцова (1962), на участке Терек отложения карадока разделяются на три толщи:

1. Пепловые кристаллокластические и литокластические туфы и туффиты с маломощными прослоями туфопесчаников и известняков.

2. Толща переслаивающихся порфиритов и их туфов с единичными линзами известняков. Среди порфиритов преобладают миндалекаменные разновидности. В туфах размещаются апатитизированные зоны дробления.

3. Толща порфиритов с прослоями туфов и туффитов. Порфириты разнообразные — андезит-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 значительное расстояние (около 4 км). Апатитовые тела различных размеров в виде прожилков и линз контролируются тектоническими швами. Иногда апатит вместе с альбитом метасоматически замещает туфы. В зонах апатитовой минерализации наблюдается интенсивная карбонатизация, альбитизация, гематитизация и хлоритизация.

Апатитовая минерализация в порфиритах проявляется в прожилках (10—15 см), сложенных короткопризматическим апатитом, магнезиально-железистым хлоритом, альбитом, карбонатами и гематитом. В альбандах прожилков вмещающие порфириты по тонким трещинкам пронизаны апатитом и гематитом. Альбит 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, доломит, железный доломит). Вне зоны апатитизации пепловые туфы не изменены.

Аналогично апатитизированы брекчированные лито- и кристаллокластические туфы. Апатитовые породы содержат стронций, цирконий, молибден и другие элементы.

Таблица 11

ордовика Селеты-Степнякского района (Петрова, 1964)

П. п. п.	Сумма	Числовые характеристики по А. П. Заварницкому										
		a	c	b	S	a'	f'	m'	c'	n	Q	a/c
1,96	99,13	7,7	10,3	16,8	65,2	—	48,9	48,9	2,8	94	4,7	—
3,20	99,57	7,5	9,3	20,0	61,5	26,2	35,2	38,6	—	90	0,5	—
2,72	99,73	7,2	8,9	17,3	66,6	—	52,1	44,9	3,0	71	—	—
2,38	99,44	14,0	1,6	17,7	66,7	—	41,6	20,7	37,7	72	3,8	8,7
1,70	100,00	16,2	3,8	9,3	70,7	—	62,0	23,2	14,8	51	5,2	4,2

В основных выводах 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 привнесением вещества и при интенсивном вовлечении в процесс минерализации компонентов пород.

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 комагматическими образованиями. По составу субвулканические интрузивы близки к вмещающим их эффузивам. Это граносиениты и гранит-порфиры, переходящие в сиенит-порфиры.

В тектонической зоне северо-восточного простирания расположен массив вторичных кварцитов, в периферической части которого имеются фосфорно-редкометалльные месторождения и рудопоявления. Как и предыдущие авторы, В. С. Мищенко считает, что фосфорное оруденение приурочено к гидротермально измененным породам в зонах разрывных нарушений и подчеркивает тесную связь оруденения с эффузивно-интрузивным комплексом пород карадокского яруса.

Ниже, в главе IV, нами будут рассмотрены особенности фосфатной минерализации в других подзонах района, где парагенетическая связь рудопоявлений 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.

Верхнепротерозойская чайская свита Северного Прибайкалья и ее фосфорная минерализация

В Северо-Байкальском нагорье на Домугдо-Кутимском междуречье в чайской свите, относящейся к акитканской серии среднего протерозоя, Е. А. Адамовым (1964) изучены фосфориты и фосфатизированные породы.

В структурном отношении упомянутый район принадлежит зоне сопряжения Байкало-Витимского поднятия и юго-западной части Байкало-Патомского прогиба.

Образование акитканской серии происходило в завершающие этапы развития нижне-среднепротерозойской геосинклинали. Вдоль края Сибирской платформы в это время был сформирован Северо-Байкальский краевой вулканический пояс длиной более 500 км. Акитканская серия залегает несогласно на нижнепротерозойских образованиях, а перекрывается породами байкальской серии.

В состав серии входят три свиты (снизу вверх): малокозинская, хибеленская и чайская. Они образуют единый континентальный вулканогенно-осадочный комплекс (Салоп, 1964). В состав комплекса входят покровы кварцевых порфиритов, миндалекаменных порфиритов, диабазов,

туфов, туффитов, туфолов и туфобрекчий, а также кварцевые и полимиктовые туфопесчаники и конгломераты.

Границы между отдельными свитами часто неотчетливые.

В хибеленской свите минимально развиты терригенные породы. Доминируют кислые эффузивы, фельзитовые и кварцевые порфиры, но наряду с ними встречаются лавы среднего и основного состава — андезиты и диабазы (Файзуллин, 1964).

Чайская свита, с которой связаны фосфоритоносные породы, залегает на гематитизированных миндалекаменных порфирах и ортофирах хибеленской свиты. Нижняя и средняя части свиты состоят из переслаивающихся миндалекаменных порфиров, туфобрекчий, туфов, туффитов с гравелитами и аркозовыми песчаниками. В верхней части свиты вулканические породы отсутствуют, и она представлена кварц-полевошпатовыми гравелитами, песчаниками и конгломератами с ясно выраженной косою слоистостью. Мощность свиты изменяется от 1500—2000 м севернее р. Кутим до 600—700 м на юге в районе р. Черепанек. Обнажается она в тектоническом блоке вдоль линии крупного разлома (фиг. 20).

Всего в настоящее время обнаружено четыре фосфатных горизонта: три в вулканических породах чайской свиты и один в кирпично-красных гематитизированных и окварцованных трахитовых порфирах хибеленской свиты.

Таблица 12

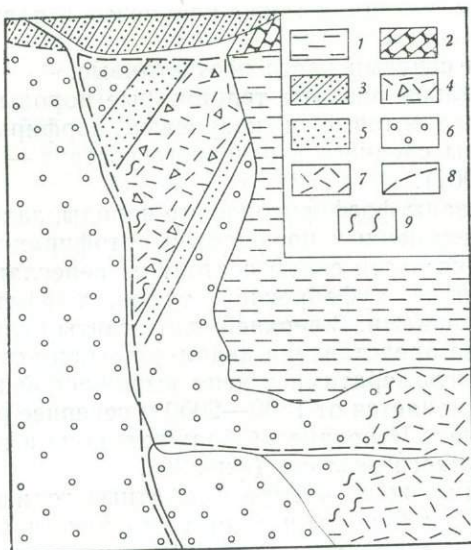
Химический состав (в вес. %) фосфоритов и фосфатизированных пород чайской свиты

Порода	P ₂ O ₅	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	H ₂ O	Na ₂ O	K ₂ O
Фосфат кирпично-красный	21,43	28,2	7,05	8,92	27,28	0,63	0,05	0,27	5,26
То же	17,40	32,6	8,55	10,80	27,27	0,49	0,07	0,30	5,70
Фосфатизированный туф розовый	4,21	56,2	16,63	3,07	4,20	2,64	0,04	0,32	3,85

Химический состав фосфоритов приведен в табл. 12. Максимальное содержание фосфора (21,5%) приурочено к малиновым окварцованным туфам чайской свиты, имеющим мощность около 5 м. Фосфориты и фосфатизированные породы прослежены по простиранию на 250—300 м, далее на северо-восток они скрываются под чехлом водно-ледниковых образований.

Разрез рудовмещающей толщи, по данным Е. Д. Адамова, следующий (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Трахитовые порфиры хибеленской свиты, кирпично-красные, катаклазированные, окварцованные, гематитизированные, P ₂ O ₅ —3%	
2. Гравелиты и грубозернистые песчаники чайской свиты, серые, кварц-полевошпатовые, с галькой эффузивов	500
3. Туффиты темно-серые, розоватые, микрослоистые, P ₂ O ₅ —0,4%	10—15
4. Туфопесчаники и алевролиты окварцованные, флюоритизированные, P ₂ O ₅ —0,2%	5
5. Туффиты темно-серые, трещиноватые, P ₂ O ₅ —0,4%	3
6. Туфопесчаники розоватые, P ₂ O ₅ —0,5%	15
7. Песчаники серые, мелкозернистые	0,3
8. Фосфориты, фосфатизированные туфы, красные окварцованные песчаники, P ₂ O ₅ —7—14,4%	8
9. Туффиты и песчаники гематитизированные, P ₂ O ₅ —0,5%	15
10. Фосфориты кирпично-красные, плотные, брекчированные, P ₂ O ₅ —21,4%	12—
11. Туфопесчаники розоватые, с прослоями фиолетовых туффитов, P ₂ O ₅ —0,3—0,76%	2—3,5
12. Туфы розоватые, гематитизированные, P ₂ O ₅ —1,69%	12
13. Фельзитовые порфиры, гематитизированные, окварцованные, P ₂ O ₅ —0,2—0,3%	2
	150



Фиг. 20. Схематическая геологическая карта фосфатопоявлений 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 — разломы, 9 — окварцевание

Образцы 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 слабопреломляющую массу тонкозернистого фосфата (фиг. 21). Показатель преломления фосфата 1,625. Фосфатное вещество насыщено дисперсным гематитом, цементирует и частично замещает кристаллы микроклина, плагиоклаза, обломки слюды. Кремнезем в форме кварца в цементе породы распространен неравномерно и частично замещен фосфатом. Фосфатом замещена также полевошпатовая масса, видимо, первоначально туфовой породы. Обращает на себя внимание большое количество микроклина, присутствующего как в фосфатизированных 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 кристаллов, образуя округлую зону с ясно видимой «решеткой» микроклина (фиг. 22). Весьма вероятно, что часть пород, описанных в разрезе как калишпатовые песчаники, будет отнесена при внимательном изучении к туфам.

Отмеченные Е. А. Адамовым фосфатизированные порфиры представляют собой красные, сильно ожелезненные породы типа трахитового порфира. Агрегат хлорита и тонкозернистого франколита замещает калишпатовую основную массу породы, а также выполняет трещинки и поры. В более поздних трещинах видны гематит и кристаллы франколита.

В приведенном выше разрезе рудоносной толщи содержания P_2O_5 , превышающие кларковые значения, приурочены к вулканокластическим породам чайской свиты. Терригенная часть по существу лишена фосфора.

Особенности магматической деятельности в среднем протерозое юго-западной части Байкало-Патомского прогиба разобраны в статье Р. М. Файзуллина (1964). Он считает, что на завершающем этапе развития геосинклинали единый магматический очаг с трахибазальтовым составом магмы в процессе 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



Фиг. 21. Фосфорит чайской свиты. Прибайкалье. Шлиф, увел. 70, без анализатора



Фиг. 22. Округлые зерна микроклина в калишпатовом песчанике. Прибайкалье. Шлиф, увел. 70, без анализатора

является, как считает Р. М. Файзуллин, промежуточной между известково-щелочными и типично щелочными ассоциациями, отклоняясь 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.

Таблица 13

Химический состав (в вес. %) среднепротерозойских вулканических пород юго-западной части Байкало-Патомского прогиба (Файзуллин, 1964)

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	MgO	H ₂ O
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

Химический состав кислых вулканических пород показан в табл. 13. Для основных эффузивов Р. М. Файзуллин отмечает преобладание Na над K. Для нас является очень важным вывод о чередовании основных и кислых лав как во времени, так и в пространстве. Породы изменяются от диабазов до кварцевых порфиров и щелочноземельных трахитов.

Особенности фосфатопоявлений в вулканических и вулканокластических комплексах пород

Изложенный материал позволяет суммировать некоторые положения об особенностях фосфатизации и образования фосфоритов и апатитов в вулканических комплексах пород. При сравнении этих комплексов выявляются черты сходства и различия в составе пород, обстановке их формирования и минерализации (табл. 14).

В структурно-тектоническом отношении районы фосфатизации достаточно разнообразны. Миоценовые породы Нижней Силезии приурочены к массиву байкальского блока. Пермские породы района р. Даубабы и среднепротерозойские образования Северного Прибайкалья формировались в зонах орогенов в заключительный этап развития, завершающий перестройку структурного плана. Отложения свиты мтавари в Грузии накапливались в условиях срединного массива, а породы нижнемайлисорской свиты Северного Казахстана — в геосинклинальных прогибах вблизи стабильных древних выступов.

Характерной структурной особенностью всех районов является наличие зон крупных разломов, нередко обуславливающих характер магматической деятельности.

Физико-географические, а отсюда и фациальные условия, в которых накапливались изученные отложения, были различными. Морской бассейн, в котором формировались породы свиты мтавари, отличался сравнительной мелководностью. Ведущим процессом седиментации являлось карбонатонакопление, периодически подавляемое активной вулканической деятельностью. Насыщенный летучими компонентами щелочной расплав имел к моменту извержения довольно высокую температуру, о чем частично свидетельствует почти полное отсутствие кристаллической фазы в шлаковых обломках. Это обусловило достаточную подвижность расплава. В то же время большой перепад давления и температуры при извержении способствовал интенсивной дезинтеграции лавы на мелкие фрагменты и накоплению почти однородных толщ шлаковых туфов, столь характерных для отложений свиты мтавари. Небольшая роль в

Условия формирования фосфатоносных вулканических комплексов пород и характер фосфорной минерализации

Фосфатоносные комплексы вулканических пород	Палеоструктурное положение	Палеогеографические условия				Петрохимический состав вулканических продуктов	Фосфорная минерализация
		Климат	Вулканизм	Тип морского бассейна	Тип седиментации		
Миоценовые щелочные базальтоидные породы Нижней Силезии	Жесткий массив. Грабенообразные впадины	Гумидный теплый	Субаэральный	—	—	Нефелиниты, лимбургиты	Жилы, линзы фосфоритов в эффузивных породах
Верхнемеловые базальтоиды Западной Грузии (свита мтавари)	Средний массив	Гумидный теплый	Подводно-морской	Мелководный	Карбонатная	Пикрит-базальты, трахибазальты, трахиты	Жилы, линзы фосфоритов в эффузивных и вулканокластических породах
Пермские базальтоиды Таласского Алатау (даубабинская свита)	Орогенная впадина в пределах палеозойской геосинклинали	Аридный	Субаэральный	—	—	Тефритовые и эпидейцитовые базальтовые порфириды	Жилы апатита в эффузивных породах
Комплекс пород среднего состава карадокского яруса среднего ордовика Северного Казахстана (нижнемалийская свита)	Грабенообразный геосинклинальный прогиб вблизи среднего массива	Гумидный теплый	Островной, частично подводный	Мелководный	Карбонатная, незначительная терригенная	Андезитовые и андезито-дацитовые порфириды	Жилы, линзы апатита в эффузивных породах
Верхнепротерозойский комплекс пород кислого состава Северного Прибайкалья (чайская свита)	Орогенные структуры. Зона вблизи крупного разлома	?	Субаэральный	—	Терригенная	Кварцевые порфириды, щелочноземельные трахиты	Линзы фосфорита в эффузивных и вулканокластических породах

разрезах пород смешанного состава (известковистых туффигов) свидетельствует о громадной разности в скоростях седиментации вулканического и осадочного материала и сравнительно быстром затухании вулканического процесса, вслед за которым происходила нормальная осадочная седиментация. Вулканические постройки были, видимо, незначительными и разрушались в условиях мелководья, почти одновременно с периодом эксплозий, так как в вышележащих толщах вулканический материал не фиксируется.

Во время формирования отложений верхнего ордовика Северного Казахстана в Терекско-Домбравинской подзоне Центрального прогиба Селеты-Степнякского района в морском водоеме накапливался карбонатный, терригенный и вулканический материал, составивший комплекс пород общей мощностью около 2000 м. Значительное разнообразие вулканических продуктов обусловило пестроту состава формирующихся толщ. Трудно говорить о глубинах существовавшего морского бассейна, но, по данным ряда исследователей (Левина, 1964; Шлыгин, Королева, 1956), наблюдаются все переходы от мелководных лагунно-морских отложений до относительно глубоководных. Пирокластический материал, образовавшийся в результате интенсивной эксплозивной деятельности, разносился на значительные расстояния и принимал участие в формировании вулканогенно-осадочных отложений в смеси как с карбонатным, так и терригенным материалом. Возвышавшиеся над уровнем моря вулканические постройки, разрушаясь, сбрасывали в водоем большое количество грубообломочных вулканических продуктов. Климатические условия, существовавшие в верхнемеловом бассейне Грузии и в ордовике Казахстана, были близки к аридным (Страхов, 1963).

Вулканические комплексы миоцена Нижней Силезии, перми Таласского Алатау, среднего протерозоя Северного Прибайкалья формировались в континентальных условиях, но в различных палеогеографических обстановках.

Среднепротерозойские вулканокластические отложения относятся к субаквальным. Собственно туфовые толщи переслаиваются с туффитами, туфопесчаниками, песчаниками, являясь отложениями озер, речных потоков и др.

Пермские вулканы района Таласского Алатау, так же как и миоценовые базальтоиды Польши, являются наземными образованиями. Вулканокластические породы лишены примеси осадочного материала. Четко различаются вулканические постройки и связанные с ними фации вулканокластических образований.

Состав вулканических продуктов, как следует из приведенного материала, в рассмотренных примерах различен. Щелочные базальтоиды, характерные для вулканических комплексов Западной Грузии, Таласского Алатау и Польши, представлены сериями различных пород. В Западной Грузии это в основном пикрит-базальты (оливиновые и оливин-анальцимовые базальты), а среди субвулканических и дайковых пород отмечаются тешениты, кампониты, т. е. комплекс щелочных базальтоидов натриевого ряда. В Таласском Алатау тефритовые и эпилейцитовые базальтовые порфиры и эпилейциты относятся к щелочным базальтоидам калиевого ряда. Субвулканические и дайковые породы представлены шонкинитами, эссекситами, порфиритами, мончикитами, эпилейцитовыми тефритами, нефелинитами. Породы ордовика Казахстана известны как андезитовые и андезит-дацитовые порфиры, а среднепротерозойский вулканический комплекс Северного Прибайкалья сложен разнообразной группой пород от диабазов до кварцевых порфиров и щелочноземельных трахитов.

Однако, если мы обратимся к петрохимическому составу вулканических пород, то в глаза бросится их несомненная химическая общность. Для основных и средних пород характерны повышенная щелочность вы-

сокое содержание фемических оснований и низкое — кремнекислоты. Все породы недонасыщены кремнекислотой. В случае кислых вулканических продуктов, как это имеет место в районе Северного Прибайкалья, резко возрастает перенасыщение породы щелочами ($a/c=18,6$). Кроме того, для средних и кислых комплексов пород имеются данные о том, что весь ход дифференциации не соответствует гомодромной эволюции от основных лав к кислым, часто наблюдается чередование лав разной основности, имеет место тенденция отклонения в сторону щелочного ряда.

Во всех рассмотренных примерах фосфорная минерализация приурочена 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, анальцимитизация, гематитизация, окварцевание, фосфатизация и незначительно — альбитизация. К собственно автометасоматозу, идущему с привнесением 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 привнесением вещества и при интенсивном селективном вовлечении в процесс минерализации компонентов пород» (Ченцов, 1962).

В более кислых разностях вулканических пород чайской свиты зона фосфатизации сопровождается 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 летучими компонентами, такими, например, как углекислота, щелочи, хлор, фтор, фосфор, пары воды, соединение железа и многие другие. Легкоплавкие и летучие 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 газовой-гидротермальных компонентов поступало или почти одновременно с лавами, или с небольшим разрывом во времени. Для субщелочных пород характерны более поздние поступления летучих, устремлявшихся в проницаемые зоны. Такое допущение сделано на основании геологических фактов 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 ангидрита. Содержание P_2O_5 в измененной зоне пород свиты мтавари на контакте базальта со шлаковым туфом достигает 1,01%.

Во всех рассмотренных случаях скопления фосфатов обнаружены только вблизи вулканических очагов. В свите мтавари с удалением от предполагаемых вулканических жерл эффузивы и туфы, вмещающие фосфаты, выклиниваются и замещаются известняками, лишенными даже повышенных содержаний P_2O_5 . В описанном выше Терекско-Домбратинском участке Селеты-Степняцкого района фосфатная минерализация встречается только в туфах, порфиритах и дайках. По данным С. Д. Левиной, в известняках в этом районе фосфатная минерализация полностью отсутствует, хотя тектонические швы, контролирующей минерализацию, пересекают и известняки. В породах даубабинской свиты и в базальтах Нижней Силезии еще более отчетливо видна связь апатитовой и карбонатфторapatитовой 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. 15, 16).

Таблица 15

Содержание P_2O_5 в вулканических и вулканокластических породах в районах фосфатонакопления

Свита	Породы	P_2O_5 , %
Мтавари	Базальты	0,55
	Шлаковые туфы	0,76
Даубабинская	Трахилипариты, эпилейциты	0,98
	Туфы	0,80
Нижнемайлисурская	Андезитовые порфириды	0,42
Чайская	Фельзитовый порфир	0,80
	Туфы	0,58
Миоценовые базальты Нижней Силезии		0,60

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 аксессуарного апатита. Интересно, что при изучении пород свит мтавари и даубабинской выяснилось, что наиболее богаты аксессуарным апатитом субвулканические и дайковые породы. Здесь апатит присутствует в виде довольно крупных кристаллов, достигающих 1—2 мм в длину. Структурные соотношения апатита с главными породообразующими минералами показывают, что апатит выделяется на самых последних стадиях кристаллизации расплава, так как его кристаллы секут все другие минера-

лы и чаще всего ассоциируют с магнетитом. 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. Лисицкой (1966), посвященной геохимии коры выветривания основных пород. Главным источником фосфора в коре выветривания

Таблица 16

Среднее содержание P_2O_5 в главных типах изверженных и осадочных пород

Породы	P_2O_5 , %	Литературный источник	Порода	P_2O_5 , %	Литературный источник
Граниты	0,09	J. Green, 1959	Основные породы (базальты, габбро и др.)	0,32	А. П. Виноградов, 1962
Диабазы	0,11				
Песчаники	0,08				
Сланцы	0,17				
Карбонатные породы	0,03				
Метаморфические породы	0,22				
			Осадочные породы (глины и сланцы)	0,17	

ния служит аксессуарный 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.

Вся сумма фактов свидетельствует о том, что скопления фосфоритов и апатитов в рассмотренных нами примерах не могли быть образованы за счет выщелачивания фосфора из аксессуарного апатита. Главная роль в концентрации фосфора принадлежит активным летучим соединениям, связанным с щелочным расплавом.

ФОСФОРИТЫ В ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСАХ ПОРОД

Поиски фосфоритов в складчатых областях способствовали открытию значительного количества фосфатопроявлений и залежей фосфоритов, приуроченных к породам, которые формировались в морских бассейнах, расположенных в зонах активной вулканической деятельности. В этих бассейнах накапливались вулканогенно-осадочные комплексы, в которых в различных соотношениях находятся собственно осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные разности пород. В ряду разнообразных вулканогенно-осадочных комплексов фосфатопроявления и залежи фосфоритов тяготеют к определенным типам и тесно связаны с особенностями как вулканического процесса, так и осадочного. В достаточно широком стратиграфическом диапазоне, включающем кайнозойские, мезозойские и палеозойские отложения, мы рассмотрим формирование фосфатоносных вулканогенно-осадочных комплексов, обратив внимание на характер вулканической деятельности, структурное положение палеобассейнов и особенности осадконакопления, происходившего в этих бассейнах.

Миоценовый вулканогенно-осадочный комплекс пород Северного Сахалина (п-ов Шмидта)

На Сахалине фосфориты были обнаружены в миоценовых отложениях п-ова Шмидта (Бродская, Соловьев, 1956; Бродская, 1961).

В общей структуре Тихоокеанского кайнозойского тектонического пояса Сахалин относится к краевой части геосинклинали, но строение самого острова неоднородно. Попытка ряда исследователей представить Сахалин как единый мегантиклинорий не находит подтверждения при интерпретации геологических и геофизических данных (Пушаровский, 1964).

Отдельные зоны различаются по геологическому строению, составу и степени метаморфизма пород, формам складчатости.

Западная область Сахалина, протягивающаяся от южной оконечности острова до широты Александровского залива, представляет собой крыло крупного меридионального прогиба, скрытого под водами Татарского пролива. В системе кайнозойской геосинклинали — это внешний прогиб, заложение которого произошло в эпоху основной складчатости, имевшей место в области мезозоид Приморья (Меланхолина, 1968). Восточная область Сахалина (включая Восточно-Сахалинский, Сусунайский хребты и Тонино-Анивский полуостров) сильно расчленена и представляет собой систему горстовых массивов, сочетающихся с грабен-синклиналими и наложенными впадинами. В этой внутренней зоне геосинклинали в обнажениях выступают палеозойские и нижнемезозойские образования, метаморфизованные и сильно дислоцированные, а также верхнемеловые породы, уплотненные и отличающиеся по составу и большими

мощностями от одновозрастных пород западной области. Третичные отложения не древнее миоцена залегают во впадинах, с резким несогласием перекрывают породы мелового возраста. Довольно широко распространены интрузивные тела гранитов и гипербазитов.

В структурном отношении п-ов Шмидта очень напоминает Восточно-Сахалинскую зону. На схеме тектонического районирования Сахалина, предложенной Ю. М. Пушаровским (1964), район п-ова Шмидта выделен как складчато-блоковая зона (фиг. 23). В горстовых массивах полуострова обнажаются меловые сильно метаморфизованные толщи. Разрез третичных отложений во впадинах начинается с миоцена, причем различные свиты ложатся местами с угловым несогласием на верхнемеловые породы. Большую роль играют разрывные нарушения, среди которых имеют место крупные разломы, что неоднократно подчеркивалось исследователями этого района (Ратновский, 1960; Пушаровский, 1964; Сычев, 1966). Магнитометрическая съемка, проводимая на Сахалине, отчетливо показала, что в районе п-ова Шмидта магнитные аномалии дифференцированы, причем линейные магнитные аномалии приурочены к наиболее приподнятым зонам: Западной и Восточной (Сычев, 1966). По данным П. М. Сычева, магнитные аномалии связаны с крупными массивами интрузивных пород основного или ультраосновного состава, залегающими в приподнятых участках антиклинальных зон. Интрузивные массивы ограничены разрывными нарушениями. В общем структурном плане Сахалинской геосинклинальной зоны п-ов Шмидта тесно сопряжен с областями завершенной мезозойской складчатости Приморья.

За неогенный период развития в морских бассейнах полуострова накопились осадочные и вулканогенно-осадочные толщи общей мощностью около 5000 м.

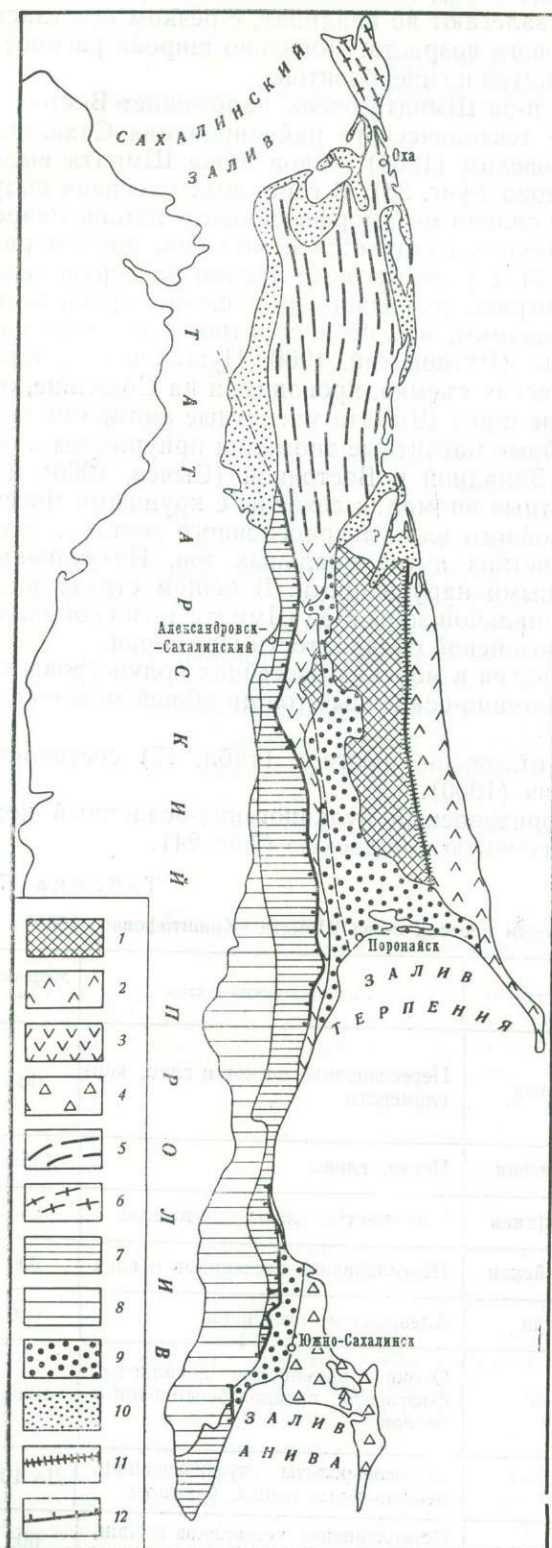
Стратиграфическая схема отложений неогена (табл. 17) составлена по данным Л. В. Криштофович (1960).

Интересующий нас фосфоритоносный вулканогенно-осадочный комплекс охватывает две свиты: тумскую и пильскую (фиг. 24).

Таблица 17

Стратиграфическая схема отложений неогена п-ова Шмидта (Криштофович, 1960)

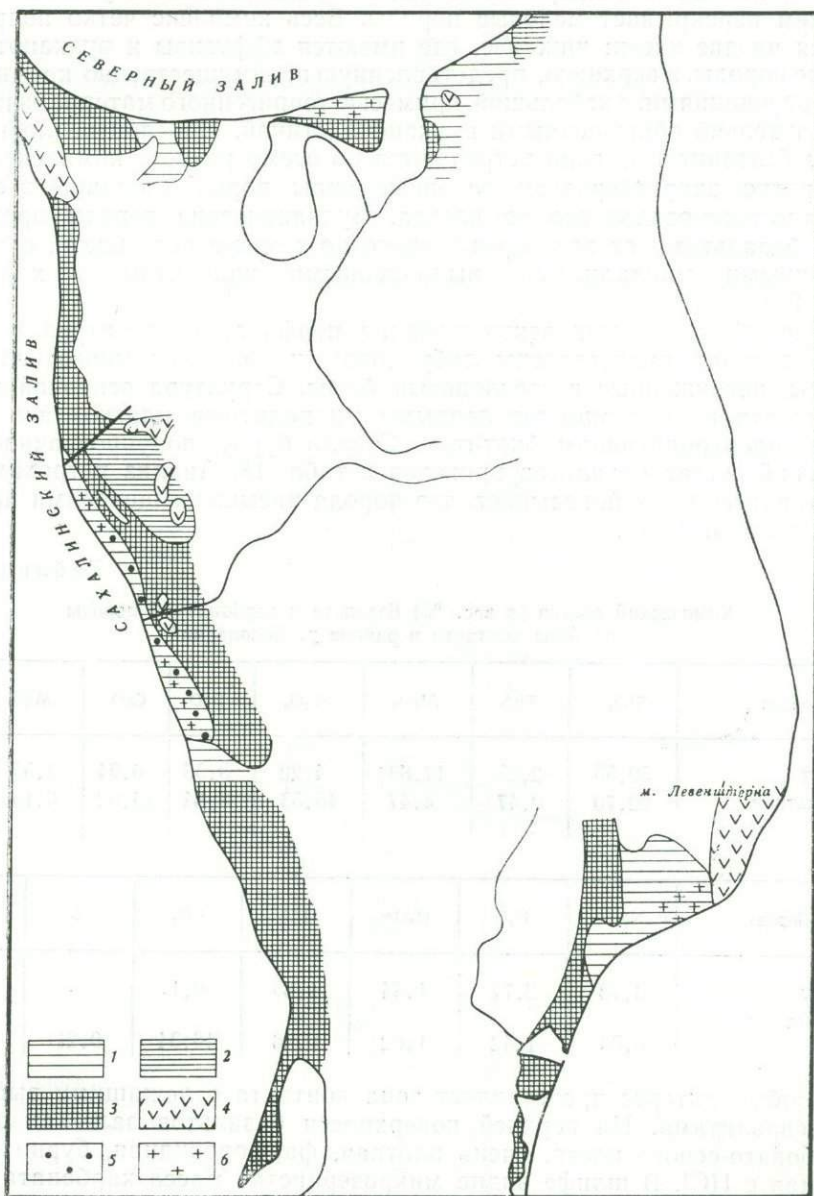
Система	Отдел	Свита	Литологический состав	Мощность, м	
Неоген	Плиоцен	Верхний	Помырская	Переслаивание песков и глин, конгломераты	600
		Средний			
		Нижний	Матитукская	Пески, глины	
	Миоцен	Верхний	Маямрафская	Песчанистые глины, диатомиты	550
			Венгерийская	Переслаивание песчаников и глин	900
		Средний	Каскадная	Алевролиты, песчаники	600
			Пильская	Опоки, кремнистые аргиллиты, фосфориты, прослой бентонитов и пеплов	1000
		Нижний	Тумская	Туфоалевролиты, туфопесчаники, бентонитовые глины, базальты	До 1000
			Мачигарская	Переслаивание песчаников и глин, внизу угленосные отложения	600



Фиг. 23. Схема тектонического районирования Сахалина (Пущаровский, 1964)

1 — Сахалинский горстовый массив; 2 — Восточно-Сахалинская блоковая зона; 3 — Срединно-Сахалинский грабенообразный прогиб; 4 — Южно-Сахалинская блоковая зона; 5 — Северо-Сахалинская складчатая зона; 6 — складчато-блоковая зона по-ва Шмидта; 7, 8 — Западно-Сахалинский синклиорий: 7 — восточный борт и Крильонская центрикли-наль, 8 — центральная часть; 9 — позднекайнозойские наложенные впадины; 10 — четвертичные депрес-сии; 11 — Восточно-Сахалинский разлом; 12 — Западно-Сахалинский надвиг (местами взброс)

В состав комплекса входят главным образом песчаники и алевролиты, в различной степени обогащенные вулканокластическим материалом, и кремнистые породы, сравнительно редко встречаются прослои, целиком сложенные тонкими витрокластическими разностями, или же бентонитовые глины, образовавшиеся, по всей вероятности, при разложении вулканических стекол. Вулканические породы обнаруживаются в этом комплексе не повсеместно. В геологическом разрезе по западному побережью полуострова, в районе р. Водопадной (фиг. 25), в основании тумской свиты залегают базальты и туфобрекчии, о возрасте которых высказывались различные суждения. И. И. Ратновский (1960) относит эти образования



Фиг. 24. Схема распространения пильской свиты (Ратновский, 1960) и точки выходов фосфоритов

1 — пильская свита; 2 — третичные отложения; 3 — меловые отложения; 4 — вулканогенные породы; 5 — выходы желваков фосфоритов; 6 — выходы фосфатизированных пород

к верхам мачигарской свиты. Наши наблюдения позволяют высказать предположение о том, что эффузивы р. Водопадной следует относить к тумской свите, мощность которой в этом районе очень сокращена, и скорее всего свита здесь представлена только своей верхней частью. Несколько подробнее о характере контакта базальтов с осадочными отложениями тумской свиты будет сказано ниже. Аналогичные эффузивные образования известны на восточном побережье полуострова в устье р. Лонгри, но их стратиграфическое положение пока определено недостаточно.

Вулканогенно-осадочный комплекс залегает согласно на нижележащих отложениях мачигарской свиты, а в ряде районов с угловым несогласием перекрывает меловые породы. Весь комплекс четко подразделяется на две части: нижнюю, где имеются эффузивы и вулканотерригенные породы, и верхнюю, представленную преимущественно кремнистыми образованиями, с небольшой примесью терригенного материала и лишь незначительно обогащенными вулканокластикой. Прослой пепловых туфов и бентонитовых глин встречаются по всему разрезу комплекса.

Кратко охарактеризуем основные типы пород, входящие в состав вулканогенно-осадочного комплекса. Вулканические породы представлены базальтами от зеленовато-серого до темно-серого цвета, с многочисленными миндалинами, выполненными кальцитом и хлоритом (фиг. 26).

В шлифах под микроскопом видна порфировая структура породы. Вкрапленники представлены лабрадором и образуют многочисленные лейсты, погруженные в стекловатый базис. Структура основной массы интерсертальная с многочисленными микролитами плагиоклаза и зеленым плеохроирующим биотитом. Стекло бурое, полупрозрачное. Химический состав базальтов приведен в табл. 18. Анализ петрохимических характеристик показывает, что порода насыщена щелочами при дефиците кремнезема.

Таблица 18

Химический состав (в вес. %) базальта и карбонатной породы из зоны контакта в районе р. Водопадной

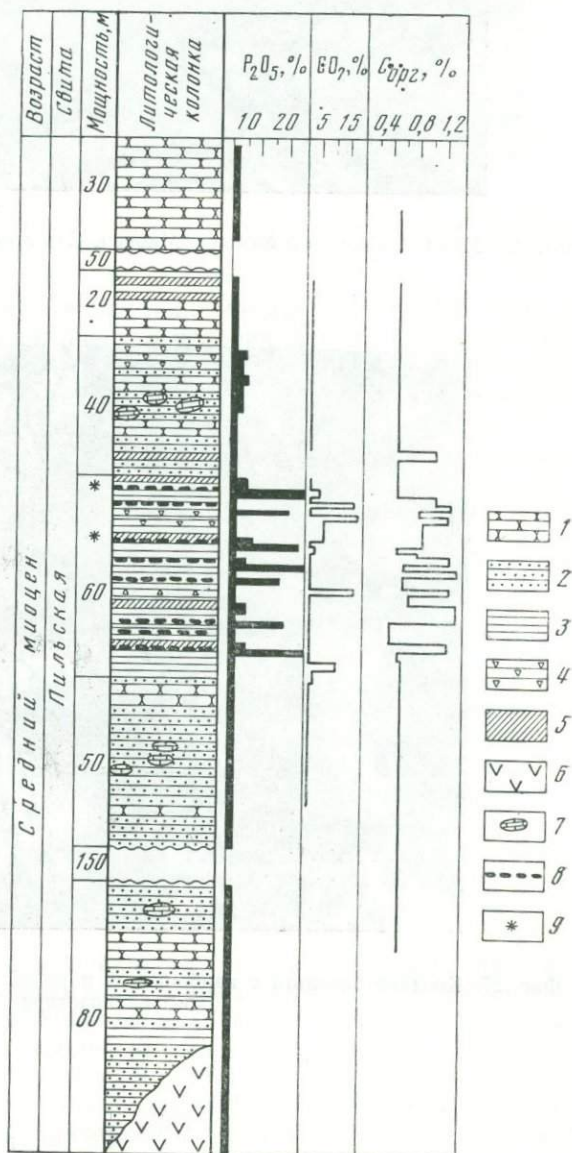
Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO
Базальт Карбонатная порода	50,55	2,25	17,89	4,22	3,36	6,94	3,59	0,14
	22,70	0,47	4,47	15,53	3,84	14,02	6,19	1,42

Порода	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O+	H ₂ O-	CO ₂	C	P ₂ O ₅
Базальт Карбонатная порода	3,78	2,77	1,44	1,85	0,1	—	0,66
	0,93	1,42	1,02	0,86	16,34	0,21	2,64

Особый интерес представляет зона контакта с лежащими выше туфоалевролитами. На верхней поверхности базальтов залегает порода голубовато-серого цвета, очень плотная, фарфоровидная, бурно реагирующая с HCl. В шлифе видна микрозернистая масса карбоната кальция в тонкой смеси с железистым, кремнистым и фосфатным веществом. Участками карбонатная порода приобретает органогенную структуру. Удаётся различить обломки колоний *Bryozoa quingue loculina* sp., *Anomalina* sp., *Globigerina*, *Bulimina* sp., обломки пеллеципод и др.

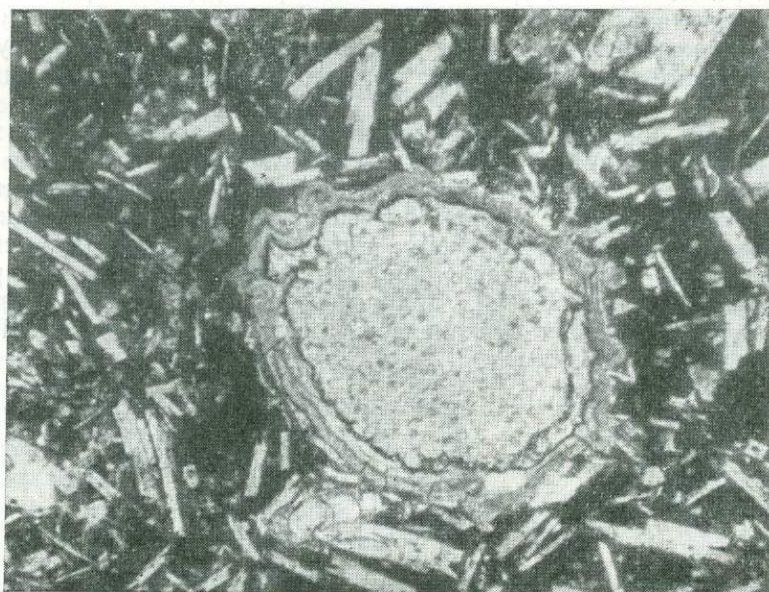
(фиг. 27, 28). Общий облик микрофауны, по свидетельству В. Г. Морозовой и М. Я. Серовой, третичный. В камерах фораминифер иногда наблюдаются глауконит и фосфат. В базальт кальцит проникает по неровной поверхности и имеет более крупнокристаллическую структуру. Отчетливо видно метасоматическое замещение эффузивной породы кальцитом.

Подобные образования карбонатных пород на поверхности эффузивов мы наблюдали при изучении выходов меловых андезитов в польских Карпатах, а также кембрийских базальтов в районе Бетпак-Далы. В. И. Чайников и М. А. Репечка указывали на связь органогенного карбоната накопления с проявлениями подводного вулканизма в северо-восточной части Тихого океана. Фораминиферовые илы в этих районах локализируются в виде пятен, приуроченных к подводным вершинам, представляющим собой вулканические постройки (Чайников, Репечка, (1967).



Фиг. 25. Литологическая колонка отложений пильской свиты в районе р. Водопадной

1 — песчаник; 2 — алевролит; 3 — аргиллит; 4 — кремнистые породы; 5 — кремнисто-глауконитовые породы; 6 — базальт; 7 — карбонатные конкреции; 8 — желваки фосфоритов; 9 — продуктивные слои фосфоритов



Фиг. 26. Миндалекаменный базальт. Миоцен. Сахалин. Шлиф, увел. 70, без анализатора



Фиг. 27. Контакт базальта с карбонатной породой. Миоцен. Сахалин. Шлиф, увел. 40, без анализатора



Фиг. 28. Контакт карбонатной породы с эффузивом (А — выделения фосфата).
Миоцен. Сахалин. Шлиф, увел. 70, без анализатора

Возможно, при подводных излияниях магмы создавались временные благоприятные физико-химические условия для интенсивной садки CaCO_3 , а возможно, и большой биологической активности. Судя по химическому составу карбонатной породы (см. табл. 18), она обогащена железом, марганцем и фосфором.

Железо присутствует в двух формах: в виде пирита, многочисленные выделения которого видны в шлифах, и в виде изоморфной примеси к карбонату кальция. При прокрашивании открытого шлифа по методу, предложенному Л. Е. Штеренбергом (1965), отчетливо видна синяя окраска, указывающая на присутствие железистого кальцита, что подтверждается проведенным термическим анализом.

Туфопесчаники и туфоалевролиты слагают нижнюю часть комплекса — это смешанные вулканогенно-осадочные породы, очень близкие по составу и различающиеся лишь по гранулометрическим признакам. Вулканокластические компоненты, как правило, более крупнозернистые, плохо отсортированные, представлены остроугольными обломками основных плагноклазов, часто с зональным строением, порфиритов, базальтов и вулканического стекла. Терригенный материал состоит из мелких, сравнительно хорошо отсортированных округлых и угловато-округлых обломков полевых шпатов, диоритов, андезито-базальтов, кварцитов и глинистых пород, реже встречается кварц. Цементирующая масса представлена кремнисто-глинистым материалом, участками с цеолитом.

Заметны новообразования лейкоксена как в цементе, так и в вулканическом стекле обломков эффузивных пород. По полевым шпатам видны новообразования микроклина. Иногда в зернах микроклина можно различить реликты с более высоким показателем преломления и с двойниковой структурой, свойственной плагиоклазам.

Пепловые прослои, мощностью не более 10—15 см, сложены кислым вулканическим стеклом с характерной рогульчатой формой обломков. В некоторых прослоях видны новообразования монтмориллонита по стеклам.

Значительно реже встречаются породы, относимые к «тефрондам», т. е. состоящие из перемытого вулканокластического материала. В этом случае порода по гранулометрическому составу отвечает псаммитовым разностям и представлена окатанными обломками лито- и кристаллокластов.

Группа кремнистых пород комплекса достаточно разнообразна; встречаются чистые разности опок, фтанитоподобные кремни и кремнисто-глинистые образования. Распространены эти породы главным образом в верхней части вулканогенно-осадочного комплекса. Кремнистые породы, относимые к фтанитоподобным кремням, обычно тонкослоистые, серого и темно-серого цвета, при выветривании приобретают светлые оттенки. Химический анализ показал, что содержание SiO_2 достигает 86%, причем основная его часть находится в форме кварца (табл. 19). В шлифе под микроскопом видна однородная кремнистая

Таблица 19

Содержание (в %) SiO_2 в отложениях пильской свиты

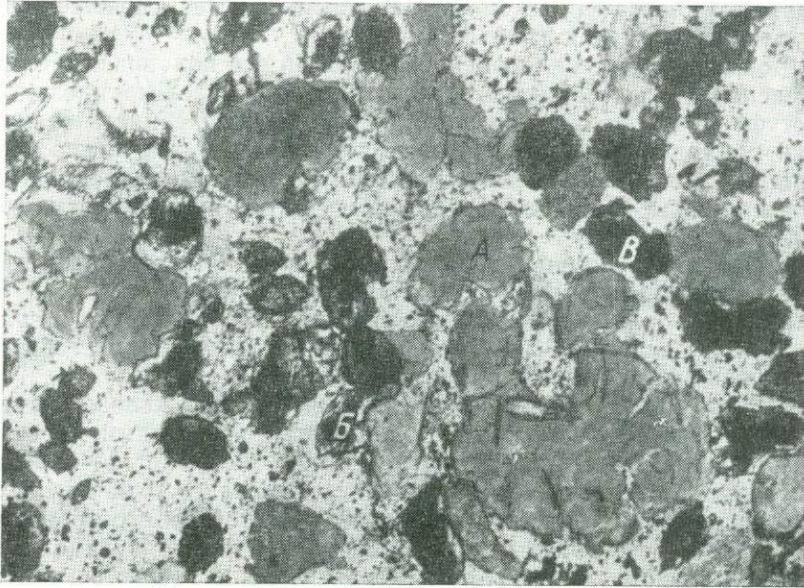
Пачка	№ обр.	Порода	SiO_2 кварц.	SiO_2 аморфн.
Нижняя	2255	Карбонатная порода зоны контакта	28,49	2,28
	2259	Туфоалевролит	28,06	2,10
	2263	»	28,10	2,48
Фосфоритоносная	120с	Туфоалевролит кремнистый	30,99	5,40
	121с	Аргиллит кремнистый	50,16	4,94
	144с	Кремнистый сланец	70,45	8,36
	181с	То же	83,06	5,78
	2270	Аргиллит кремнистый	44,91	8,46
	2275	Кремнистый сланец	60,22	5,24

масса с небольшой примесью глинистых частиц. В проходящем свете порода светло-желтая, при скрещенных николях слабодвупреломляющаяся. Показатель преломления основной массы $N_m = 1,537$, т. е. близок к показателю преломления халцедона. Вероятно, присутствует халцедон криптокристаллической структуры. В отдельных участках шлифа можно различить кварцевые частицы, напоминающие по форме обломки вулканического стекла. В основной кремнистой массе породы видны включения органического вещества, остатки спор, скорлупки диатомовых водорослей, раковины фораминифер. Терригенный материал присутствует в незначительном количестве и обычно представлен зернами кварца, полевого шпата и обломками трудноопределимых пород. Иногда видны зерна глауконита и выделения цеолитов.

Описанные фтанитоподобные кремнистые породы находятся в верхней части комплекса, преимущественно в пильской свите в разрезах западного и восточного побережий полуострова. В разрезах, изученных в районе северного побережья (район озера Мачигар), преобладают опоквидные разности кремнистых пород и диатомиты. Эти породы более светлого желтовато-серого цвета, часто массивные, реже тонкослоистые, легкие, пористые. В шлифах при скрещенных николях видна изотропная кремнистая масса, в которую погружены отдельные зерна кварца, плагиоклаза или обломки пород. В проходящем свете хорошо различимы многочисленные остатки диатомовых водорослей, фораминиферы, примесь глинистого материала. При возрастании глинистой составляющей образуется кремнисто-глинистая порода. Содержание



Фиг. 29. Глауконит (А) и сидерит (Б) из зоны фосфатизации. Миоцен. Сахалин. Шлиф, увел. 80, без анализатора



Фиг. 30. Глауконит (А), сидерит (Б) и титанистые минералы (В) из зоны фосфатизации. Миоцен. Сахалин. Шлиф, увел. 70, без анализатора

SiO_2 в опоках и диатомитах составляет 70—85%, однако в отличие от фтанитоподобных пород на долю аморфной SiO_2 падает 20—40%.

Глауконитсодержащие породы, или глауконититы, очень характерны для описываемого комплекса. Приурочены они обычно к пачке фтанитоподобных пород. Глауконититы могут быть рыхлыми или плотными, состоят из кремнисто-глинистого вещества с многочисленными включениями глауконитовых зерен. Размер глауконитовых зерен от 0,1 до 1 мм, они округлой формы, голубовато-зеленого и зеленого цвета, по трещинкам сильно пиритизированы (фиг. 29). Помимо зерен глауконита, наблюдаются пятна глауконита в кремнисто-глинистой массе, включения глауконита в раковинах фораминифер и т. п. В основной массе кремнисто-глинистой породы, содержащей глауконит, видны новообразования цеолита из группы морденита. Часто встречаются хорошо ограненные новообразованные кристаллы сидерита и выделения титана. Судя по минералогическому анализу, титан присутствует в минералах анатаз-брукитовой группы (фиг. 30). Терригенный материал в кремнисто-глауконитовых породах имеет размерность зерен от 0,01 до 0,05 мм, представлен кварцем, плагиоклазом, обломками кремнистых и эффузивных пород. В специальных насыпных препаратах, приготовленных из породы, можно различить вулканическое стекло. Прослой глауконитовых пород встречаются преимущественно среди кремнистых образований, тяготея к фтанитоподобным кремням. К этим же зонам приурочены желваковые фосфориты.

Мощность вулканогенно-осадочного комплекса непостоянна и изменяется от 1000 м в районах северного побережья полуострова до 250 м на западном его побережье (район р. Водопадной). Сокращение мощности происходит как за счет частичного выпадения из разреза нижней половины комплекса (тумской свиты), так и за счет уменьшения мощности кремнистых пачек (пильской свиты).

В строении комплекса, особенно в верхней его половине, наблюдается определенная ритмичность: чередуются слои более крупнозернистых пород туфоалевролитов и туфопесчаников с тонкозернистыми кремнистыми и реже глинистыми образованиями. Породы комплекса разбиты в различных направлениях многочисленными секущими трещинами, которые выполнены песчаным материалом и относятся к непуническим дайкам.

Интересно, что трещины преобладают в низах комплекса и не продолжают выше появления первого фосфатного слоя.

Песчаный материал в дайках по составу отвечает породам, залегающим в низах комплекса, причем очень интенсивно проявляется процесс микроклинизации песчаных частиц.

Фосфатные породы представлены двумя типами: желваковыми фосфоритами и фосфатизированными кремнистыми породами. Фосфатизированные породы, содержание P_2O_5 в которых достигает 4—12%, встречаются в разрезах вулканогенно-осадочного комплекса в различных районах полуострова (на западном, северном и восточном его побережьях). Желваковые же фосфориты пока обнаружены только в районе западного побережья по рекам Водопадная и Пиль (фиг. 31, см. также фиг. 25).

В изученном разрезе по р. Водопадной насчитывается 11 слоев желваковых фосфоритов мощностью от 0,05 до 0,85 м (суммарная мощность 2,55 м) и три слоя фосфатизированных кремнистых пород. Практический интерес представляют два слоя (см. фиг. 25), построенные следующим образом.

Продуктивный слой 1. В кровле залегает глауконитовая порода, обогащенная P_2O_5 до 4%, мощностью 2,20 м; ниже лежат желваковые фосфориты, сцементированные в сплошную плиту глинисто-глауконитовым цементом, мощностью 0,35 м. Желваки содержат P_2O_5 до 30,3%.

В подошве — кремнистая фтанитоподобная порода, P_2O_5 в ней отсутствует.

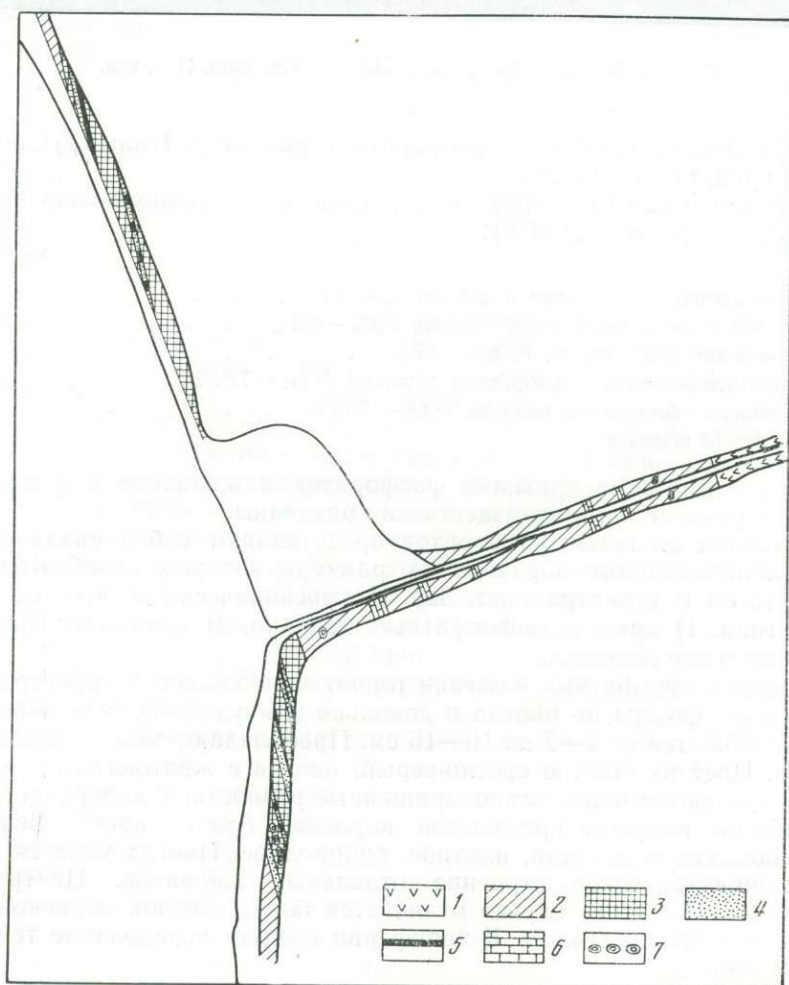
Продуктивный слой 2. Кровля — глауконитовая порода, обогащенная P_2O_5 до 4,5%, мощностью 0,40 м. Пласт — фосфорит желваковый, P_2O_5 до 28%, мощностью 0,85 м. Подошва — кремнистая фтанитоподобная порода, P_2O_5 нет.

Слои фосфоритов разведочными работами ДВГУ прослежены на расстоянии 10 км вдоль побережья Сахалинского залива.

К северу и югу от р. Водопадной намечается сокращение мощности продуктивной пачки и соответственное уменьшение количества фосфоритных слоев.

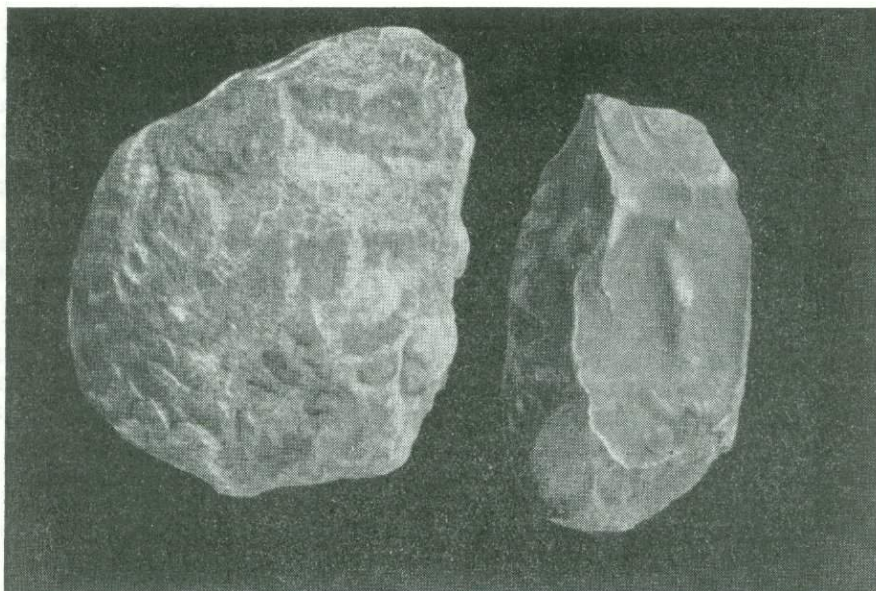
В 8 км от устья р. Пиль по левому ее притоку в том же кремнистом горизонте вскрываются четыре прослоя фосфоритовых желваков общей мощностью 0,55 м и пять фосфатизированных слоев, содержащих от 5 до 12% P_2O_5 . Кроме того, в разрезе отмечаются слабо фосфатизированные кремнистые породы, в которых P_2O_5 составляет 2,5%.

Строение продуктивных слоев изменяется. Фосфатизированные кремнистые породы как бы замещают желваковые фосфориты. Последние сохраняются в виде маломощных прослоев (0,05—0,1 м).



Фиг. 31. Литологическая схема устьевой части р. Водопадной

1 — эффузивные породы; 2 — алевриты туфогенные; 3 — кремнистые породы; 4 — глаукониты;
5 — фосфориты; 6 — песчаники; 7 — конкреции



Фиг. 32. Желваки фосфорита. Миоцен. Сахалин. Нат. вел.

Желваковые и пластовые фосфориты в районе р. Пиль группируются в три продуктивных слоя.

Приведем в качестве примера строение продуктивного слоя в районе р. Пиль (по данным ДВГУ):

	Мощность, м
1. Кровля — кремнистая фтанитоподобная порода	1,20
2. Кремнистая порода, фосфатизированная, P_2O_5 — 4,4%	2,0
3. Туфоалевролит темно-серый, P_2O_5 — 0,08%	0,5
4. Кремнисто-глауконитовые фосфатные желваки, P_2O_5 — 7,87%	0,1
5. Туфоалевролит фосфатизированный, P_2O_5 — 5,75%	0,5
Подолва слоя не вскрыта	

Петрографические признаки фосфоритовых желваков и фосфатизированных разновидностей пород существенно различны.

Изученные желваки фосфоритов представляют собой различные по форме конкреционные образования, размеры которых колеблются от 1 до 10—15 см в диаметре (фиг. 32). Макроскопически можно различить два их типа: 1) кремнисто-фосфатные желваки; 2) кремнисто-глауконитово-фосфатные желваки.

Кремнисто-фосфатные желваки имеют наибольшее распространение, они округлой формы, но иногда и довольно причудливых очертаний. Размеры колеблются от 1—2 до 10—16 см. Преобладают мелкие желваки — 3—7 см. Цвет их обычно светло-серый, иногда с желтоватым оттенком, реже встречаются более темноокрашенные разновидности. С поверхности желваки обычно покрыты кремнистой корочкой белого цвета. Вещество, слагающее эти конкреции, плотное, однородное. Иногда удается различить концентрическое строение отдельных желваков. Центральная часть желвака в этом случае отличается более светлой окраской и более песчаным составом. К периферии следует чередование темных и светлых полос.

Содержание P_2O_5 колеблется, по данным анализа (табл. 20), от 21 до 36%. В шлифе под микроскопом видна однородная микрозернистая масса фосфатного вещества с небольшой примесью кремнистого мате-

риала. В проходящем свете цвет основной массы светло-желтый, иногда почти бесцветный. В скрещенных николях вещество не двупреломляет. Поляризуют лишь точечные выделения кремнезема и отдельные участки, приуроченные к органическим остаткам. Иногда видны скорлупки диатомей, радиолярий и спикулы губок. В большинстве случаев удается различить внешнюю оболочку, выполненную фосфатом. Основная масса фосфата в шлифах аморфная, но в стенках диатомей фосфат иногда раскристаллизован и двупреломляет. Показатель преломления фосфата, замеренный в специальных препаратах, равен 0,618—0,620. Терригенный материал присутствует в очень незначительном количестве и представлен в основном угловатыми обломками кварца и плагиоклазов размером около 0,015 мм. Пирит образует скопления около органических остатков. Иногда наблюдается более поздний процесс замещения пирита гипсом, заполняющим остатки раковин.

Таблица 20

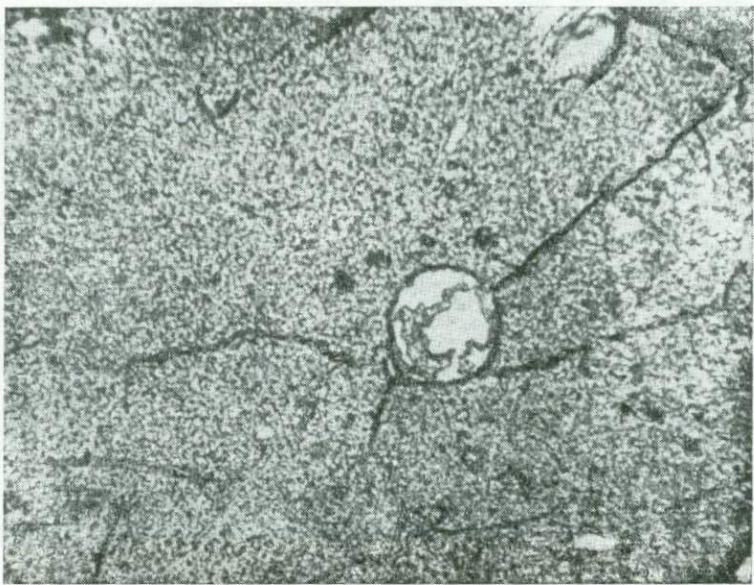
Химический состав (в вес. %) фосфоритов пильской свиты

№ обр.	Порода	Не-раств. ост.	MgO	CaO	CO ₂	F	P ₂ O ₅	CaO/P ₂ O ₅	F/P ₂ O ₅	CO/P ₂ O ₅
173с	Фосфорит желваковый, кремнисто-глауконитовый	4,25	0,39	37,26	0,80	1,44	21,67	1,61	0,06	0,03
157с	То же	2,70	0,46	36,48	0,94	1,31	36,08	1,00	0,03	0,02
138с	Фосфорит желваковый, кремнистый	3,74	0,39	46,05	1,18	2,28	33,77	1,39	0,06	0,03
112с	То же	6,40	—	44,98	1,67	2,27	32,99	1,36	0,06	0,05
183с	Фосфорит плитчатый	2,39	—	47,09	0,99	3,18	35,15	1,33	0,08	0,02

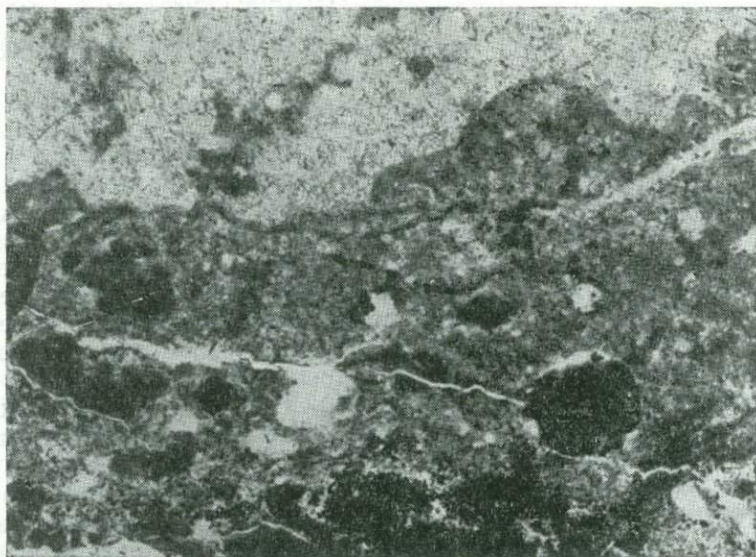
Кремнисто-глауконитово-фосфатные желваки встречаются в тех же прослоях, что и кремнисто-фосфатные. Форма их разнообразна. Наряду с приплюснутыми разностями встречаются совершенно округлые. Цвет этих образований обуславливается примесью глауконитовых зерен и обычно зеленовато-серый. Вещество, слагающее конкрецию, плотное, по трещинкам часто кальцитизировано. Содержание P₂O₅ не превышает 21—22%. В шлифах под микроскопом видно, что основная масса породы представлена изотропным фосфатным веществом с примесью глинисто-кремнистого материала. В проходящем свете порода имеет желтовато-бурый цвет. Участками, где фосфатное вещество не содержит примеси, оно бесцветно. Видны многочисленные остатки диатомовых водорослей и раковинок фораминифер (фиг. 33).

Иногда встречаются фораминиферы, внутренние полости которых заполнены глауконитом, который имеет зеленый и желтовато-зеленый цвет. Зерна глауконита концентрируются главным образом в периферических частях желваков. Наряду с округлыми зернами присутствуют зерна, имеющие неправильную форму и расплывчатые очертания. Округлые зерна большей частью сильно растресканы и по трещинам пиритизированы. Размер зерен 0,03—0,4 мм. Заметно обрастание зерен глауконита фосфатным веществом. Иногда вместе с фосфатом и глауконитом присутствует сидерит (фиг. 34). Нередко сидерит почти полностью замещает глауконит. В центральных частях сидеритовых зерен располагается пирит. Терригенный материал присутствует в количестве 2—3%, представлен зернами полевого шпата, кварца.

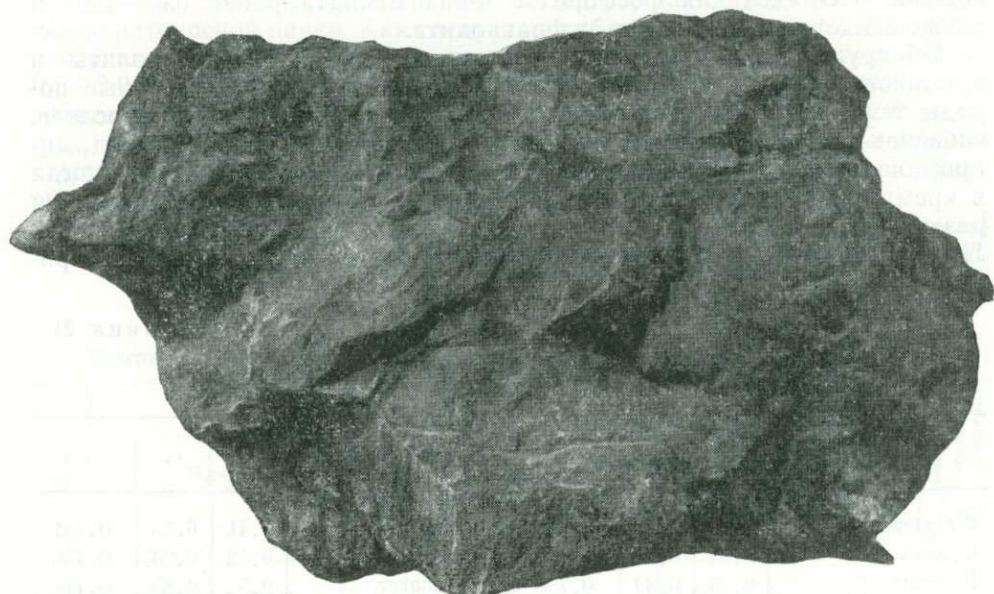
Кремнисто-фосфатные и значительно реже кремнисто-глауконитово-фосфатные желваки цементируются кремнисто-глауконитовым це-



Фиг. 33. Фосфорит. Миоцен. Сахалин. Шлиф, увел. 70, без анализатора



Фиг. 34. Контакт фосфорита с кремнистой породой. Миоцен. Сахалин. Шлиф.
увел. 80, без анализатора



Фиг. 35. «Плита» фосфорита. Миоцен. Сахалин. Уменьш. вдвое

ментом, образуя «плиты» мощностью 0,20—0,50 м (фиг. 35). С поверхности они сильно выветрены, окрашены окислами железа в ржаво-бурый цвет. В свежем изломе на фоне зеленовато-серой массы цемента выделяются светло-серые фосфоритовые желваки. Размеры их разнообразны, но преимущественно имеют 2—3 см в диаметре. Содержание P_2O_5 в желваках составляет 30—33%. Цементирующая масса почти лишена фосфора. На 1 м² плиты приходится до 250 штук желваков.

Под микроскопом в шлифе, изготовленном из образца контактовой зоны желвака и цементирующей массы, виден микрозернистый фосфат слегка желтоватого цвета, при скрещенных николях изотропный. Имеются многочисленные остатки диатомовых водорослей и микрофауны. К органическим остаткам приурочены выделения пирита. Цемент плиты глауконитово-кремнистый. Зерна глауконита имеют изогнутую форму, вытянутую вдоль контакта с фосфатной массой (см. фиг. 34). По отдельным зернам глауконита развивается хлорит. В цементе встречаются участки, выполненные фосфатом, и отдельные зерна сидерита. Форма зерен приближается к ромбической, в центральной части их видны включения пирита. Иногда сидерит с пиритом располагается в центральных частях глауконитовых зерен. Как следует из табл. 20, в описанных фосфоритах несколько занижено содержание фтора и очень низко значение CO_2 . По величине отношения CO_2/P_2O_5 сахалинские фосфориты приближаются к подольским лучистым фосфоритам.

Рентгеноструктурный анализ образцов желваков фосфоритов дал следующие результаты:

Обр. 138с	Обр. 157с	Обр. 112с
$a=9,343$	$a=9,339$	$a=9,339$
$c=6,891$	$c=6,884$	$c=6,691$
$c/a=0,7375$	$c/a=0,7371$	$c/a=0,7378$

Сравнивая эти результаты с таблицей структурных данных минералов группы апатита (табл. 21), можно сделать вывод, что фосфатный минерал сахалинских фосфоритов ближе всего стоит к франколиту. От-

ношение $\text{CO}_2/\text{P}_2\text{O}_5$ для фосфоритов п-ова Шмидта равно 0,03—0,05 и также свидетельствует в пользу франколита.

Обнаруженные в разрезе фосфатизированные туфоалевролиты и кремнистые породы макроскопически представляют собой плотные породы темно-серого и бурого цвета. Наблюдается чередование прослоев, сложенных кремнистым и фосфатно-кремнистым материалом. Под микроскопом видны органические остатки, замещенные опалом. Иногда в кремнистой породе встречаются отдельные линзовидные образования размерами от 1×10 до 3×15 см, выполненные фосфатным материалом. По данным ДВГУ, на 1 м^2 насчитывается до 200 штук подобных образований.

Таблица 21

Параметры кристаллической ячейки минералов группы апатита
(по Г. И. Бушинскому, 1956)

Минерал	a_0	c_0	c/a	Минерал	a_0	c_0	c/a
Фторапатит	9,37	6,88	0,734	Даллит	9,41	6,88	0,731
Франколит	9,34	6,88	0,737	Гидроксилапатит	9,42	6,93	0,736
Курскит	9,33	6,89	0,738	Хлорапатит	9,52	6,85	0,719
Подолит	9,41	6,89	0,731				

Для пород, вмещающих фосфориты в разрезе р. Водопадной, были определены содержания P_2O_5 , $\text{SiO}_{2\text{аутиг}}$, CO_2 , $\text{C}_{\text{орг}}$ и различных форм железа. Содержание фосфора в туфоалевролитах и туфопесчаниках нижней половины разреза колеблется от 0,05 до 0,1% P_2O_5 . Выделяется зона контакта с эффузивной породой, где, как было сказано выше, P_2O_5 равно 2,5%. В продуктивной фосфоритоносной пачке кремнистые породы содержат фосфор в количествах, не превышающих 0,1—0,15% P_2O_5 .

Глауконитовые породы отличаются повышенным содержанием фосфора, достигающим 4%. В отдельных описанных выше прослоях фосфатизированных туфоалевролитов и кремнистых пород значение P_2O_5 колеблется от 2 до 12%. В песчаниках и алевролитах, венчающих разрез, фиксируются лишь кларковые значения P_2O_5 . Известковые конкреции, заключенные в кремнистых породах, обогащены фосфором до 0,8—1%.

Карбонатность изученного разреза в целом очень низкая. Кривая содержания CO_2 (см. фиг. 25) в интервале, соответствующем нижней части разреза, не дает каких-либо значительных отклонений от нулевой линии. Выделяется только описанная выше зона контакта с эффузивной породой, где CO_2 составляет 14%.

К продуктивной фосфоритоносной пачке приурочены отдельные карбонатизированные прослои мощностью 10—20 см, в которых содержание CO_2 достигает 25%. В шлифах, изготовленных из таких карбонатизированных пород, видно, что основная масса состоит из кремнистого вещества почти не поляризуемого. По всему шлифу рассеяны многочисленные зерна карбоната, форма которых приближается к ромбической. Показатель преломления основной массы зерен 1,692. Встречаются единичные зерна, имеющие показатель преломления 1,702 и 1,714; по-видимому, это анкерит. Химический анализ этих пород показал содержание CaCO_3 — 27,32%, MgCO_3 — 17,92%, FeCO_3 — 2,95%.

Повышенные значения органического вещества приурочены к породам фосфоритоносной пачки и колеблются от 0,8 до 1% $\text{C}_{\text{орг}}$. Исключение составляют фосфориты, в которых $\text{C}_{\text{орг}}$ не превышает 6,0% и обычно равно 0,2—0,3%.

Изучение различных аутигенных форм железа по методу, описанному в работе Н. М. Страхова и Э. С. Залманзон (1955), позволило учесть

исходное количество органического вещества, находившегося в осадках фосфоритоносной пачки. Как следует из табл. 22, значения исходного $C_{орг}$ достигают 2,7%, так как на восстановление железа было затрачено 0,5—2,0% органического вещества. В образцах, взятых из нижней части разреза, исходное $C_{орг}$ составляет 1% (обр. 2259, 2261, 2263). В шлифах, изготовленных из кремнистых пород, можно различить отдельные комочки органического вещества, большое количество остатков спор, пыльцы, а иногда выделения битума.

Определение валового количества железа показало его сравнительно невысокое содержание, составляющее 0,9—2,5% (см. табл. 22). Ос-

Таблица 22

Содержание (в вес. %) различных форм железа в отложениях пильской свиты

№ обр.	Порода	Fe _{нал.}	Fe _{пир.}	Fe _{раств.}	Fe _{облом.}	...	Fe _{раств.}	Сорг.факт	С орг. пошедшее на восстановление железа	Сорг. исходное	Fe _{облом./Fe_{нал.}}	Сорг. пошедшее на восстановление от Сорг. исходного
120с	Кремнистый сланец	1,90	0,75	1,27	—	—	0,69	0,89	1,57	—	56,3	
117с	То же	2,02	0,84	1,08	0,09	0,01	0,80	0,99	1,79	4,4	55,3	
141с	»	1,85	0,74	0,78	0,24	0,09	1,12	0,83	1,95	12,4	43,1	
160с	»	0,97	0,46	0,21	0,09	0,17	0,38	0,68	1,06	9,2	64,2	
124с	»	0,97	0,40	0,20	0,10	0,25	1,33	0,35	1,68	10,8	20,8	
2259	Туфоалевролит	2,45	0,35	1,48	0,62	Нет	0,40	0,58	0,98	25,0	59,0	
166с	Песчаник	1,94	1,96	0,67	0,31	»	0,84	0,86	1,70	16,0	50,5	
152с	Кремнистая порода с глауконитом	4,82	2,12	0,93	0,05	1,82	0,74	2,00	2,74	1,0	73,0	

новными аутигенными формами железа являются железо закисное, растворимое в HCl, и железо пиритное. Содержание последнего достигает 2%, в то время как для третичных отложений Сахалина в целом характерны низкие значения Fe_{пир.}, в среднем не превышающие 0,3% (Бродская, 1959). Под микроскопом в шлифах, изготовленных из пород пильской свиты, видны различные железистые новообразования, такие как пирит, глауконит, иногда железистый хлорит. Пирит, как правило, приурочен к органическим остаткам или же к зернам глауконита. Иногда наблюдаются шарики пирита, рассеянные по всему шлифу.

Максимальное количество железа концентрируется в прослоях кремнисто-глауконитовых пород, достигая в них 5%, а в зернах глауконита 15—17%.

О высокой подвижности железа в породах вулканогенно-осадочного комплекса свидетельствует постоянное присутствие железа (до 4—5%) в карбонатных конкрециях, обильно встречающихся по всему разрезу.

Аутигенная кремниевая кислота определялась в образцах, взятых из различных частей разреза. В алевролитах нижней пачки и в карбонатной породе из зоны контакта содержание кремниевой кислоты одинаково и составляет 30%, причем 28% падает на кремниевую кислоту, определенную в форме кварца, и 2,5% составляет SiO₂ аморфная.

В фосфоритоносной пачке эти значения резко возрастают: содержание SiO₂ кварцевой в тонких кремнистых породах достигает 83%, а SiO₂ аморфной — 8%.

В заключение краткой геохимической характеристики отложений следует остановиться на комплексе редких и рассеянных элементов. Спектральным полуколичественным анализом, помимо сравнительно широко

распространенных элементов, таких как Р, Мп, Al, Fe, Са, Mg, в породах пильской свиты определены Y, Ti, Cu, Ni, Sr, Cr, Co, Zr. Однако содержание этих элементов очень незначительно.

Титан и медь были обнаружены во всех анализируемых образцах в количествах, не превышающих 0,05%. Кобальт присутствует также во всех образцах, но содержание его не превышает тысячных долей процента. Довольно широко распространен ванадий, составляющий 0,01%. Хром и никель присутствуют во всех анализируемых образцах в равных количествах, не превышающих сотых долей процента. Барий и стронций обнаружены в основном в породах нижней пачки.

По сравнению с другими свитами Сахалина, относящимися к миоцену, изученные отложения содержат малые элементы в заметно меньших количествах. Особенно это хорошо видно на таких элементах, как Ti, Ba, Cu, Cr. Совершенно отсутствуют Pb, Sn, Ga, Sr, Cd, хотя в других свитах эти элементы встречались как в песчаниках, так и в глинистых породах. Содержание малых элементов в фосфоритах оказалось еще ниже, чем во вмещающих толщах. В фосфоритах обнаружены в значительных количествах лишь Ti, Cu, Sr.

Такая обедненность фосфоритоносной толщи малыми элементами, вероятно, связана с ограниченным привнесом терригенного материала с суши в процессе накопления толщи и обильным поступлением кремнезема, разбавляющего осадок.

Фосфоритоносный вулканогенно-осадочный комплекс формировался в морском относительно глубоководном и холодном бассейне. Среди диатомовых водорослей отмечаются формы, характерные для бореальных бассейнов. По данным И. И. Ратновского (1960), в отложениях среднего миоцена (пильская свита) присутствуют комплексы глубоководных моллюсков — *Golemya*, *Palliolum pedraanus* (Trask), *Lima goliatu* Smith., глубоководные фораминиферы — *Buliminela subfusi* Pormis et Klein (определения Н. А. Волошиной). Терригенный материал в период формирования верхней части комплекса поступал в бассейн в незначительном количестве. Максимальный размер терригенных частиц не превышал 0,05 мм. Грубозернистый характер отложений в низах комплекса объясняется присутствием в смеси с терригенным материалом вулканокластического, обладающего более крупным размером частиц, и вулканотерригенного (вулканомиктового). Источником сноса терригенного материала в ранне- и среднемиоценовое время являлись более древние поднятия в пределах Сахалина, а также области примыкающей с запада суши (Юркова, 1968). Вулканокластический материал, представленный литокристалловитрокластическими разностями, видимо, приносился водным путем со сравнительно далеко расположенных вулканов, так как скорость его поступления вполне соразмерна со скоростью терригенной седиментации. Витрокластические туфы, образующие маломощные прослои, лишённые терригенной примеси, накапливались в результате мощных выбросов и попадали в осадки скорее всего воздушным путем. Эффузивные породы комплекса — результат местных подводных извержений, по составу они совершенно отличны от вулканокластического материала. Это породы повышенной щелочности, близкие к трахибазальтам. По всей видимости, излияние их происходило по трещинам, без образования крупных вулканических аппаратов.

Особый интерес представляют вопросы генезиса кремнистых пород комплекса, ибо с ними тесно связаны фосфориты. Два типа кремнистых пород (исключая переходные разности кремнисто-глинистых, кремнисто-алевритовых и др.) сосредоточены в различных фациальных зонах бассейна. Опоки и диатомиты встречаются преимущественно в отложениях по северному побережью полуострова, где в составе комплекса отсутствуют вулканические породы, а мощность терригенной толщи максимальна. Фтанитоподобные породы, или же, как их называют чаще, кремнистые

сланцы, развиты преимущественно в разрезах западного и восточного побережий, где проходят зоны крупных разрывных нарушений и имеют место проявления вулканической деятельности.

Биохемогенная природа диатомитов и опок не вызывает сомнения. Во фтанитоподобных породах органических остатков также достаточно много, однако они по ряду признаков отличаются от биохемогенных разновидностей кремнистых пород. Изучая типы геосинклинальных кремнистых образований, И. В. Хворова предложила группу пород, отличающуюся от яшм и фтанитов по внешнему облику и по составу органических остатков (отсутствие радиолярий) и находящуюся в иных породных ассоциациях, называть кремнистыми сланцами, или кремнями. Рассматривая кремнистые образования формации Монтерей в Калифорнии, И. В. Хворова (1968) применительно к кремням, находящимся в низу разреза, употребила термин «фтанитоподобные». По химическому составу и петрографическим характеристикам слоистые кремнистые породы фосфоритоносной пачки п-ова Шмидта очень напоминают миоценовые калифорнийские слоистые кремни. Представляется, что их образование происходило в зонах, где кремнезем поступал в результате эксгаляций, и хотя часть его усваивалась организмами, некоторое количество выпадало в осадок. В пользу этого предположения свидетельствует, по нашему мнению, характер слоистости кремнистых пород. Каждый тонкий слой подчеркивается концентрацией остатков диатомовых организмов на поверхности и вновь сменяется однородной тонкораскристаллизованной массой халцедона.

Подходя к вопросу генезиса фосфоритов п-ова Шмидта, следует подчеркнуть следующие обстоятельства. Эффузивные породы, входящие в состав фосфоритоносного вулканогенно-осадочного комплекса, относятся по типу к основным породам с повышенной щелочностью и соответственно данному типу пород обогащены фосфором. В карбонатной породе, образующейся в зоне контакта вулканических пород с вышележащей туфогенно-осадочной толщей, содержание P_2O_5 составляет 2,2%. Фосфориты строго приурочены к кремнистой части комплекса, причем для этого же интервала разреза характерны несколько повышенное содержание карбонатов кальция и железа, образование глауконита, цеолитов и пирита.

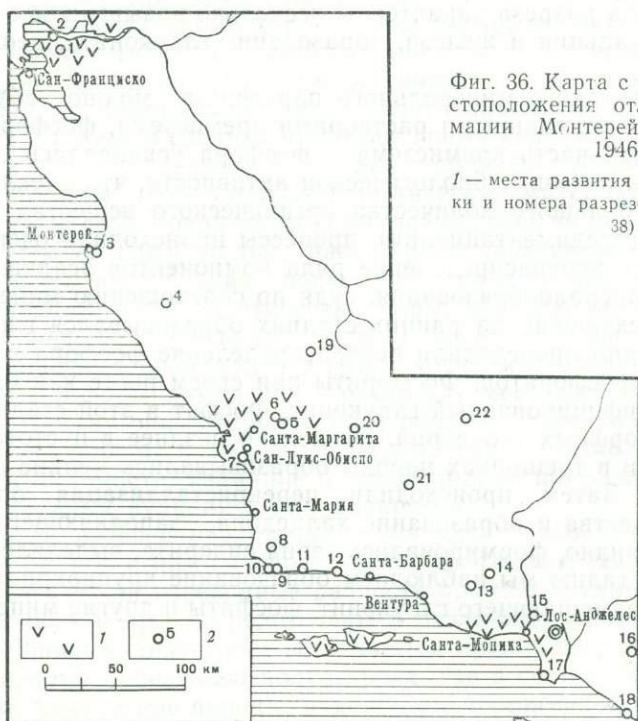
Формирование такого минерального парагенеза можно объяснить, допуская привнос термальными растворами кремнезема, фосфора и железа. Значительная часть кремнезема и фосфора усваивалась организмами и вызывала вспышку биологической активности, что влекло за собой накопление большого количества органического вещества в кремнистых илах. Постседиментационные процессы происходили очень энергично и вызывали перераспределение ряда компонентов осадка. Последовательность минералообразования, судя по соотношению минералов в породе, была следующей: на ранних стадиях образовывался глауконит, почти одновременно происходили перераспределение фосфора и образование желваков фосфоритов. Фосфориты при своем росте как бы отесняли еще не литифицированный глауконит. Фосфат в этой стадии выделялся в виде аморфных скоплений. Несколько позднее в пустотах скорлупок диатомей и в трещинках породы образовывались мелкие кристаллы фторапатита. Затем происходили перекристаллизация опалового кремнистого вещества и образование халцедона, заполняющего поры. После этого, очевидно, формировались зерна сидерита, выделялся пирит, и в последнюю стадию мы наблюдаем образование крупнокристаллического кальцита, замещающего глауконит, фосфаты и другие минералы.

Миоценовый вулканогенно-осадочный комплекс пород Калифорнии (формация Монтерей)

В Калифорнии, в районе Береговых хребтов, широко распространены кремнистые и туфовые образования миоценового возраста, объединяемые в формацию Монтерей. В этой формации известны фосфориты, описанные в ряде работ американских геологов (Bramlette, 1946; Gower, Madson 1964; Dickert, 1966).

Район Береговых хребтов в структурном отношении принадлежит к кайнозойской геосинклинальной зоне. Строение этой зоны достаточно сложное. Как показали в своих работах Ю. М. Пущаровский (1964) и Е. Н. Меланхолина (1968), во внешней части зоны по границе с мезозойскими складчатыми сооружениями расположен линейный прогиб Грейт-Велли с длительным и спокойным развитием в течение мела и палеогена. Во внутренней же части геосинклинали в районе Береговых хребтов на месте эвгеосинклинали была сформирована сложно дифференцированная блоковая структура, состоящая из горст-антиклинальных поднятий и грабенообразных впадин. Впадины выполнены морскими третичными терригенными, туфогенными и кремнистыми образованиями, лежащими с угловым несогласием на меловых отложениях. В горстах выходят верхнеюрско-меловые отложения. Рифтовая зона — разлом Сан-Андреас — протягивается под небольшим углом к простиранию этих структур. Установлен дотретичный возраст разлома (Oakeshoff, 1966).

Для формации Монтерей в целом характерна быстрая латеральная изменчивость осадков. Анализируя разрезы миоценовых отложений Западной и Южной Калифорнии, приведенные в работе М. Брамлетта (фиг. 36—38), И. В. Хворова (1968) выделяет четыре типа разрезов. Разрез первого типа представлен песчаниками с подчиненными пачками песчано-глинистых и кремнистых сланцев (см. фиг. 37, разрез 2, фиг. 38, разрез 22). Во втором типе — те же породы присут-



Фиг. 36. Карта с указанием местоположения отложений формации Монтерей (Bramlette, 1946)

1 — места развития туфов; 2 — точки и номера разрезов (см. фиг. 37, 38)

ствуют почти в равных количествах (фиг. 37, разрезы 7, 14, 15, 16). В разрезе третьего типа известны только кремнистые породы — опоки с прослоями кремнистых сланцев или же порцеланиты, кремнистые сланцы и в верхней части диатомиты (см. фиг. 37, разрез 4, фиг. 38, разрез 22). Для разреза четвертого типа характерны карбонатные породы, кремнистые сланцы, диатомиты и фосфориты. Мощности отложений очень изменчивы и колеблются от 1800 до 100 м. Характеристика наиболее распространенных пород формации Монтерей дается по цитируемой выше работе И. В. Хворовой, сделавшей необходимую выборку по монографии М. Брамлетта.

Кремнистые породы представлены тремя типами: 1) кремнями и кремнистыми сланцами; 2) порцеланитами; 3) диатомитами. Кремни и кремнистые сланцы — это обычно темные, плотные породы, похожие на фтаниты. Состоят они преимущественно из халцедона или криптокристаллического кварца. В конкрециях и желваках кремни сложены опалом. Порцеланиты (опоки в понимании советских геологов) — легкие, мелкопористые опаловые породы, иногда тонкослоистые. В породах заметны остатки диатомей. Встречаются раковинки фораминифер. Часто присутствует глинистая примесь, и в этом случае порода называется «порцелановый мадстоун».

Диатомиты — белые или серые, легкие тонкослоистые породы, помимо диатомей, содержат раковинки фораминифер, радиолярии, спикулы губок. Кроме чистых разновидностей диатомовых, встречаются породы, содержащие примесь витрического пепла и глинисто-алевроитового материала. Химический состав кремнистых пород представлен в табл. 23.

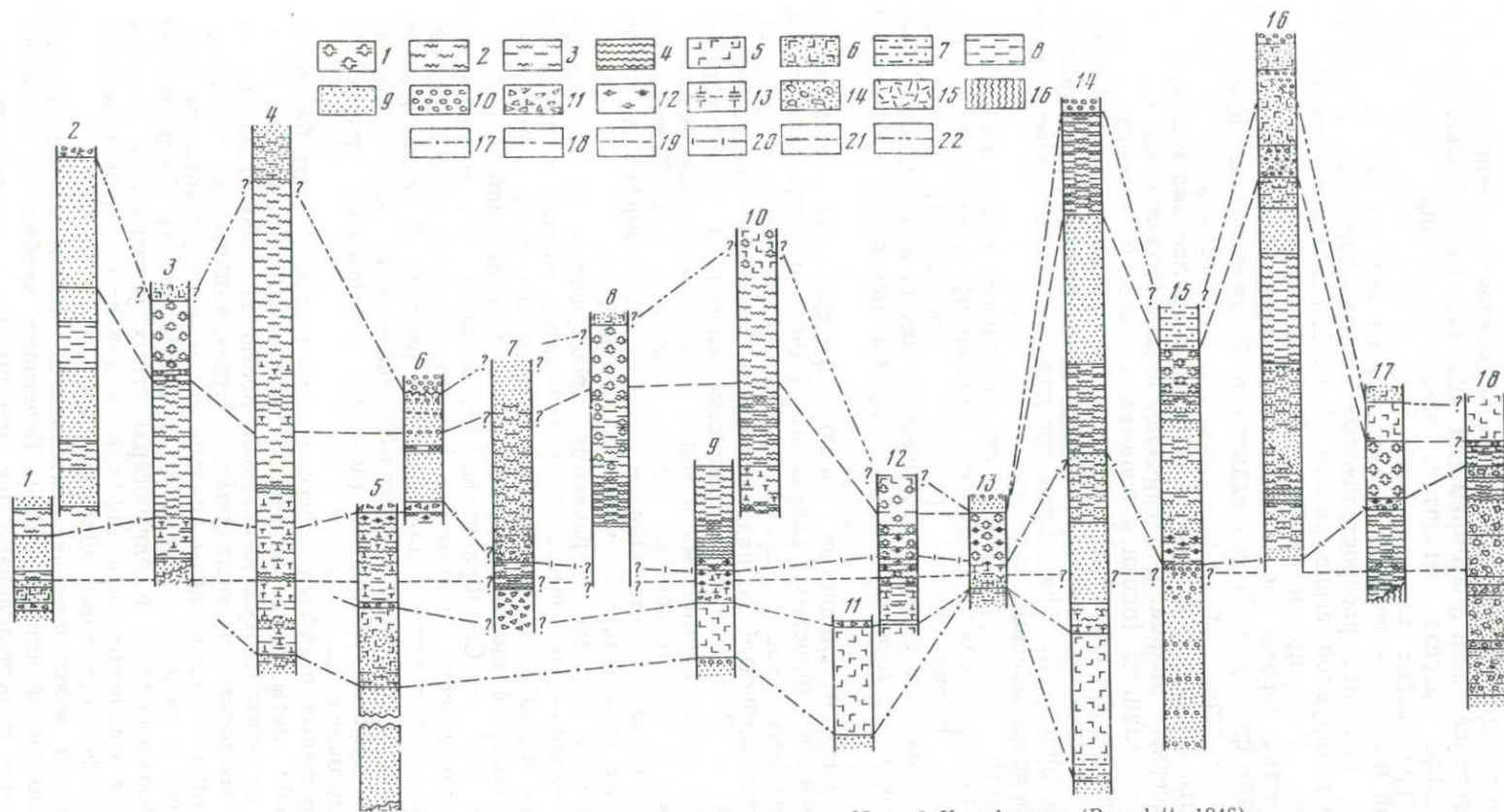
Обломочные и глинистые породы представлены песчаниками, элевролитами и глинистыми сланцами. Песчаники кварц-полевошпатовые, с примесью кислого вулканического стекла, часто грубозернистые, массивнослоистые; по ряду признаков относятся к мелководным образованиям. Алевролиты и глинистые сланцы в виде прослоев встречаются среди кремнистых пород или образуют самостоятельные пачки. Часто содержат примесь вулканического стекла. Встречаются сильнокремнистые разности. Обилие раковин фораминифер в глинистых сланцах значительно повышает их карбонатность.

Карбонатные породы встречаются преимущественно в нижней части формации — это известняки и доломиты, обычно с примесью обломочного материала. Карбонатные породы образуют тонкие прослойки, но большей частью встречаются в виде конкреций.

Туфы в районе Сан-Франциско андезитовые, преимущественно кристаллокластические (плагноклаз, роговая обманка, авгит). Стекло в туфах кислое, характерное для дацита и риолита. В более южных районах — Сан-Луис-Обиспо, Санта-Моника — встречаются кислые витрические туфы с небольшим (до 5%) содержанием кристаллов кварца и олигоклаза.

Из эффузивных и субвулканических пород преобладают базальты и андезито-базальты, реже риолиты. В районе Сан-Луис-Обиспо мощность андезито-базальтовых комплексов достигает 1000 м. Излияния были преимущественно подводными. Субвулканические породы — силлы и дайки — представлены анальцимовым и томпсонитовым диабазом, а иногда натровым спилитом (с баркевикитом). Большинство интрузий формировалось в близповерхностных условиях. В мощных силлах видна гравитационная дифференциация от пикритов в основании до высокофельдшпатовых диабазов сверху.

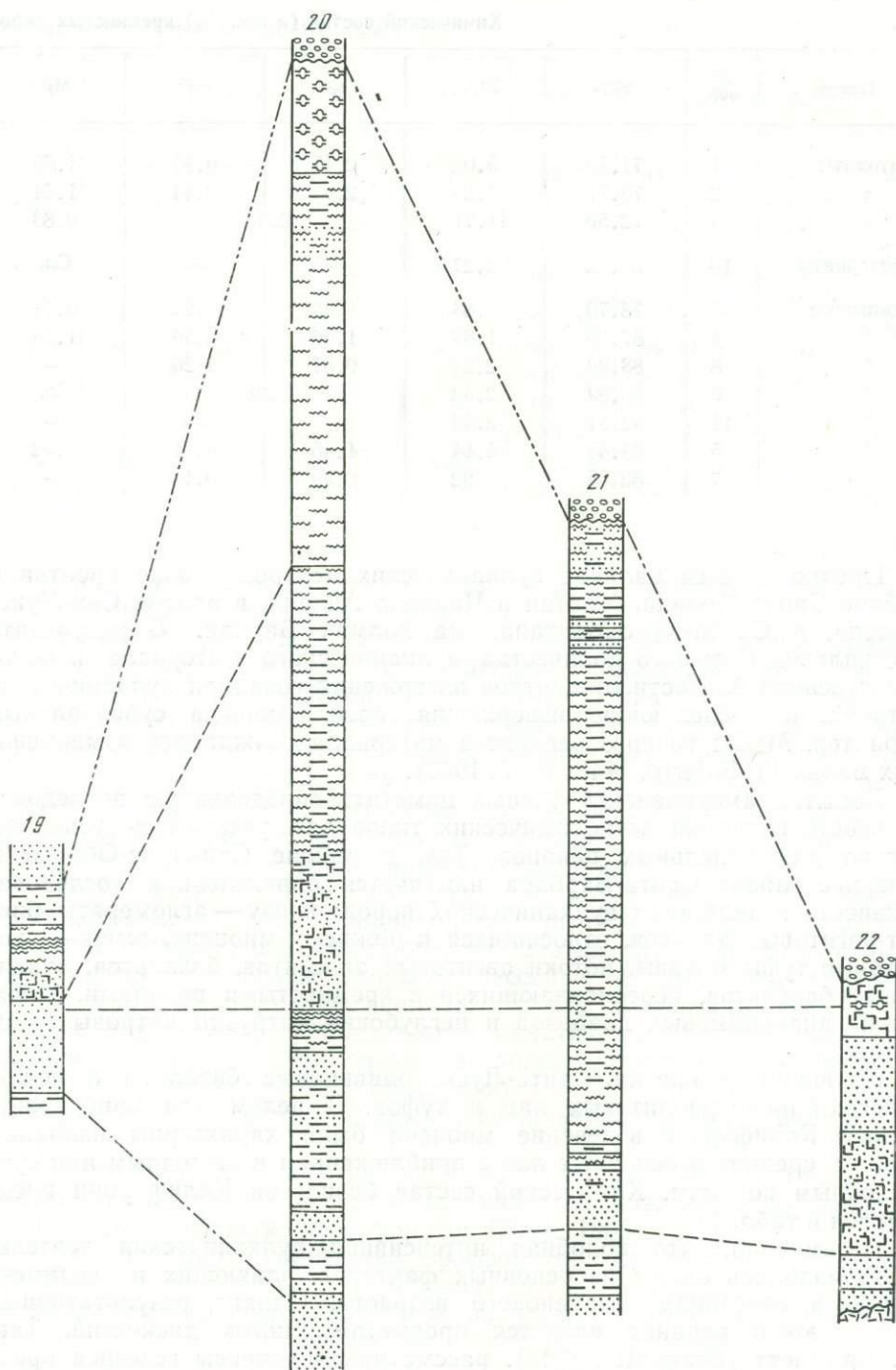
Интенсивная вулканическая деятельность являлась характерной чертой кайнозойской истории района Береговых хребтов, и особенно подчеркивается роль вулканизма при формировании миоценовых отложений (Taliaferro, 1943; Page, 1966).



Фиг. 37. Разрезы миоценовых отложений Западной и Южной Калифорнии (Bramlett, 1946)

1 — диатомиты; 2 — порцеланиты и кремнистые мудстоны; 3 — чередование порцеланитов и кремнистых сланцев; 4 — тонкослоистые кремни и кремнистые сланцы; 5 — мудстоны; 6 — алевролиты; 7 — песчаные сланцы; 8 — глинистые сланцы; 9 — песчаники; 10 — конгломераты; 11 — туфы; 12 — фос-

фатные сланцы; 13 — известковые сланцы; 14 — брекчии; 15 — гранодиорит; 16 — сланцы; 17 — кровля нижнего миоцена; 18 — кровля толщи Рикон; 19 — кровля нижнего яруса среднего миоцена; 20 — кровля среднего миоцена; 21 — кровля нижнего яруса верхнего миоцена; 22 — основание плиоцена



Фиг. 38. Разрезы миоценовых отложений в районе долины Сан-Жоакин, Калифорния (Bramlette, 1946)

Условные обозначения те же, что на фиг. 37

Химический состав (в вес. %) кремнистых пород

Порода	№ обр.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO
Диатомиты	1	71,80	5,02	2,45	0,35	1,69
»	2	73,71	7,25	2,63	0,44	1,47
»	3	72,50	11,71	2,35	—	0,83
Порцеланиты	10	86,92	4,27	—	—	Сл.
Кремнистые сланцы	6	78,70	5,83	1,92	0,62	0,71
»	4	87,20	1,86	1,06	0,33	1,14
»	8	88,90	2,28	0,87	0,20	—
»	9	86,89	2,32	1,28	—	Сл.
»	11	92,37	2,46	—	—	—
»	5	84,45	4,14	1,48	0,51	0,52
»	7	82,55	4,82	0,90	0,13	—

Предполагается наличие вулканических центров в зоне хребтов в районе Санта-Моника, Монтан и Чарнелл Айленд, в районе Сан-Луис-Обиспо, в Санта-Крус-Монтана, на холмах Баркли. В результате поступления большого количества вулканического материала и непосредственной близости от центров извержения возникли вулканические острова, и последующие извержения носили иногда субаэральный характер. Масса тонкого пеплового материала осаждалась в миоценовых морях (Taliaferro, 1943; Reed, 1943).

Попытка американских ученых наметить определенную последовательность излияния петрохимических типов лав увенчалась успехами только для отдельных районов. Так, в районе Сан-Луис-Обиспо и севернее района Санта-Барбара намечается определенная последовательность в залегании вулканических пород: внизу — агломераты биотит-авгитовых дацитов, относящихся к нижнему миоцену, выше — риолитовые туфы и лавы, потоки авгитовых андезитов, базальтов, оливиновых базальтов, переслаивающихся с кремнистыми породами, затем силлы анальцимовых диабазов и неглубокие интрузии натровых риолитов.

На южном конце хр. Санта-Лусия оливиновые базальты и пеплы залегают ниже риолитовых лав и туфов. В целом для прибрежной полосы Калифорнии в течение миоцена были характерны излияния кислых, средних и основных лав с приближением к щелочным или субщелочным породам. Химический состав базальтов Калифорнии представлен в табл. 44.

Несомненно, что подобная интенсивная вулканическая деятельность являлась одним из основных факторов, влияющих на седиментацию в бассейнах миоценового возраста. Однако результативный эффект этого влияния является предметом многих дискуссий. Так, М. Брамлетт (Bramlette, 1946), рассматривая вопросы генезиса кремнистых пород формации Монтерей, объяснял пышный расцвет диатомовой флоры результатом обогащения морской воды кремнеземом при разложении тонкой пирокластики. Считая такой источник кремнезема главным, этот автор тем не менее предполагает, что дополнительные массы диатомей заносились в монтерейские моря течением. Б. Пейдж (Page, 1966) основную роль в образовании кремнистых осадков отводит системе течений, считая, что терригенная седиментация была

Таблица 23

формации Монтерей (Bramlette, 1946)

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Сумма	SiO ₂ суб.	SiO ₂ /Al ₂ O ₃	Fe _{вкл.}
1,45	1,81	3,55	—	0,17	99,77	64,27	14,3	1,96
1,72	1,19	1,00	0,50	0,24	100,13	62,84	10,1	8,16
0,32	—	1,88	—	—	93,13	54,94	6,19	1,63
1,60	—	2,48	—	—	100,40	80,52	20,30	—
2,59	0,56	1,06	0,35	0,34	100,81	70,00	13,5	1,81
0,05	0,53	2,75	—	0,22	100,31	84,40	46,88	0,99
1,05	—	0,49	—	—	100,06	85,48	38,90	0,76
1,43	—	3,58	—	—	100,39	83,41	37,40	—
1,70	—	—	—	—	99,27	88,68	37,50	—
1,25	0,46	0,64	0,35	0,28	100,74	78,24	20,40	1,48
1,30	—	1,09	—	—	100,03	75,32	17,10	0,72

подавлена либо из-за низкого рельефа окружающей суши, либо из-за более быстрой аккумуляции кремнезема.

Особый интерес вызывает генезис похожих на фтанитоподобные породы кремнистых сланцев, встречающихся преимущественно в низях разреза формации Монтерей. Отрицая возможность эксгальационного выноса кремнезема, М. Брамлетт образование этих пород связывает с процессами катагенетических изменений диатомитов и бентонитизации пеплов. Однако расчеты, приведенные М. Брамлеттом, не могут убедить в том, что дополнительное количество SiO₂, необходимое для формирования кремнистых сланцев, поступает за счет освобождающегося кремнезема при изменении витрокластики.

Гораздо логичнее предположить, как это делает И. В. Хворова, обогащение кремнеземом нижних частей разреза в результате выноса SiO₂ при поствулканических процессах. В этом случае понятен и пышный расцвет диатомовой флоры в бассейне, обогащенном притоком необходимых питательных веществ. Тонкая слоистость кремнистых сланцев обусловлена скоплениями множества кремнистых скорлупок на поверхности слоя. Это очень напоминает текстурные особенности гейзеритов, где постоянно обособляется слой, богатый органикой (водорослями), от опаловой массы, осаждающейся при действии гейзера.

Характерной особенностью миоценовой морской седиментации района Береговых хребтов является наличие опалового кремнезема, органического вещества и фосфоритов (Page, 1966).

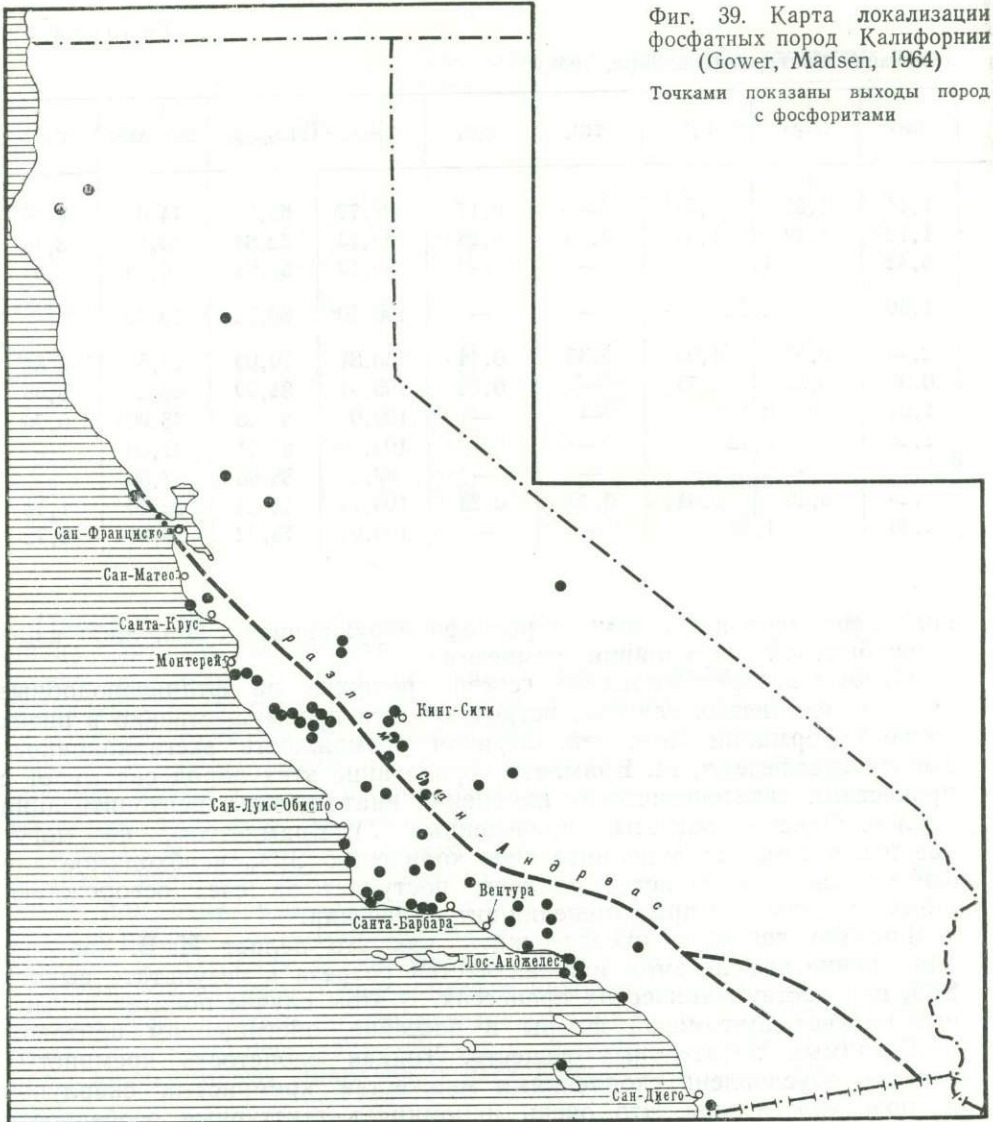
Незначительное количество фосфоритов имеется в отложениях эоцена, олигоцена и нижнего миоцена, но основные массы этого полезного ископаемого сосредоточены в разрезах среднего миоцена. Наибольшие мощности отложений, в которых концентрируются фосфориты, приурочены к южным и центральным районам Калифорнии (фиг. 39).

К северу от района Лос-Анджелес и Вентура мощность фосфоритовых отложений и содержание фосфора закономерно увеличиваются, а у 38-й параллели (к западу от залива Сан-Франциско) фосфоритовые фаши выклиниваются.

Распространены три основных типа фосфоритов: зерна (pellet), конкреции (phosphatic nodules) и фосфатизированные сланцы (pho-

Фиг. 39. Карта локализации фосфатных пород Калифорнии (Gower, Madsen, 1964)

Точками показаны выходы пород с фосфоритами



aphatic shales). Фосфоритовые зерна светло-серые или темные, бесструктурные, до 1 мм в диаметре, в центре зерна часто имеются включения кварца или полевого шпата. Иногда наблюдаются структуры оолитов. Конкреции фосфоритов темно-коричневые или серые, эллипсоидальной или неправильной формы, до 30 см в поперечнике. Они обычно содержат халцедон и редкие зерна нефосфатного кластического материала.

Фосфатизированные сланцы — это кремнисто-глинистые породы, в которых имеются линзы и прослои карбонатфторапатита мощностью до 3—4 см. Как правило, в фосфатизированных сланцах и конкрециях присутствует некоторое количество карбоната кальция, в то время как фосфатные зерна карбонатов не содержат.

Основным минералом фосфоритов является карбонатфторапатит.

Химический состав фосфоритов (в %) следующий: SiO_2 —1,8; MgO —0,19; H_2O —2,7; F —4,0; Al_2O_3 —1,0; CaO —51,8; TiO_2 —0,1; Fe_2O_3 —0,25; Na_2O —0,43; P_2O_5 —35,7; K_2O —0,07; FeO —0,08; MnO —нет; $\text{F}/\text{F}_2\text{O}_5$ —0,11.

В районе Индиан-Крик (Сан-Луис-Обиспо) формация Монтерей имеет мощность 350 м и состоит из кремнистых сланцев (75% ее общего объема), фосфоритовых слоев (18%) и прослоев бентонитовых глин (7%). В ряде случаев мощность толщ, включающих фосфоритовые конкреции и фосфатизированные сланцы, достигает 70 м. Если обратиться к различным типам разрезов формации Монтерей (см. фиг. 37, 38), то ясно видно, что фосфоритовые слои появляются главным образом в зоне развития маломощных карбонатных прослоев, сложенных органогенными известняками, и кремнистых сланцев, залегающих, как правило, в основании формации.

Миоценовый бассейн в районе Береговых хребтов, видимо, отличался сложным дифференцированным рельефом дна. В условиях относительно мелководья формировались песчаные осадки, к которым иногда приурочены зернистые фосфориты. Большая часть бассейна была относительно глубокой, и накопление тонких глинистых и кремнистых илов происходило в условиях лишь периодического поступления кластического материала, выносимого турбидными течениями с участков отмелей. Об этом свидетельствует характер слоистости пород формации, напоминающих стратификацию флишевых толщ (Хворова, 1968).

Основная часть фосфоритоносных пород приурочена к относительно глубоководным фациям осадков.

Помимо фосфоритов, известных в среднемиоценовой формации Монтерей, в морских верхнемиоценовых отложениях района Лос-Анджелес, в формации Модело, имеются 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 базальтов и даек трахитов (Hoots, 1931).

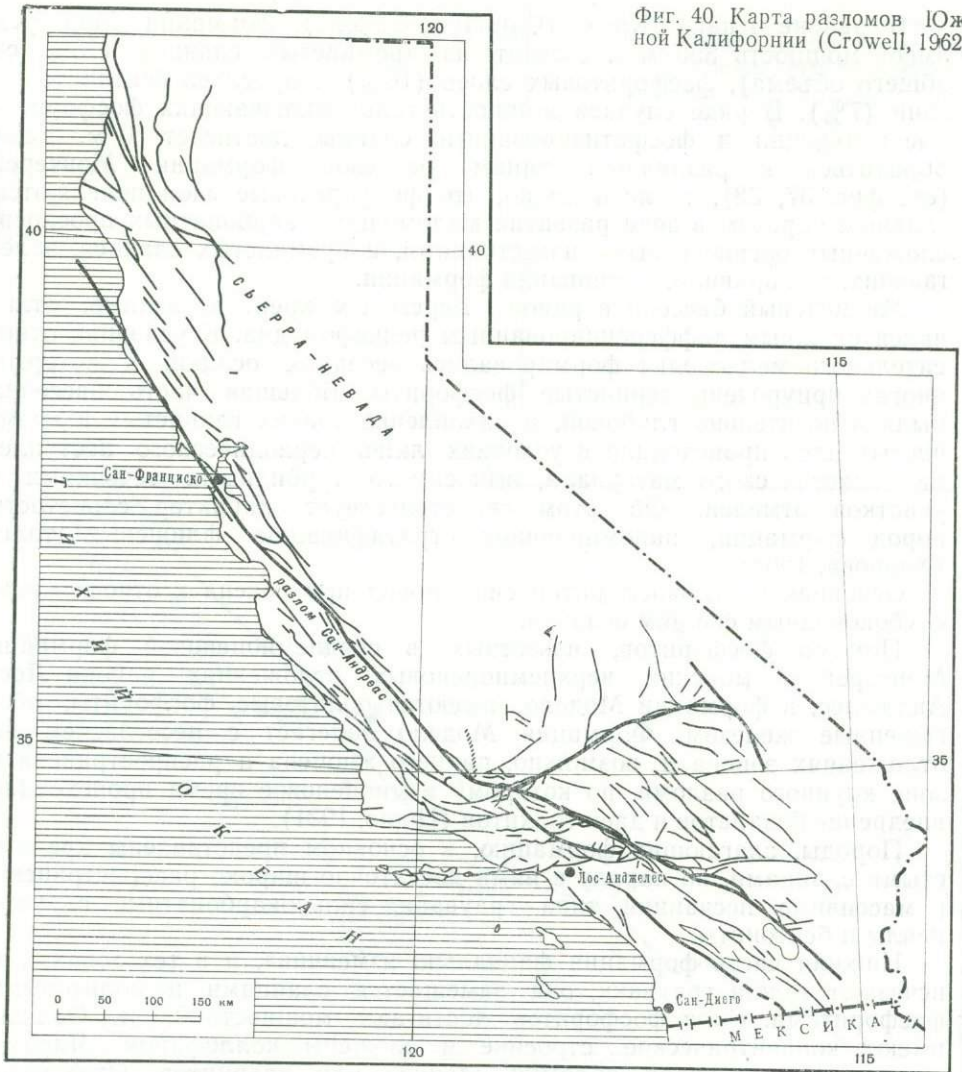
Породы, слагающие формацию, в основном представлены кремнистыми сланцами, но наряду с ними достаточно широко распространены и массивные песчаники типа граувакк, сильнокарбонатные сланцы, пеплы и бентониты.

Нижняя часть формации фациально изменчива, и в тех зонах, где исчезают толщи граувакк, она замещается сланцами и оолитовыми фосфоритами. Слои фосфоритов достигают мощности 0,6 м. Оолиты имеют концентрическое строение и сложены коллофаном. Ядрами оолитов служат кварц, обломки сланцев или кварцитов. Отдельные концентры образованы бурыми окислами железа. Цементируются оолиты кальцитом и окислами железа. Химический состав оолитовых фосфоритов, по данным Х. Хоотса (Hoots, 1931), следующий (в %): SiO_2 —1,21; Al_2O_3 —1,30; Fe_2O_3 —8,36; MgO —0,1; CaO —40,38; Na_2O , K_2O —следы; CO_2 —9,20; P_2O_5 —21,44; F —1,52; $\text{C}_{\text{орг}}$ —0,37; $\text{F/P}_2\text{O}_5$ —0,07.

В низах формации преобладают фтанитоподобные кремнистые сланцы, сложенные криптокристаллическим халцедоном, в то время как стратиграфически выше известны кремнистые породы с преобладанием опала. Карбонатные породы также сосредоточены в низах формации Модело и представлены слоями фораминиферовых известняков, линзами известняков и конкрециями. Здесь мы встречаемся с той же закономерностью, которая подмечена для фосфоритов среднемиоценовой формации Монтерей. Накопление фосфора происходило в зоне, где формировались фтанитоподобные кремнистые породы и органогенные известняки.

Если сопоставить схему районов распространения фосфоритов Калифорнии (см. фиг. 39) со схемой основных разломов (фиг. 40), составленной Д. Гровелл (Growell, 1962), то можно заметить совпадение участков фосфатонакопления с зонами максимального количества нарушений. По нашему мнению, это совпадение не случайно, а обуслов-

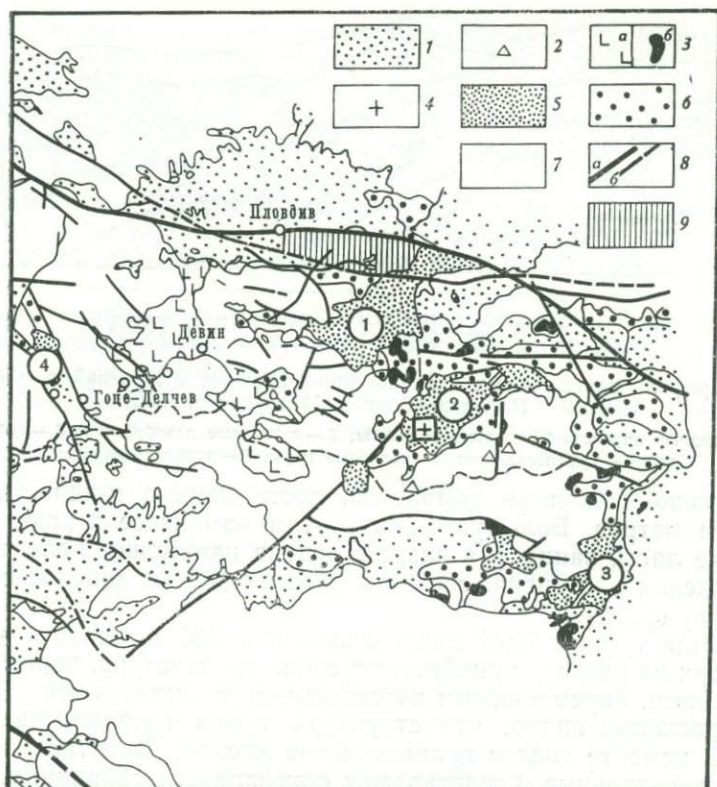
Фиг. 40. Карта разломов Южной Калифорнии (Crowell, 1962)



лено тем, что именно в проницаемых зонах разломов древнего заложения мог происходить эксгальционный вынос кремнезема и фосфора в периоды вулканической активности.

Олигоценый вулканогенно-осадочный комплекс пород района г. Пловдив (Болгария)

В вулканогенно-осадочном комплексе пород олигоцена, распространенном в районе г. Пловдив — с. Брягово, при поисковых работах, проводимых Болгарской Академией наук, были обнаружены фосфориты и фосфатизованные породы (Начева, Кокев, 1966). В структурном отношении район относится к Северо-Восточной зоне срединного Родопского массива. Родопский массив сложен метаморфизованными породами допалеозойского возраста и филлитами возможно нижнего палеозоя. В строении массива ведущая роль принадлежит разломам субширотного и субмеридионального направлений, вдоль которых происходило образование отдельных блоков (Иванова, 1968). Глубинный разлом, именуемый Марицким швом, ограничивает с севера зону Родопского массива от миогеосинклинали Среднегорья (фиг. 41).

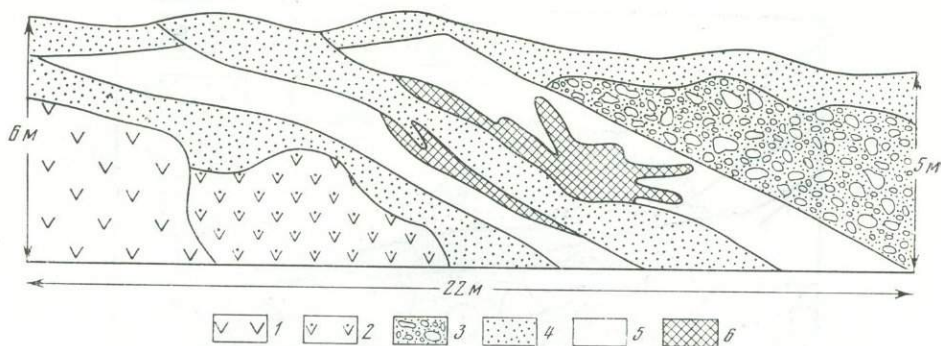


Фиг. 41. Схема третичного магматизма Родопского срединного массива (Боянов, Маврудчиев, 1960)

1 — осадочные отложения плиоцена. Палеоген: 2 — выходы пород латит-базальтовой формации; 3 — формация платолипаритов (а) и кислых малых интрузивов (б); 4 — выходы формации габбро-монзонит-гранитовых малых интрузивов; 5 — комплексы латит-андезит-липаритовой формации (1 — Боровишский, 2 — Момчилград-Ардинский, 3 — Маришский, 4 — Местенский); 6 — осадочные отложения палеогена. 7 — породы допалеозойского кристаллического фундамента; 8 — разломные структуры: а — границы срединного массива, б — прочие разломы; 9 — зона фосфатопоявления

В Восточно-Родопских горах породы кристаллического фундамента перекрыты палеогеновыми осадками и вулканическими образованиями. Эта зона известна под названием Северо-Восточно-Родопской палеогеновой впадины. Основное значение в развитии впадины имеют радиально-глыбовые движения. Разломы, вдоль которых происходили эти движения, расположены по периферии древних складчатых структур кристаллического фундамента. В палеогене в грабен-синклиналиях, опускавшихся по разломам, произошла значительная активизация тектонического режима и проявилась вулканическая деятельность.

В Северо-Восточно-Родопской впадине накопилась вулканогенно-осадочная толща мощностью более 2500 м. Палеоген в этом районе представлен отложениями верхнего эоцена (приабон) и олигоцена. Согласно схеме Ив. Боянова и Б. Маврудчиева (1959, 1960), последовательность накопления следующая: грубообломочные породы, крупно-глыбовые брекчии и конгломераты залегают в основании разреза верхнего эоцена, выше они постепенно сменяются флишеподобной толщей мергелистых и песчано-глинистых отложений. Многократно переслаиваются тонкослоистые песчаники, мергели, глины и известняки. На этих отложениях залегают горизонт известняков, органогенных, часто рифовых, мощностью до 140 м. Трансгрессию на известняках, а иногда непосредственно на породах кристаллического массива лежат отложения



Фиг. 42. Профиль олигоценых вулканогенно-осадочных отложений в районе Брягово — Пловдив (Боянов, Маврудчиев, 1960)

1 — базальтоидные пироксен-биотитовые андезиты; 2 — латитовые лавобрекчии; 3 — туфоконгломераты; 4 — туфопесчаники; 5 — пепловые туфы; 6 — вулканические стекла

вулканогенно-осадочного комплекса, достигающего мощности нескольких сотен метров. Большую роль в этом комплексе играют андезитолатитовые лавы, занимая в разрезе эоцена наивысшее положение.

Отложения олигоцена, согласно залегающие на эоценовых, следующие (снизу вверх).

1. Толща туфов общей мощностью около 300 м; зеленые массивные туфы вверх по разрезу приобретают слоистую текстуру, переслаиваются с туфолавами, окремненными известняками и силицитами. В шлифах под микроскопом видно, что структура туфов витрокристаллокластическая. В цементе кислое вулканическое стекло. Кристаллические обломки остроугольные, представлены олигоклазом, санидином, кварцем, биотитом, амфиболитом. Кислое вулканическое стекло относится к бедным кварцем риолитам или риолит-дацитам. В окремненных известняках обнаружены остатки фораминифер, карбонатизированные радиоларии и остракоды. Пирокластический материал осаждался в морском бассейне при незначительном поступлении терригенного материала.

2. Выше следует эффузивный комплекс биотит-пироксеновых латитов и андезитов. Стратиграфическая последовательность пород следующая: пироксеновые андезиты, слоистые туфы, крупнопорфировые латиты, среднепорфировые биотит-пироксеновые латиты. Во многих местах в основании лав биотит-пироксеновых латитов имеет место пирокластический или брекчиевый материал.

В районе с. Брягово среднепорфировые латиты являются наиболее распространенными породами комплекса (фиг. 42). Микроскопически это мелкозернистые серовато-зеленые или красноватые породы с основной массой гиалопилитовой структуры. Среднепорфировые латиты образуют пояс по северной периферии Северо-Восточно-Родопской впадины. Поздним продуктом эффузий пироксен-биотитовых дацитов являются крупнопорфировые латиты. Порфировые выделения калиевого полевого шпата достигают размеров 3—4 см. По мере увеличения выделений калиевого полевого шпата породы классифицируются как трахиты.

В эффузивном комплексе пород встречаются пачки слоистых туфов, представленных псаммитовыми, алевропсаммитовыми до пелитовых разностями туфов в ассоциации с агломератовыми туфами и многочисленными вулканическими бомбами. Туфы состоят из кристаллов, обломков пород и вулканического стекла. Кристаллы представлены плагиоклазом, пироксеном, кварцем, калиевым полевым шпатом, биотитом, апатитом. Обломки пород — латиты и андезитовые порфириты. Стекло в цементе раскристаллизовано.

К последнему этапу проявления андезитового вулканизма относятся мелкие субвулканические тела и дайки пироксеновых андезитов.

3. Нижняя эффузия дацитов, риодацитов, риолитов и их пирокластитов. Излияния лав происходили главным образом в центральной части Северо-Восточно-Родопской впадины. Осадочно-туфогенные серии отложений наблюдаются в краевых северных частях впадины.

Риодациты и дациты образуют постепенные взаимопереходы. Излияние их сопровождалось интенсивной эксплозивной деятельностью, и массы пирокластического материала часто сопровождают риолитовые лавы.

Риолиты образуют покровы, потоки, субвулканические тела и дайки. Породы светлые, лейкократовые, структура порфировая. Присутствуют кварц, санидин, биотит, амфибол.

4. Гипабиссальные интрузии являются одним из последних проявлений магматического очага, который эволюционировал под знаком прогрессивного увеличения щелочности. Интрузивные тела сложены монцититами, сиенитами. Имеет место гидротермальное оруденение.

5. Верхние эффузии андезитов и латитов в этом комплексе пород, который распространен локально, представлены преимущественно субвулканическими телами и дайками, сложенными андезитами и латитами.

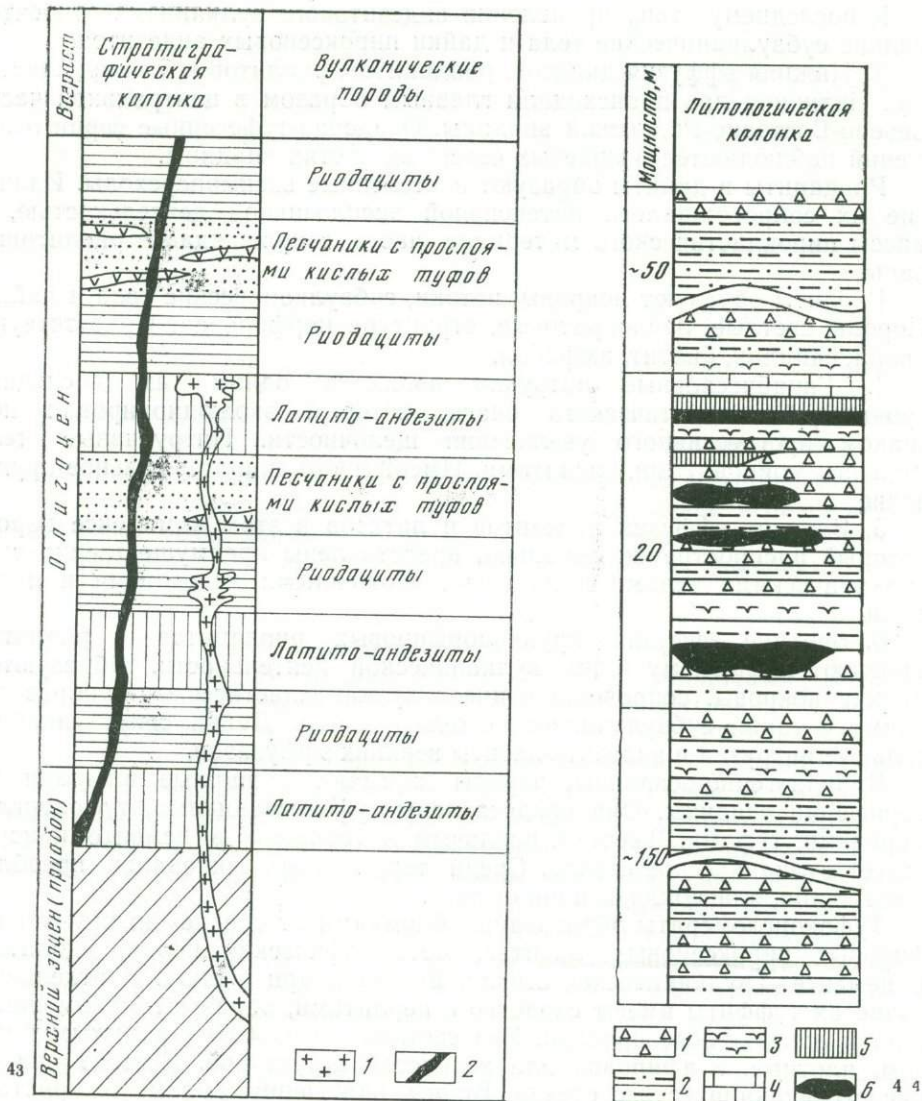
6. Верхние эффузии крупнопорфировых риодацитов и риолитов отвечают последнему этапу вулканической деятельности. Образуются мелкие покровы, сопровождающиеся вулканокластическими образованиями, а также субвулканические тела и дайки. Дайки секут гипабиссальные интрузии и андезито-латиты верхних эффузивов.

Вулканогенно-осадочные породы занимают обширные площади по периферии впадины. Они представлены туфопесчаниками, туфоконгломератами, туфами. Вместе с пепловым материалом в цементе присутствует вулканическое стекло. Среди терригенных минералов преобладают кварц, плагиоклазы и пироксены.

Туфоконгломераты образованы обломками от средне- до крупнопорфировых пироксеновых латитов, метаморфических пород, риолитов. В цементе — вулканическое стекло, иногда кварц и опал. В отдельных разрезах туффиты имеют сходство с перлитами, образуют маломощные тела и линзовидные прослойки. Это светлые породы со смолистым блеском, плотные, с афировой или зернистой структурой. Состоят они из кислого вулканического стекла. Видны включения обломков кристаллов плагиоклаза, санидина, кварца, биотита. Среди подобных туффитов в районе с. Брягово наблюдаются тонкие прослойки кремнистых пород пелитовой структуры, которые состоят из обезвоженного опала, переходящего в кристаллокластический халцедон, и содержат большое количество органических остатков.

По сравнению с отложениями эоцена в олигоцене кремнистые породы встречаются чаще, но не повсеместно, а локализируются в отдельных участках бассейна.

Карбонатные породы олигоценового возраста в отложениях северной периферии впадины образуют толщу мощностью до 30 м, кроме того, менее мощные слои известны по всему разрезу. Карбонатнакопление носило биогенный характер. Известняки биогенные, часто водорослевые, образующие пластовидные тела. Реже встречаются коралловые известняки. Содержание CaCO_3 в известняках составляет 90—95% (Атанасов и др., 1965). Известны мергелистые разности карбонатных пород, причем в смеси с карбонатным материалом присутствует пирокластический, так что правильнее называть эти породы карбонатными туффитами. В составе туфов обильно присутствует карбонатный цемент.



Фиг. 43. Последовательность вулканических проявлений в олигоцене (район Родопского массива)

1 — мелкие интрузии; 2 — финальный базальтовый магматизм

Фиг. 44. Разрез фосфатоносных олигоценовых отложений в районе г. Пловдив (Начева, Кокев, 1966)

1 — туфобрекчии; 2 — туфогенные песчаники; 3 — туфы; 4 — известняки; 5 — кремнистые породы; 6 — фосфориты

Сильно расчлененный рельеф дна бассейна обусловил одновременные проявления подводного и наземного вулканизма. В олигоцене седиментация происходила под влиянием усилившейся вулканической активности и при сравнительно незначительном поступлении терригенного материала. В рассматриваемом районе нижние горизонты туфовых толщ олигодена состоят из пирокластического материала кислого состава, принесенного из сравнительно удаленных очагов. Накопление происходило в относительно спокойном бассейне и сопровождалось карбонатной седиментацией. Начавшиеся местные вулканические из-

вержения поставляли лавы пироксен-биотитовых латитов и андезитов. Новый пароксизм вулканизма, проявившийся главным образом в центральных частях впадины, отличался кислым составом продуктов. Покровы лав дацитов, риодацитов и риолитов переслаиваются с туфами и туффитами. В северных районах, на периферии впадины, как было отмечено выше, накапливались в это время только вулканогенно-осадочные толщи пород.

Как можно видеть из сделанного обзора, палеогеновый магматизм Северо-Восточно-Родопской впадины носил весьма своеобразные черты. Видимо, функционировали два магматических очага (фиг. 43), существенно различные по тенденции своего развития (Горанов, Боянов, 1968). Первый очаг, зародившийся еще в эоцене, характеризовался непрерывным увеличением щелочности поступающих на поверхность вулканических продуктов, в результате чего андезито-латитовые лавы сменились латитовыми. Этот процесс наиболее ярко выражен в олигоцене в гипабиссальных фациях, представленных дифференцированными породами монцонитового ряда. Крайние продукты дифференциации богаты металлическим компонентом. В районе известны полиметаллические месторождения.

Второй магматический очаг возник в олигоцене; в его развитии проявлена тенденция к увеличению кислотности магмы. Первоначально дацит-риолитовые лавы сменились риолитовыми.

Таким образом, вулканогенно-осадочные породы, формировавшиеся в олигоцене в северной периферической зоне Северо-Восточно-Родопской впадины, составляют очень интересный комплекс, в котором участвуют вулканические продукты разных по своему развитию очагов.

В составе пород доминирует эксплозивный материал кислого состава, но в то же время излияния щелочных, значительно дифференцированных лав несомненно сказываются на особенностях минерализации комплекса. В этой связи большого внимания заслуживает находка фосфоритов и фосфатизированных пород в верхах разреза вулканогенно-осадочных олигоценовых отложений.

Фосфатизированная толща состоит из переслаивающихся туфобрекчий, туфов, туффитов, известняков и кремнистых пород (фиг. 44). Фосфориты залегают как в вулканокластической, так и в осадочной части разреза. В туфах и туфобрекчиях имеются прожилки, линзы и гнезда фосфорита белого и кремового цвета, микроструктурной структуры. В шлифах под микроскопом видно, что фосфатное вещество представлено мелкими призматическими кристаллами апатита, размером до 0,05 мм, двупреломляющего ($N_g=1,629$; $N_p=1,624$; $N_g - N_p=0,005$). Изредка встречаются сферолиты размером 0,04—0,08 мм.

Фосфориты состоят из фосфатного вещества, обломков кристаллов плагиоклаза, биотита, санидина и обломков эффузивов. Последние сильно изменены и частично замещены фосфатом. Иногда фосфат в смеси с глинистым веществом и пепловым материалом цементирует туфы риолит-дацитового состава. Отчетливо видно метасоматическое замещение туфа фосфатом.

Иного типа фосфориты обнаружены выше по разрезу, в зоне развития кремнистых пород и известняков. Кремнистые породы представляют собой окременные известняки. Кремнезем метасоматически замещает карбонат. Иногда видны реликты первоначально известковой породы. Здесь имеют место пласты фосфоритов мощностью до 0,5 м. Фосфорит белого и желтого цвета, плотный, криптокристаллической структуры, содержит органические остатки, представленные спикулами губок и фораминиферами. Фосфатное вещество изотропное ($N_g=1,610$). Химический состав фосфоритов приведен в табл. 24. Как следует из анализов, отношение F/P_2O_5 составляет 0,09—0,1. Содержание CO_2 сравнительно низкое, CO_2/P_2O_5 составляет 0,04—0,03. Судя по показателю

телю преломления, можно предположить, что фосфатный минерал относится к карбонатфторапатиту.

Л. Начева и Ив. Кокев (1966) относят исследуемые фосфориты к вулканогенно-осадочному типу и считают, что образование их связано с выносом фосфора эксгальациями и термами. Этот вывод следует считать вполне правым. Видимо, следует предположить, что газовой гидротермальной деятельностью обуславливалась развитием щелочного андезит-латитового вулканизма. В проницаемой зоне, относящейся к Марицкому глубинному разлому, продукты дифференциации щелочных силикатных расплавов, в том числе кремнезем и фосфор, поступали в бассейн, где накапливались толщи вулканических и вулканогенно-осадочных пород, а также известняки. Нам представляется, что эту газовой гидротермальную деятельность надо связывать с конечными стадиями проявления щелочного трахиандезитового вулканизма.

Таблица 24

Химический состав (в вес. %) фосфоритов района г. Пловдив (Начева, Кокев, 1966)

№ пробы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O	F	П. п. п	Сумма
1	0,60	1,90	0,44	0,13	0,67	52,60	0,12	37,50	1,64	1,10	3,53	1,47	101,70
2	4,50	2,72	0,74	0,13	0,10	49,15	0,17	35,40	1,20	2,70	3,55	1,76	102,12

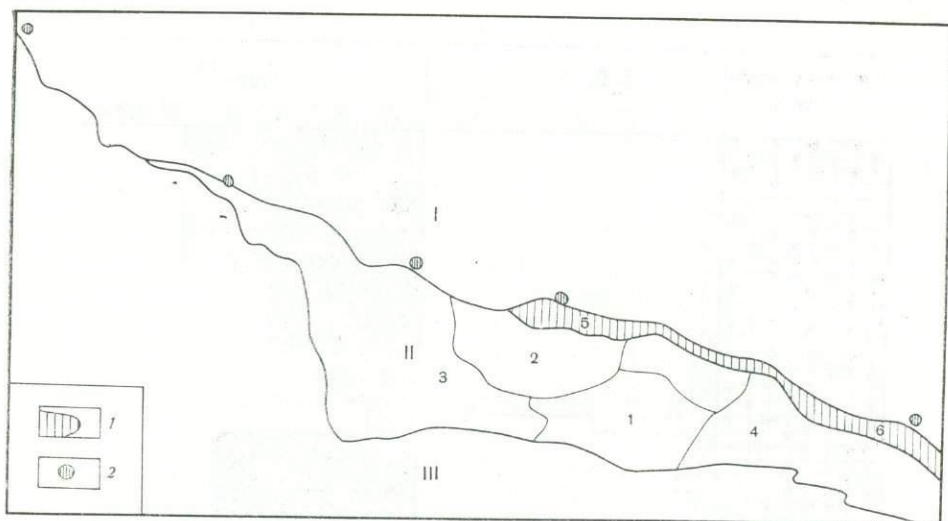
Продукты дифференциации щелочных силикатных расплавов поступали в бассейны на фоне осаждения взрывчатого материала более кислого риолит-дацитового состава.

Щелочные растворы, обогащенные летучими компонентами, такими как фосфор, фтор, калий, натрий, кремнезем, проходя через пористые вулканокластические толщ кислого состава, обусловили фосфорную минерализацию туфов. Присутствие карбонатного материала в цементе туфов способствовало образованию фторапатита, метасоматически замещившего породы. В периоды некоторого затухания взрывчатой деятельности поступавшие в бассейн летучие компоненты могли обогащать воды бассейна, и садка фосфата происходила хемогенным или биохемогенным путем в благоприятной физико-химической обстановке седиментации. Пластовые фосфориты в этом случае образовывались вблизи окремненных прослоев.

Верхнемеловой вулканогенно-осадочный комплекс пород южного склона Большого Кавказа

На территории Большого Кавказа фосфатонакопление рассматриваемой группы достаточно ясно проявлено на поздних стадиях развития альпийской геосинклинали. Оно приурочено к зоне сочленения миогеосинклинальных прогибов мегантиклинория Большого Кавказа и сравнительно стабильной зоны срединных массивов с четко выраженной крупноблоковой внутренней структурой (фиг. 45). Здесь в сеномантуронское время формировался единый вулканогенно-осадочный комплекс. В наиболее полных разрезах он имеет трехчленное строение.

1. В основании разреза залегают толща туфов и туффитов, по составу отвечающих сериям основных пород. Туфы лито- и кристаллокластические, иногда нацело цеолитизированные. Туффиты мелко- и среднезернистые, с большим количеством аутигенного глауконита. Цемент в туфах и туффитах глинистый, карбонатный или анальцимовый. Встречаются прослой кремнистых пород.



Фиг. 45. Схематическая карта фосфатопоясов в районе южного склона Большого Кавказа

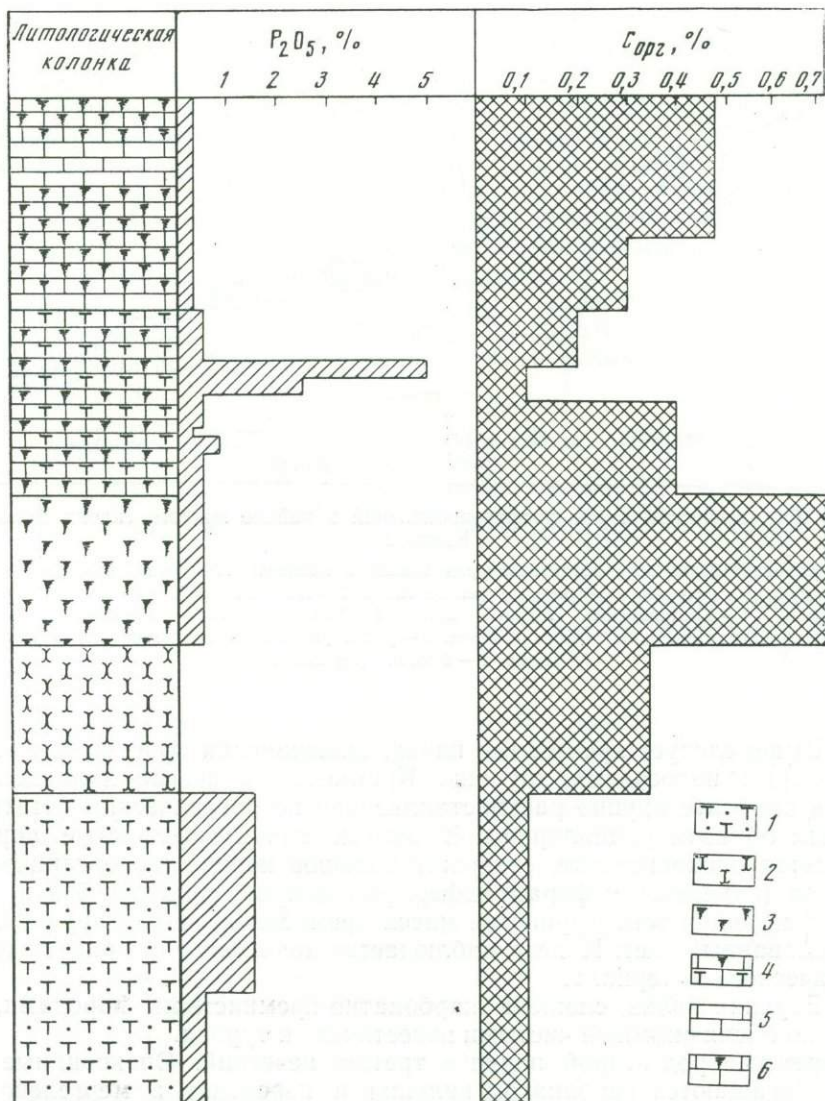
I — миогеосинклинальная зона магантиклинория Большого Кавказа; *II* — зона срединных, относительно стабильных массивов. Основные внутренние блоки: 1 — Дзиркульский; 2 — Окрибо-Сачхерский; 3 — Рионский, 4 — Карталинский. Шовные зоны: 5 — Рача-Лечхумская, 6 — Дзау-Кахетинская. *III* — эвгеосинклинальная зона Малого Кавказа. 1 — район развития вулканогенно-осадочного комплекса; 2 — фосфатопоясы

2. Выше следует кремнистая пачка, включающая прослойки фтанитов, темно-серых, полосчатых, хрупких. Кремнезем в форме халцедона и кварца наиболее крупно раскристаллизован по органическим остаткам, главным образом радиоляриям. В верхах пачки кремнистые породы становятся опоквидными, содержат большое количество органических остатков (окремнелых фораминифер, радиолярий, спикул губок и др.). В шлифах видна тонкозернистая масса кремнезема, не реагирующая на поляризованный свет. Иногда наблюдается значительная примесь пирокластического материала.

3. Верхняя пачка сложена карбонатно-кремнистыми породами, постепенно сменяющимися чистыми известняками турона.

Переход пород второй пачки в третью нечеткий. Опоквидные породы обогащаются карбонатом кальция и переходят в мергелеподобные разности, нерастворимый остаток которых состоит в основном из тонкозернистого кремнезема. Мощность всего комплекса непостоянна и колеблется в значительных пределах, достигая в более восточных районах 200 м. В состав комплекса входят и эффузивные породы, представленные преимущественно базальтовыми порфиритами и мандельштейнами.

Приведенный разрез не является постоянным по всей зоне распространения комплекса. Состав пород изменяется главным образом за счет увеличения или уменьшения количества поступавшего в водоемы вулканокластического материала и кремнезема. В северо-западном направлении в нижней пачке комплекса происходит смена туфов и туффитов туфогенными песчаниками и аргиллитами и далее полимиктовыми песчаниками и аргиллитами с небольшой примесью пирокластике (свита Укугмрти, свита Паук, свита Кохт). Верхняя пачка преимущественно кремнистых пород (ананурский горизонт) также не идентична в различных разрезах. В северо-западных районах эта пачка представлена кремнистыми известняками, кремнистыми мергелями с прослоями песчаников. Собственно кремнистые породы типа фтанитов появляются



Фиг. 46. Разрез фосфоритоносных отложений у сел. Шкмери

1 — туфы; 2 — фланты; 3 — опоки; 4 — карбонатно-кремнистые породы с пирокластикой; 5 — известняки; 6 — карбонатно-кремнистые породы

в районе Краснополянского шоссе и прослеживаются в ряде юго-восточных разрезов вплоть до Кахетии и далее к Азербайджану.

Формирование комплекса происходило в сравнительно неглубоких бассейнах, располагавшихся вблизи зоны крупного разлома. Терригенный материал поступал в незначительном количестве, преимущественно в форме кварца и, по справедливому замечанию Г. С. Дзоценидзе (1965), не играл большой роли в отложениях вулканогенно-осадочного комплекса в южных районах его распространения.

Фосфатизированные породы встречаются в верхах комплекса и приурочены к кремнистой пачке пород, выделяемой в стратиграфической схеме верхнемеловых отложений Кавказа под названием ананурского горизонта. Они изучены нами в разрезах 38-го километра Краснополян-

ского шоссе, в районе р. Дагомыс, Рачинском хребте и Кахетии. Степень фосфатизации различна, и содержание P_2O_5 в породах колеблется от 5 до 20%. Фосфатизированными являются кремнисто-карбонатные породы, залегающие обычно в верхах второй пачки над фтанитами. Реже они оказываются в прослоях между слоями фтанитов.

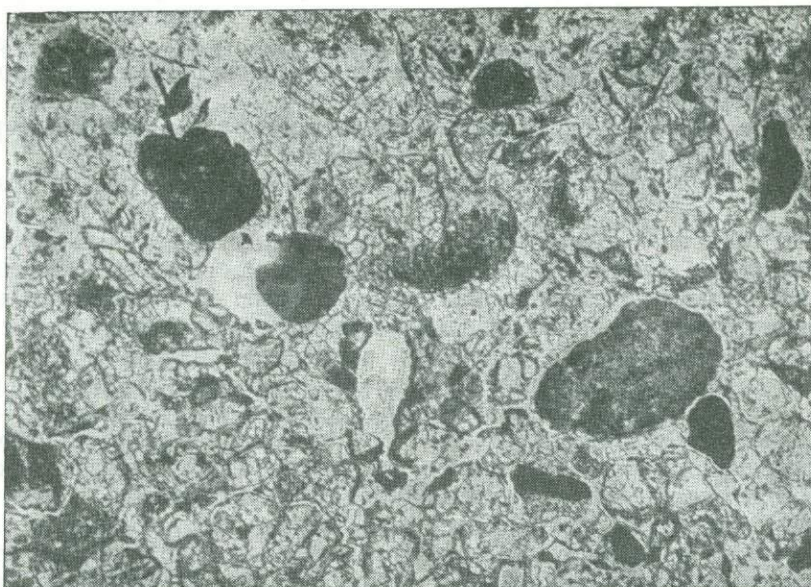
В районе сел. Шкмери (Рачинский хребет) разрез сеноман-туронских отложений выглядит следующим образом (фиг. 46).

Залегающие в основании литокластические туфы состоят из обломков роговообманковых порфиров, кристаллов плагиоклазов, сцементированных анальцимом; туффиты с многочисленными зернами аутигенного глауконита, также с анальцимовым цементом (фиг. 47). Встречаются единичные округлые зерна фосфата (фиг. 48). Выше следуют темно-серые, почти черные породы (фтаниты), полосчатые, хрупкие, участками полупрозрачные, с гладким раковистым изломом, переходящие в пачку опоковидных пород. Последние отличаются светло-серым цветом, шероховатым изломом. Под микроскопом в них наряду с большим количеством остатков кремневых организмов различаются обломки вулканических стекол и кристаллов плагиоклаза. Отдельные участки породы содержат тонкозернистый карбонат. Одновременно с увеличением примеси карбонатного материала появляются фосфатные конкреции и фосфатизированные линзы размером до 2—8 см, розоватого цвета, плотные. Содержание P_2O_5 в них составляет 10—12%. В шлифах видно, что тонкозернистый фосфат пронизывает кремнисто-карбонатную массу, замещает остатки радиолярий или образует отдельные сгустки (фиг. 49, 50). В большом количестве присутствует глауконит. Фосфатное вещество изотропное. Замеренный в иммерсионных препаратах показатель преломления равен 1,600—1,608, что соответствует коллофаниту. Конкреции фосфоритов в значительной степени пиритизированы. Химический состав одной из конкреций следующий (в %): SiO_2 —58,10; Fe_2O_3 —0,84; CaO—19,61; TiO_2 —0,16; FeO—0,22; MgO—0,42; Al_2O_3 —0,66; MnO—0,01; Na_2O —0,68; K_2O —0,38; P_2O_5 —10,00; CO_2 —5,16; F—0,72; C—0,24.

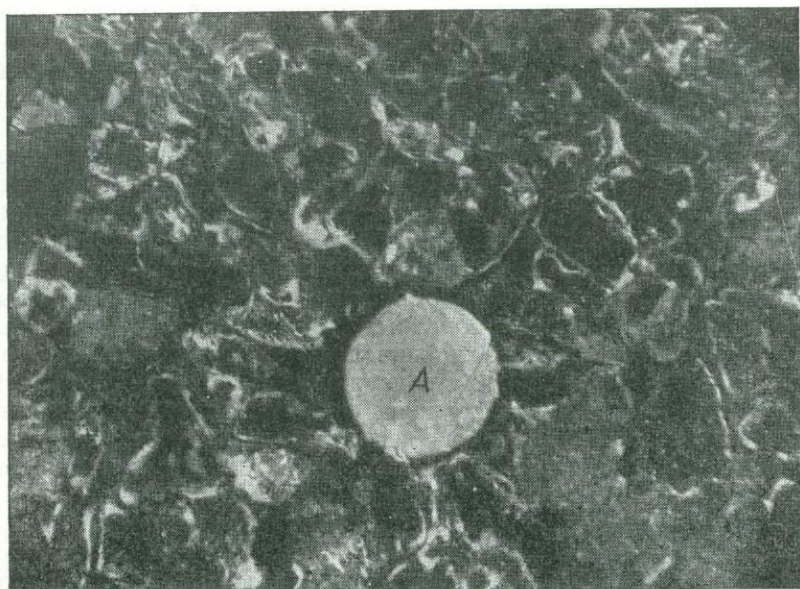
В обнажениях у 38-го километра Краснополянского шоссе фосфатизированные породы также встречены в верхах вулканогенно-осадочного комплекса. Последний слагает ядро небольшой антиклинальной складки и залегает согласно на аргиллитах альба. В низах разреза прослеживаются прослои туфов и туфогенных песчаников, выше — кремнистые породы: фтаниты и кремнисто-карбонатные разности зеленоватых и серых тонов. В кремнисто-карбонатных породах встречаются мелкие линзочки фосфоритов. Мощность прослоев, обогащенных фосфором, невелика и составляет 5—10 см, а содержание P_2O_5 достигает 12—15%. Известняки, слагающие верхнюю часть разреза, содержат лишь кларковые значения P_2O_5 . Ниже фосфатизированных прослоев среди кремнистых пород обнаружены линзы, сложенные железисто-марганцевым материалом. Общая мощность отложений составляет 35 м.

Интересным объектом оказались фосфатизированные породы в районе сел. Солохаул (бассейн р. Дагомыс). Здесь на сеноманских миндалекаменных базальтовых порфиридах и их туфах залегают толща кремнисто-глинистых пород, среди которых обнаружены полуметровые линзы, обогащенные порошкообразным веществом, содержащим до 8% марганца. Вверх по разрезу появляются карбонатно-кремнистые прослои, содержащие 10—15% P_2O_5 . Фосфат тонкозернистый, образует в породе отдельные сгустки.

В районе сел. Ахмета (Кахетия) среди кремнистых пород вулканогенно-осадочного комплекса обнаружены фосфориты, содержащие 20% P_2O_5 . Правда, находки единичные, и район должен быть в дальнейшем обследован более тщательно.

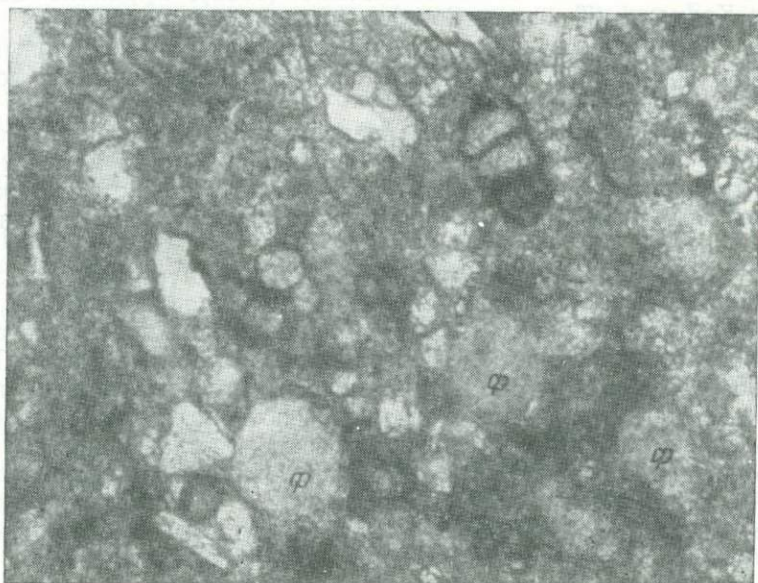


Фиг. 47. Цеолитизированный туф с глауконитом. Верхний мел. Кавказ. Шлиф, увел. 40, без анализатора

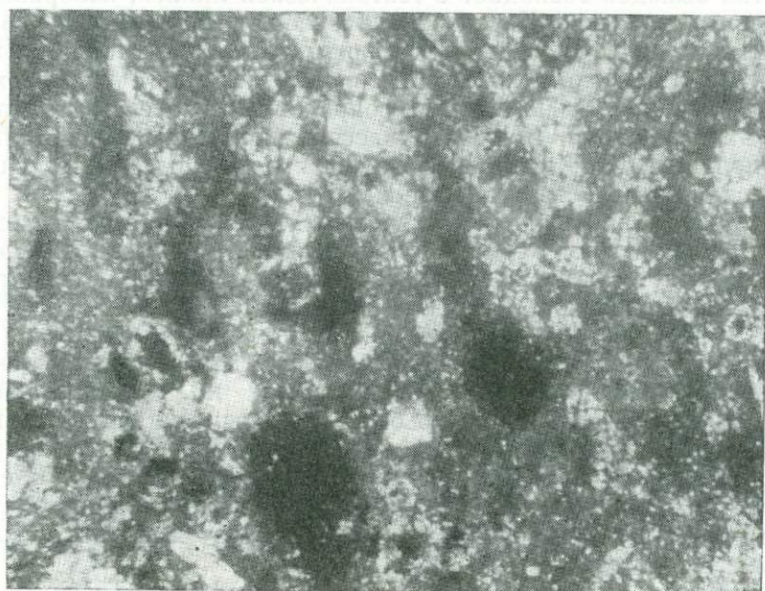


Фиг. 48. Цеолитизированный туф. Верхний мел. Кавказ. Шлиф, увел. 60, без анализатора

А — выделения фосфата по органическому остатку



Фиг. 49. Фосфатизированная кремнисто-карбонатная порода (Ф — фосфат). Верхний мел. Кавказ. Шлиф, увел. 150, без анализатора



Фиг. 50. Фосфатизированная кремнисто-карбонатная порода. Верхний мел. Кавказ. Шлиф, увел. 150, с анализатором

Повышенная фосфатоносность отмечается в породах ананурского горизонта в районе сел. Ананури (Военно-Грузинская дорога) и в ряде других пунктов.

По данным В. Г. Баева и Ю. П. Аземко (1968), в районе Северо-Западного Кавказа (Туапсе — Сочи) в вулканогенно-осадочных отложениях сеномана обнаружены фосфориты и фосфатизированные породы, распространение которых контролируется поперечными зонами разломов.

Из всех имеющихся материалов следует, что фосфатизация теснейшим образом связана с кремнистыми породами, причем избирательно фосфор концентрируется в кремнисто-карбонатных разностях. Лежащие повсеместно выше известняки и мергели туронского возраста лишены фосфатов.

Генезис кремнистых пород, относящихся к ананурскому горизонту, давно интересовал исследователей Кавказа. Последнее время было высказано предположение о связи кремнистых пород сеноман-туронского возраста с вулканической деятельностью (Ломизе, 1968; Дзое-нидзе, 1965, 1969). Детальные литологические исследования, проведенные на ряде разрезов этого горизонта, позволили нам высказать предположение о различных условиях образования слагающих его кремнистых пород (Бродская, 1966). Для образования фтанитов, видимо, следует предположить вынос кремнезема вместе с эксгаляциями и последующее осаждение коллоидной кремнистой массы. Опоковидные же породы образовались в результате биогенной садки кремнезема в периоды менее интенсивной деятельности подводных фумарол. Об этом свидетельствуют различный минералогический состав этих двух типов кремнистых пород и некоторые геохимические показатели. Опоковидные породы распространены значительно шире, в то время как фтаниты встречаются в отдельных выходах вулканогенно-осадочного комплекса. Полоса этих выходов совпадает с тектонической линией, изображаемой на геологических картах Кавказа и разделяющей структуры разной степени мобильности. В работах различных авторов (Кирилова и др., 1960; Ломизе, 1963) доказывается наличие здесь многочисленных разломных зон как продольного, так и сопряженного поперечного направлений. К этим зонам во флишевом бассейне южного склона Большого Кавказа приурочены выходы эффузивных пород, свидетельствующих о вулканической активности в сеноманское время.

На громадном протяжении южного склона, от городов Шемаха, Вандан и Нуха на востоке до Сочи и Туапсе на западе, сеноманские морские отложения включают вулканогенные образования, достигающие местами большой мощности (Паффенгольц, 1970).

По данным Г. М. Ломизе (1963) и нашим исследованиям (Бродская, Ильинская, 1968), эффузивный комплекс пород представлен преимущественно базальтовыми порфиритами и мандельштейнами. Породы в значительной степени альбитизированы. Миндалины выполнены хлоритом, карбонатом, цеолитом, нередко они имеют концентрическое строение. В составе туфов обломки базальтовых порфиритов, «обрывки» пузыристых вулканических стекол, кристаллы плагиоклаза и их обломки. Цементом служит глинистый и карбонатный материал, хлорит, анальцит.

Кроме эффузивных образований доказаны синхронные субвулканические тела базальтовых порфиритов, диабазов и диабазовых порфиритов (Муратов, 1940; Пастушенко, 1956).

Для нас важно подчеркнуть некоторые особенности химизма вулканических пород сеномана, а именно: относительно высокое содержание щелочей, железа и магния и заниженные, по сравнению с средним составом пород данного типа, количества SiO_2 (см. табл. 44). Наличие мандельштейнов и пузыристых лав может свидетельствовать о большом

количестве летучих, насыщавших магматический расплав. Тесная связь фосфатопроявлений с кремнистыми породами, в частности локализация фосфоритов в непосредственной близости от фтанитов, не случайна. Видимо, вулканические эксгаляции в поствулканическую 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 составляющими, и наличие значительного количества летучих компонентов. Эти условия, следуя известным представлениям А. Е. Ферсмана (1959), необходимы для обогащения магматических продуктов фосфором. 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 водной массе придонных слоев могли создаваться условия для биохеомогенной садки фосфора. Необходимым элементом, усложняющим фосфор, является ион кальция. Отсюда наиболее благоприятными фациями для концентрации должны считаться карбонатно-кремнистые. Как мы видели на материале, изложенном выше, и как будет показано в следующем разделе работы, подобные фации являются фосфатоносными в самых различных типах месторождений фосфоритов.

Вулканогенно-осадочный комплекс пород карадокского яруса ордовика Селеты-Степнякского района (Северный Казахстан)

Выше, во II главе, было рассмотрено фосфатонакопление в вулканических породах карадокского яруса ордовика, распространенных в Селеты-Степнякском районе Северного Казахстана. В настоящем разделе будут изложены сведения о фосфоритах, приуроченных к вулканогенно-осадочной серии пород того же возраста.

В Селеты-Степнякском районе в ордовикский период существовало три крупных геосинклинальных прогиба, разделенных выступами срединных докембрийских массивов. Два прогиба — Западный (Калмыкульский) и Восточный (Селетинский) — выполнены флишоидными комплексами пород. В Центральном (Степнякском) прогибе в ордовике формировался вулканогенно-осадочный комплекс, в породах которого были встречены залежи фосфоритов. Прогибы образовались в результате блоково-глыбовых движений в каледонский этап развития геосинклинальной зоны (Левина, 1964). Как показано на приведенной выше структурно-фациальной схеме (см. фиг. 18), строение Центрального прогиба неоднородно, и он подразделяется на три подзоны с различными типами отложений: Тастыколь-Коксорскую, Терекско-Домбалинскую и Жанааульскую.

Тастыколь-Коксорская подзона, занимающая срединную часть Центрального прогиба, характеризуется наибольшей мощностью карадокской части разреза, превышающей 2000 м. Вулканогенно-осадочный комплекс имеет следующее строение (снизу вверх): вулканогенные породы, лавы и туфы порфиритов сменяются карбонатными порфиритами и рифогенными известняками, выше которых залегают песчано-глинистые флишоидные пачки пород.

В краевых частях прогиба Терекско-Домбалинской и Жанааульской подзон, расположенных в зоне активной вулканической деятельности, в составе вулканогенно-осадочного комплекса значительно преобладают вулканогенные образования и грубые вулканогенные породы, образовавшиеся в результате частичного разрушения вулканических островов.

Вулканогенно-осадочный комплекс пород Центрального прогиба стратиграфически охватывает две свиты: майлисорскую и ангрensorскую (жаксорскую). Породы майлисорской, преимущественно вулканогенной, свиты были охарактеризованы при рассмотрении фосфатных пород Терекско-Домбалинской подзоны в главе II. Ангрensorская свита сложена туфогенно-карбонатными породами (тастыкольские слои), а в верхних частях — терригенными песчано-глинистыми. Наблюдаются различные типы разрезов по площади прогиба: 1) переслаивание карбонатных аргиллитов, туфов и туффитов (коксорский тип); 2) толщи массивных известняков (промежуточный тип); 3) чередование тонкозернистых известняков с доломитистыми известняками (тастыкольский тип). К туфогенно-карбонатной части комплекса приурочены известные в районе залежи фосфоритов.

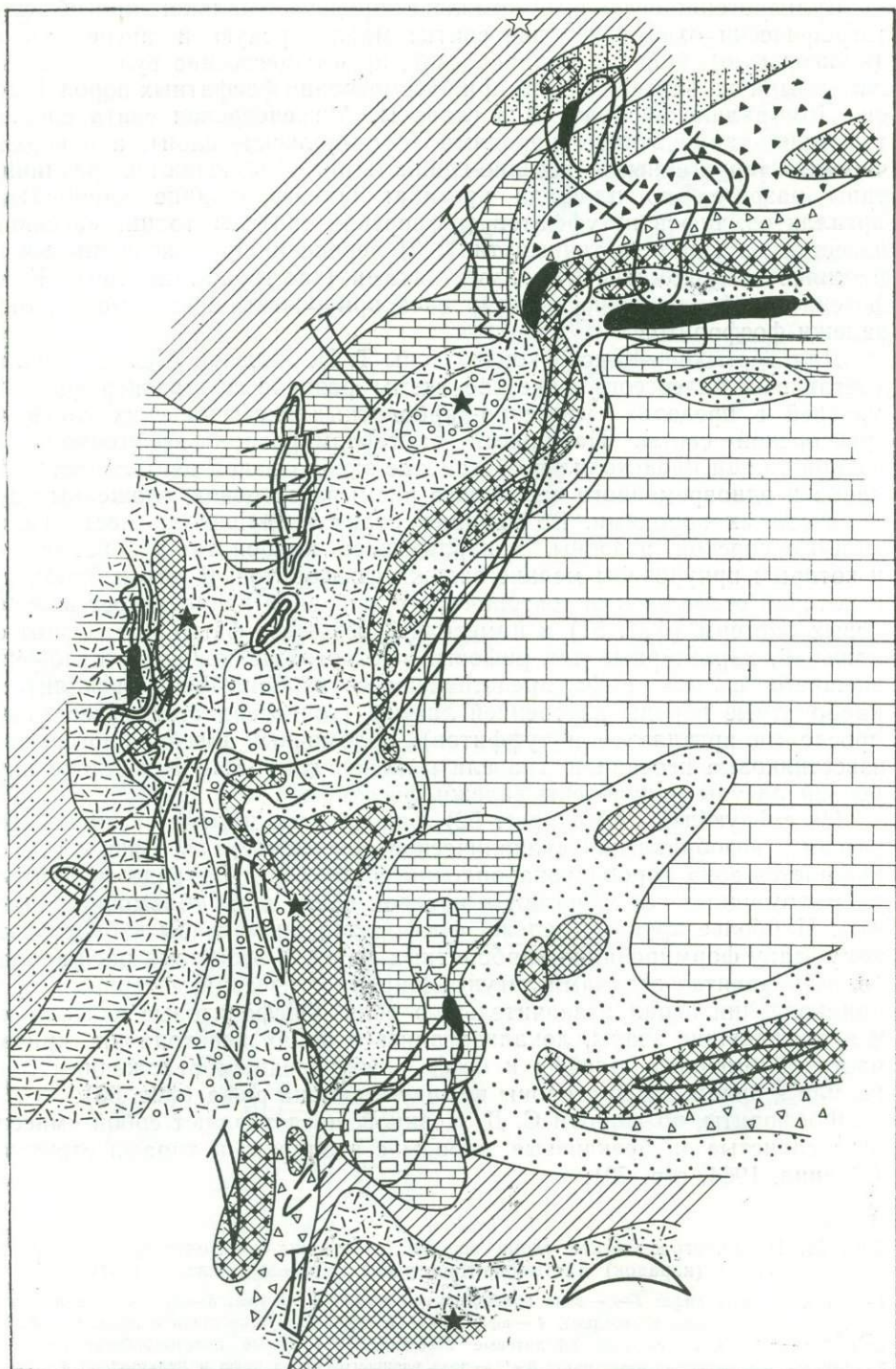
Для Тастыколь-Коксорской подзоны Т. И. Львовой и С. Д. Левиной составлены палеогеографические схемы различных стратиграфических уровней в пределах туфогенно-карбонатных тастыкольских слоев ангрensorской свиты. Начальный этап формирования туфогенно-карбонатной толщи происходил в обстановке эксплозивной деятельности вулканов и одновременного частичного размыва островов, сложенных вулканическими породами. Во впадине, существовавшей на месте Тастыколь-Коксорской подзоны, накапливались карбонатно-глинистые илы, к которым приурочены мелкие залежи фосфоритов. В дальнейшем, при некоторой стабильности тектонических движений начался рост водорослевых биогерм (фиг. 51) и наметились основные фациальные типы отложений, характерные для рифовых построек: мелководные отложения внешнего склона рифа, представленные карбонатными аргиллитами, карбонатные породы внутренней лагуны (тонкозернистые известняки с прослоями аргиллитов и туффитов), обломочный шлейф биогермов — известняковые песчаники, гравелиты и конгломераты. К впадине внутренней лагуны приурочены залежи фосфоритов.

На следующей схеме (фиг. 52) фиксируется момент частичной регрессии и возобновления вулканической деятельности, в связи с чем сокращается зона карбонатакопления, а фосфориты в виде сравнительно маломощных тел залегают в краевой части зоны обломочных шлейфов. Наиболее крупные залежи фосфоритов приурочены к более позднему этапу формирования карбонатных слоев. В это время расширилась область, занятая осадками лагуны. Пирокластический материал в осадконакоплении играл незначительную роль. Фосфоритовые залежи, как и в предыдущие этапы, локализовались в зонах перехода от краевой части обломочного шлейфа к более глубоководным отложениям лагуны или к впадинам со стороны внешнего склона рифа (фиг. 53).

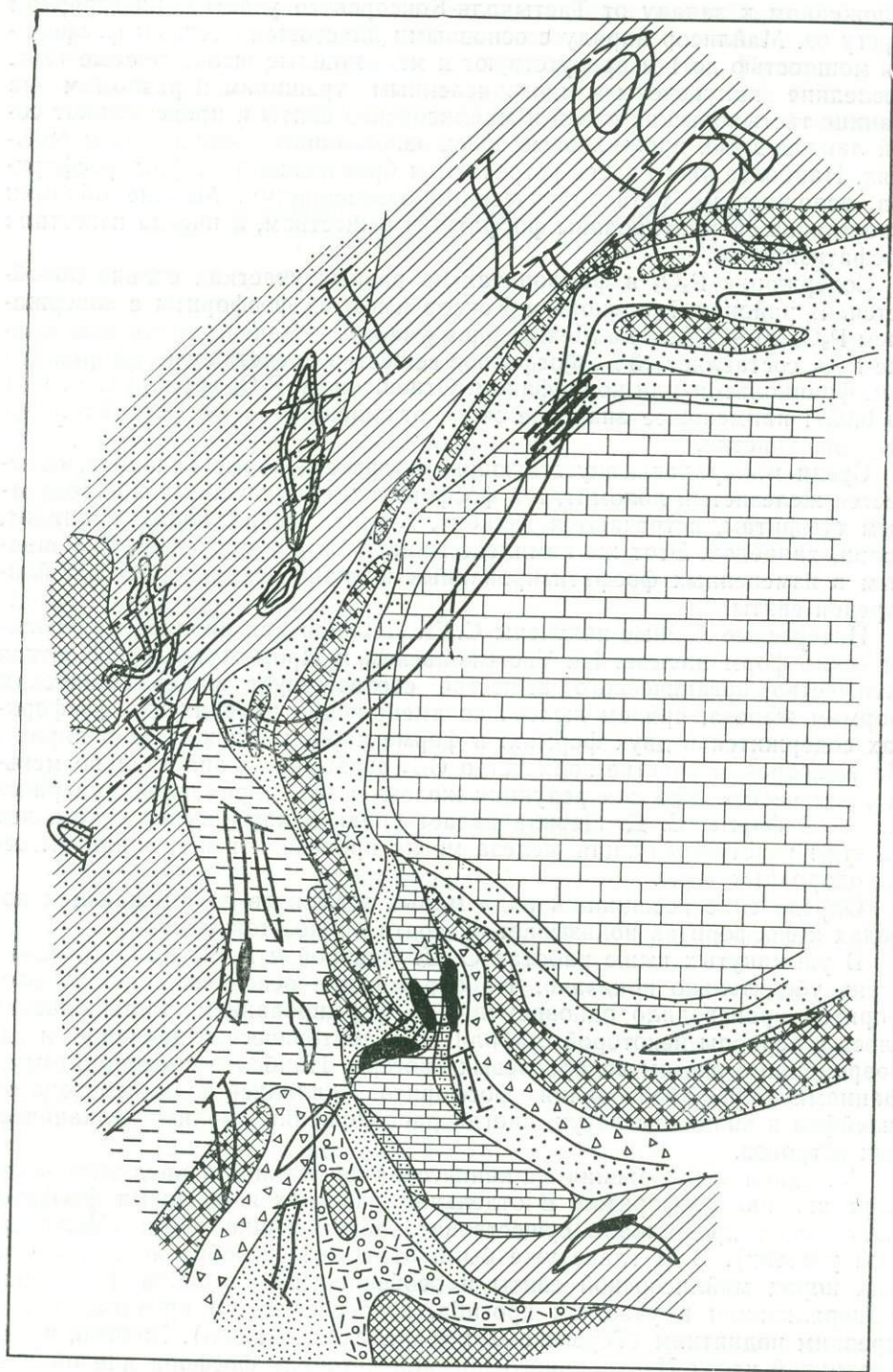
Фосфориты, по данным С. Д. Левиной, представляют собой «массивные, слоистые и брекчиевые породы с различными типами структур» (Левина, 1964, стр. 20).

Фиг. 51. Палеогеографическая схема времени отложения горизонта t_2 тастыкольских слоев (карадок) Тастыколь-Коксорской подзоны (Левина, 1964)

1 — суша; 2 — зона рифа; 3—7 — зона прибиогермной отмели и лагуны; 3 — афанитовые и ступковские песчаники (темные и светлые), 4 — афанитовые и ступковские известняки с линзами известняковых песчаников, 5 — светлые афанитовые известняки, 6 — темные пелитоморфные известняки, 7 — темные доломитистые известняки; 8—14 — зона внешнего склона рифа и мелкоморья; 8 — известняковые брекчии (светлые, темные), 9 — темные известняковые песчаники, 10 — глинистые известняки, переходящие в аргиллиты, 11 — аргиллиты, 12 — алевролиты и песчаники, 13 — темно-серые тонкозернистые известняки, 14 — темно-серые, серые тонкозернистые известняки с линзами известняковых песчаников; 15 — предполагаемое положение вулканических аппаратов; 16 — центры предшествующего вулканизма; 17 — туфобрекчии и известняково-туфогенные брекчии; 18 — туфопесчаники и туффиты; 19 — туффитные известняки; 20 — участки распространения фосфоритных залежей; 21 — контуры выходов известняков тастыкольских слоев



Фиг. 52. Палеогеографическая схема времени отложения горизонта t_3 тастыкольских слоев (карадок) Тастыколь-Коксорской подзоны (Левина, 1964)
 Условные обозначения см. фиг. 51



Фиг. 53. Палеогеографическая схема времени отложения горизонта t_4 тастыкольских слоев (карадок) Тастыколь-Коксорской подзоны (Левина, 1964)

Условные обозначения см. фиг. 51

По данным А. К. Константинова (1964), на Межозерном участке, расположенном к западу от Тастыколь-Коксорского участка, на северном берегу оз. Майлисор наряду с основными пластовыми телами фосфоритов мощностью до 1 м присутствуют и маломощные штокверковые тела. Последние приурочены к многочисленным трещинам и разломам на границе тастыкольских слоев и майлисорской свиты и представляют собой линзовидные, прожилковые зоны, залегающие в милонитах и брекчиях. Наиболее часто здесь встречаются брекчиевые текстуры фосфоритов, осложненные метасоматическими замещениями. Мелкие обломки известняков сцементированы фосфатным веществом, а иногда известняк фосфатизирован.

Содержание P_2O_5 в фосфоритах на разных участках сильно колеблется. В районах Тастыколь и Коксор имеются фосфориты с содержанием P_2O_5 20—25%, а на Межозерном участке — максимальное содержание P_2O_5 составляет 13%. Фосфатное вещество представлено фторапатитом, франколитом или коллофаном. Отношение F/P_2O_5 варьирует от 0,11 до 0,057; наименьшее значение этого отношения — в фосфоритах Межозерного участка.

Среди минералов, сопутствующих фосфатам, кроме кальцита, отмечается железистый доломит, а в фосфоритах, приуроченных к карбонатным туффитам, встречаются альбит, хлорит, гидрослюда, каолинит, кварц, халцедон. Этот же комплекс минералов обнаружен И. Г. Ченцовым в измененных фосфатизированных вулканических породах майлисорской свиты.

Интересные данные получены С. Д. Левиной при анализе минералогических форм железа. На Тастыкольском и Промежуточном участках количество органического вещества соответствует минералогическим формам железа, причем железо во вмещающих породах и в фосфоритах содержится в двух формах: в форме карбонатов железа и пирита. На Коксорском участке количество $C_{орг}$ оказывается значительно меньше, чем необходимо для редукции железа в его современной минералогической форме. С. Д. Левина делает справедливый вывод о том, что на этом участке редукция железа могла происходить под влиянием сероводородных терм.

Определение ассоциаций ряда малых элементов во вмещающих породах и фосфоритах показывает их почти полное тождество.

В упомянутых выше работах С. Д. Левиной и А. К. Константинова очень убедительно показано, что образование основных залежей фосфоритов происходило одновременно с формированием тастыкольских слоев в периоды некоторой стабилизации тектонических движений и одновременно с ростом водорослевых биогерм. 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 и во время фосфатонакопления продолжали существовать действующие очаги (Межозерный участок). В II главе уже были отмечены своеобразие вулканических пород майлисорской свиты и особенности эндогенной фосфорной минерализации в участках прогиба, непосредственно примыкавших к древним поднятиям (Терекско-Домбралинская подзона). Видимо, и для срединной части Центрального прогиба источник фосфора для образования фосфоритов был эндогенным, как это справедливо считают С. Д. Левина, А. К. Константинов, а также В. В. Науменко (1964). В период поствулканической фумарольной деятельности фосфор, попадая в морской бассейн, мог осаждаться как химическим, так и биохемогенным путем, образуя концентрации в наиболее благоприятных фациальных обстановках. В зонах полузамкнутых лагун и впадин мелководья,

где преобладали условия наиболее спокойной и замедленной седиментации, скорее можно было ожидать постепенное накопление фосфора в водах бассейна с последующей садкой, связанной с изменением физико-химических условий (возможно, уменьшение рН). Приуроченность фосфоритов к зонам, расположенным на стыке глинистых и карбонатных фаций, свидетельствует о седиментационной природе фосфоритов, для образования которых необходимо участие ионов кальция.

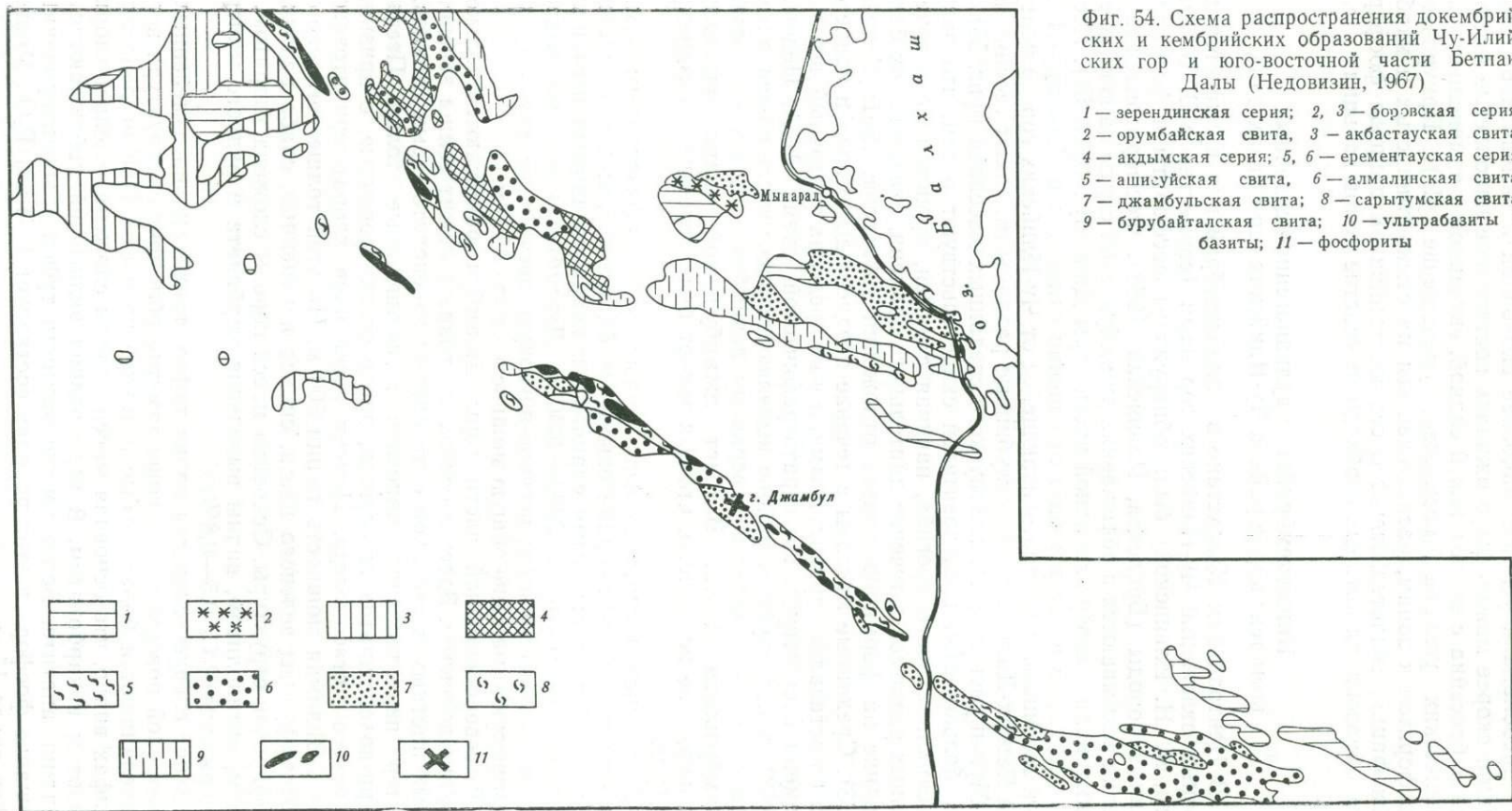
Нижнекембрийский вулканогенно-осадочный комплекс пород района Чу-Илийских гор (Казахстан)

В Центральном Казахстане в нижнекембрийских вулканогенно-осадочных отложениях Чу-Илийских гор нами (совместно с В. В. Киселевым, М. Н. Ильиной) были обнаружены фосфориты и фосфатизированные породы (Бродская, Ильинская, 1963). Фосфоритоносные отложения вскрываются в обнажениях джамбульской свиты на южном крыле синклинали в северо-западной части горы Джамбул (фиг. 54). Исследованный район в структурном отношении относится в Джалаир-Нейманской геосинклинали, протягивающейся от Чу-Илийских гор до центральной Бетпак-Далы. Краевые глубинные разломы отделяют геосинклиналь от Муюнкумского и Джилтауского срединных массивов (фиг. 55). Данные большинства исследователей свидетельствуют о том, что развитие геосинклинального прогиба, начиная с рифея, происходило в зоне глубинных разломов в течение длительного времени, оказывавших большое влияние на формировавшиеся отложения (Маркова, 1961; Недовизин, 1963). Срединные массивы в течение позднего докембрия и раннего палеозоя оставались приподнятыми, и в их пределах осадочный чехол этого времени отсутствует. По стратиграфической схеме А. А. Недовизина (1963), в исследуемом районе выделяются песчано-сланцевая алмалинская свита, относящаяся к верхнему докембрию, и нижнекембрийская джамбульская свита. Возраст джамбульской свиты определяется условно, и не исключено, что она может быть отнесена к позднему докембрию.

Алмалинская свита сложена сильно метаморфизованным комплексом пород: биотит-серицитовыми и биотит-хлоритовыми сланцами, кварц-альбит-хлоритовыми сланцами и кварцитовидными песчаниками. Мощность свиты около 2000—3000 м. Джамбульская свита подразделяется на три подсвиты: песчано-яшмовую, песчаниковую и эффузивно-кремнистую, имеющие общую мощность около 2500 м.

В северо-западной части горы Джамбул обнажаются только две верхние подсвиты. Здесь в основании разреза лежит толща зеленовато-серых плотных песчаников с прослоями зеленовато-серых сланцев. Характер переслаивания напоминает флишoidные толщи. Песчаники кварц-полевошпатового состава, плохо отсортированные, с признаками калиевого метасоматоза. Цемент песчаников хлорит-серицитового состава. Видимая мощность толщи 500 м. На этой толще согласно залегают эффузивы зеленого цвета, сильно измененные, слабо различной порфировой структуры. Основная масса породы сложена хлоритом, эпидотом, актинолитом, видны выделения карбоната и рудного минерала. Содержание P_2O_5 0,5—0,8%.

Выше следует слоистая пачка туфов, также сильно измененных. На выветрелой поверхности хорошо заметна обломочная структура породы. Переслаиваются более грубые и тонкие разности. При исследовании в шлифах видно, что основная масса породы сложена зеленым хлоритом, эпидотом и карбонатом. В виде редких включений наблюдаются кристаллики апатита. Более тонкие разности туфов альбитизированы. Содержание фосфора в этих породах составляет 1—1,5% P_2O_5 . Мощность туфов около 15 м.



Фиг. 54. Схема распространения докембрийских и кембрийских образований Чу-Илийских гор и юго-восточной части Бетпак-Далы (Недовизин, 1967)

- 1 — зерендинская серия; 2, 3 — борзвская серия;
 2 — орумбайская свита, 3 — акбастауская свита;
 4 — акдымская серия; 5, 6 — еремантауская серия;
 5 — ашисуйская свита, 6 — алмалинская свита;
 7 — джамбульская свита; 8 — сарытумская свита;
 9 — бурубайталская свита; 10 — ультрабазиты и
 базиты; 11 — фосфориты

Выше залегает толща рассланцованных эффузивов с сильно измененной структурой и с признаками вторичной минерализации (амфибол, цоизит, сфен). В кровле эффузивов хорошо различаются миндалекаменные разности. Миндалины достигают размеров 5—10 см, выполнены кварцем, в центральной части иногда обнаруживается кальцит с апатитом. Содержание P_2O_5 в миндалинах до 2,5%. В составе основной массы породы присутствуют эпидот, хлорит, сфен, лейкоксен, альбит, кальцит.

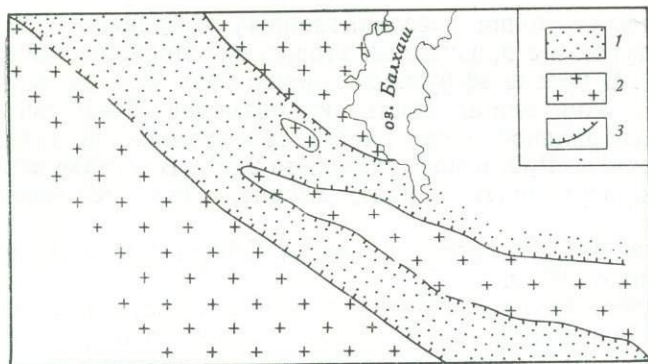
Содержание P_2O_5 в породе 1—1,5%. Общая мощность вулканической толщи около 200 м.

На миндалекаменных эффузивах залегает фосфоритоносная пачка (фиг. 56). В основании ее лежит слой зеленовато-серой карбонатно-кремнистой породы, плотной, участками рассланцовой, с округлыми черными включениями фосфатного вещества. Размеры включений от 1 мм до 0,5—0,6 см. В шлифе видно, что основная масса породы представлена неравномерно раскристаллизованным кварцем. Сравнительно тонкокристаллический кварц сменяется местами крупнокристаллическим, мозаичной структуры. Карбонат представлен крупнокристаллическим кальцитом, образующим отдельные прослои и линзы. Фосфат в проходящем свете желтовато-серого цвета, изотропный, иногда слабо двупреломляющий, в виде округлых сгустков и пятен неправильных очертаний располагается между крупными кристаллами кварца. Видны новообразования эпидота и титанистых минералов, приуроченные к зонам выделения фосфата. Мощность слоя 1,5—2 м.

Выше по разрезу — песчаники темно-серые и серые с темными полосами. Ширина полос серых песчаников 4 см, темных — 1—2 см. Отдельными прослоями порода брекчирована и состоит из черных образований неправильной формы, погруженных в светлую основную массу (фиг. 57). Содержание фосфора в песчаниках достигает 17—40% P_2O_5 (табл. 25). Наиболее фосфатизированными оказываются брекчированные разности, они же слабо карбонатизированы. Порода значительно рассланцована, черные включения располагаются перпендикулярно к сланцеватости (фиг. 58). Эти включения показали очень хорошую реакцию с молибденово-кислым аммонием и оказались фосфатными. При изучении в шлифах видно, что песчаники сложены неравномерно раскристаллизованным сланцем. Участки с гранобластовой структурой сменяются лепидобластовой. К последним приурочены новообразования серицита, эпидота и фосфата. Фосфат присутствует в виде скоплений неправильной формы, темного цвета, со слабым двупреломлением, а участками не реагирует на поляризованный свет. Показатель преломления, замеренный в иммерсионных препаратах, равен 1,625—1,626. Минерал определен как франколит. Отдельными прослоями порода пропитана углистым, вернее графитистым веществом и окислами железа. Мощность фосфоритоносной пачки около 20 м.

Выше залегают кварцитовидные песчаники, тонкополосчатые (чередование темных и светлых полос), сильно ожелезненные. Под микроскопом видна кварцитовидная слоистая масса породы. Мозаично раскристаллизованные прослои с гранобластовой структурой чередуются с тонкораскристаллизованными разностями. Иногда мелкокристаллические участки образуют пятна и линзы неопределенных очертаний. По всему шлифу видны выделения титанистого минерала и отдельные скопления кристаллов эпидота. Содержание фосфора в этих породах не превышает 1,5% P_2O_5 . Мощность 1,5 м.

Еще выше по разрезу следует толща, состоящая из переслаивающихся описанных выше кварцитовидных и тонкозернистых кремнистых пород с отдельными слоями (до 0,5 м) кремнисто-фосфатных разностей. В последних кремнезем тонко раскристаллизован, и только в отдельных участках виден мозаичный кварц. Имеются выделения сфена и эпидота.



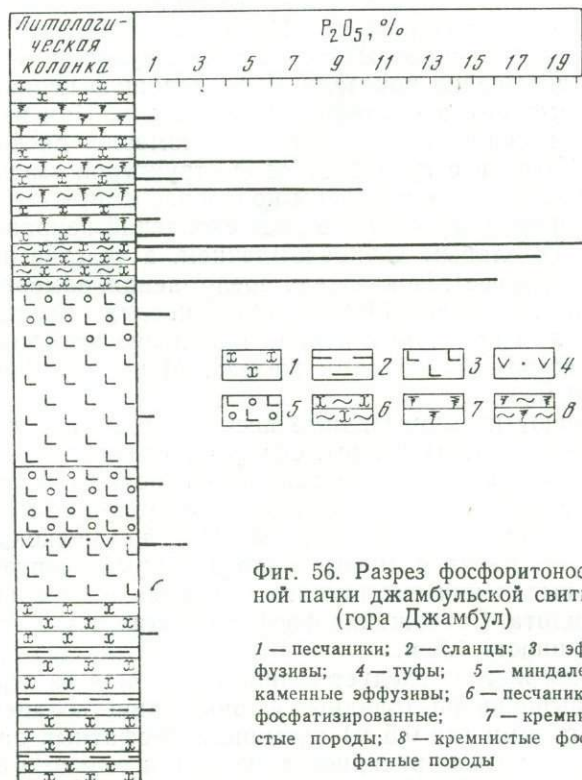
Фиг. 55. Структурная схема юго-восточной части Бетпак-Далы (Недовизин, 1967)

1 — геосинклинальные прогибы; 2 — срединные массивы; 3 — линии краевых глубинных разломов

Фосфат изотропный, тонкозернистый, образует отдельные пятна неправильной формы (фиг. 59).

Кремнистые прослои тонкослоистые. Слоистость обусловлена чередованием крупно- и мелкокристаллизованного кремнезема. Видны выделения сфена и редкие кристаллы апатита, приуроченные к более тонкокристаллизованным прослоям. Содержание фосфора в кварцитовидных разностях составляет 0,9—1%, в кремнистых — 0,1—0,3%, в кремнисто-фосфатных прослоях — 9—10% P_2O_5 . Мощность толщ 20 м.

В верхах разреза, по данным А. А. Недовизина (1967), залегает пачка углисто-кремнистых и углисто-кремнисто-глинистых сланцев с повышенным содержанием ванадия (до 1% V_2O_5). Мощность 16 м. Все породы приведенного разреза сильно метаморфизованы и почти потеряли первоначальный облик. Можно лишь по косвенным признакам предпо-



Фиг. 56. Разрез фосфоритонесущей пачки джамбульской свиты (гора Джамбул)

1 — песчаники; 2 — сланцы; 3 — эффузивы; 4 — туфы; 5 — минералокремнистые эффузивы; 6 — песчаники фосфатизированные; 7 — кремнистые породы; 8 — кремнистые фосфатные породы

Таблица 25

Химический состав (в вес.%) фосфоритов и фосфатизированных пород джамбульской свиты

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O+	H ₂ O-	CO ₂	C	P ₂ O ₅	F
Фосфорит	46,74	0,33	3,86	5,41	0,28	21,66	Нет	Нет	0,57	0,54	1,51	0,20	0,22	1,18	17,0	1,21
Фосфатизированная карбонатная порода	81,83	1,55	6,92	0,47	1,69	34,93	0,14	0,23	2,61	0,78	0,16	0,16	19,10	0,01	8,86	0,82
Карбонатная порода на контакте с эффузивом	14,52	0,29	2,07	0,17	1,51	44,57	0,39	0,14	0,44	0,10	0,70	0,07	33,68	Нет	1,3	—

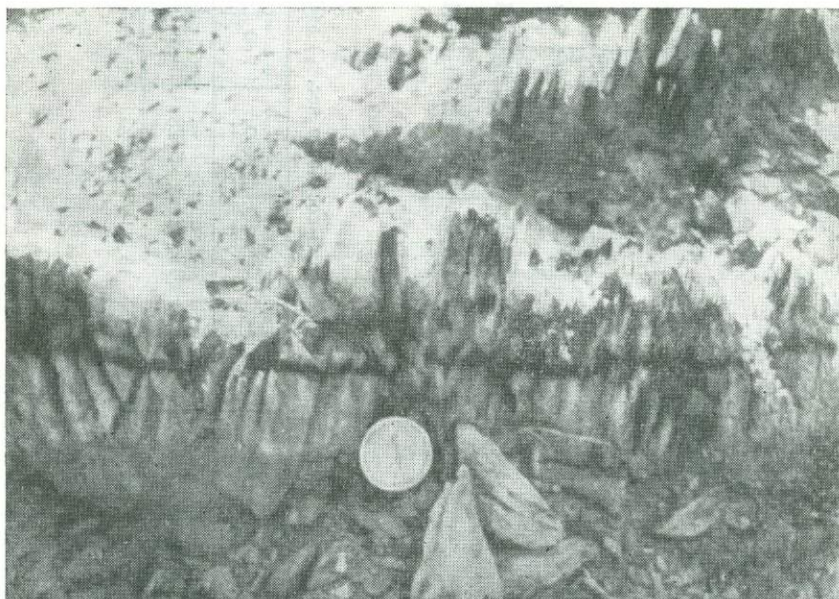
Таблица 26

Химический состав (в вес.%) эффузивных пород джамбульской свиты

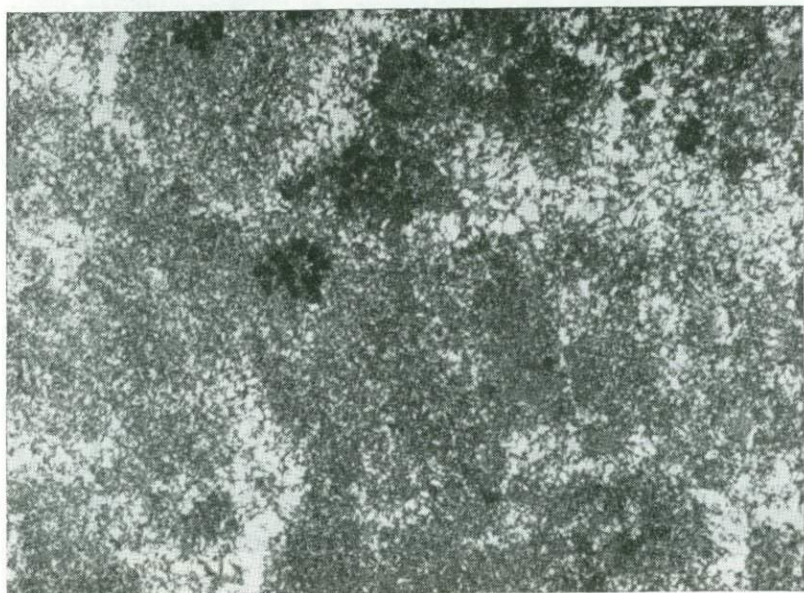
Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O+	H ₂ O-	CO ₂	C	P ₂ O ₅
Миндалекаменный эффузив	45,76	3,75	13,72	6,28	9,45	0,25	6,94	5,24	4,17	0,88	2,75	Нет	Нет	Нет	1,03
Эффузивная порода порфировой структуры	44,70	2,44	15,23	4,25	9,10	0,23	10,50	5,61	1,55	0,18	4,36	0,09	1,28	»	0,5



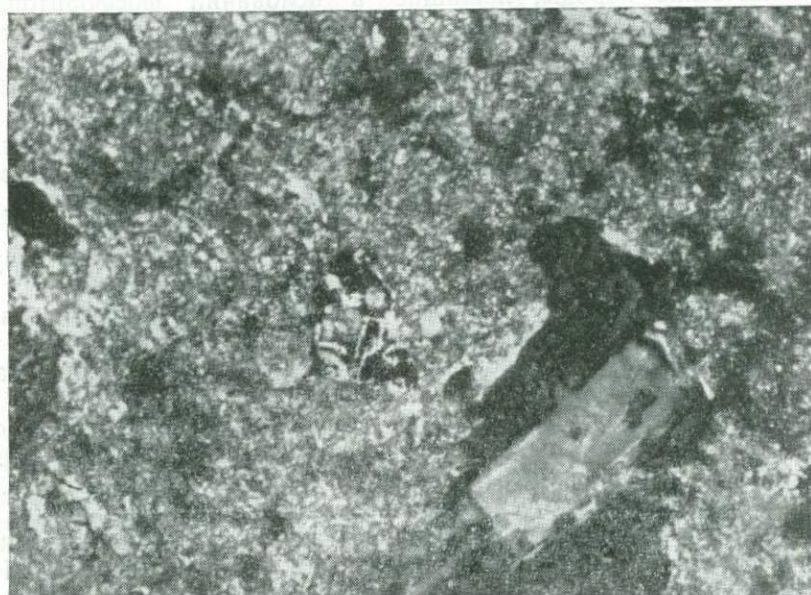
Фиг. 57. Темные фосфатные образования в песчанике. Нижний кембрий. Казахстан.
Шлиф, увел. 30, без анализатора



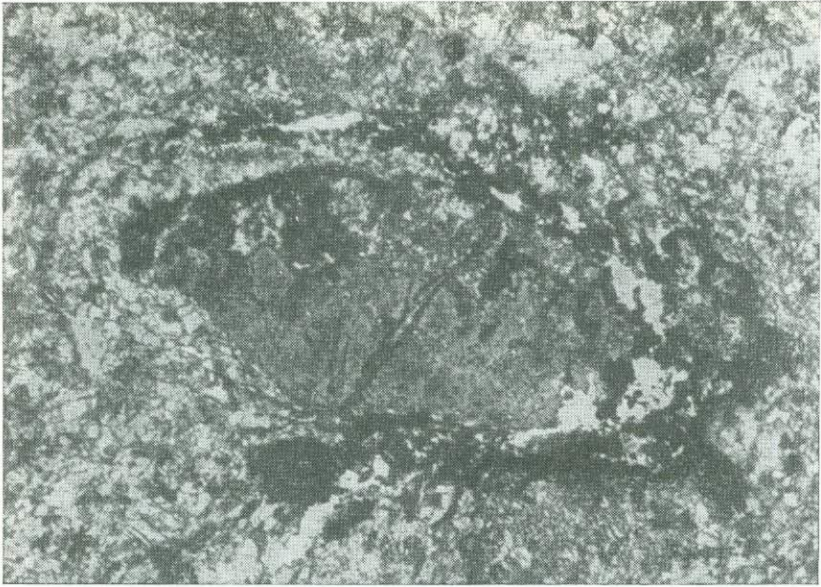
Фиг. 58. Прослой фосфорита (темное) в песчанике. Нижний кембрий. Казахстан.
Обнажение



Фиг. 59. Фосфатные включения в кремнистой породе. Нижний кембрий, гора Джамбул.
Шлиф, увел. 40, без анализатора



Фиг. 60. Кристалл плагиоклаза в фосфорите. Кембрий, гора Джамбул. Шлиф, увел. 70,
без анализатора



Фиг. 61. Линзочка фосфата в кварцитовом песчанике. Кембрий, гора Джамбул. Шлиф, увел. 40, без анализатора

жить, что первоначально они являлись кремнисто-глинистыми и песчано-карбонатными образованиями, а также, вероятно, туфогенными породами. В отдельных образцах удалось установить наличие измененных обломков миндалекаменных эффузивов и кристаллы плагиоклаза (фиг. 60).

Вулканические породы, лежащие в основании фосфоритоносной пачки, также сильно изменены. Химический состав их приведен в табл. 26. На основании материалов, имеющих в работах Н. Г. Марковой (1961) и А. А. Недовизина (1963, 1964, 1967), в нижнекембрийских отложениях Бетпак-Далы, в частности в Джалаир-Нейманской геосинклинали, куда входит описываемый район, известны толщи основных базальтоидных порфиритов и их туфов. По данным Н. Г. Марковой, в разрезах джамбульской свиты в северо-западном районе Бетпак-Далы, кроме основных эффузивов, имеются выходы туфов альбитофиров.

По ряду признаков описанные нами известные вулканические породы в районе горы Джамбул также можно отнести к миндалекаменным порфиритам основного состава. Наблюдается связь между фосфатизованной частью разреза и вулканическими породами. Наиболее обогащены фосфором зоны контакта эффузивов и осадочных пород, эти же зоны максимально карбонатизированы.

Следует предположить, что фосфор концентрировался в период седиментации. Как правило, выделения франколита подчеркивают первичную слоистость и расположены перпендикулярно к сланцеватости. Последняя, очевидно, была обусловлена вертикальными подвижками.

Линзочки тонкозернистого фосфатного вещества очень напоминают вытянутые и как бы разорванные фосфатные конкреции (фиг. 61). Имея в виду большую пластичность фосфатов и способность течь при давлении, нам кажется вполне вероятным, что первоначально в процессе диagenеза в осадке имело место образование конкреционных фосфатных желваков. Наиболее интенсивная фосфатизация происходила в первоначально карбонатных и песчаных разностях пород. Кремнистые породы содержат тонкорассеянный фосфат, количество которого не превышает 9—10% P_2O_5 .

Кембрийский вулканогенно-осадочный комплекс пород Удско-Селемджинского междуречья (Западное Приохотье)

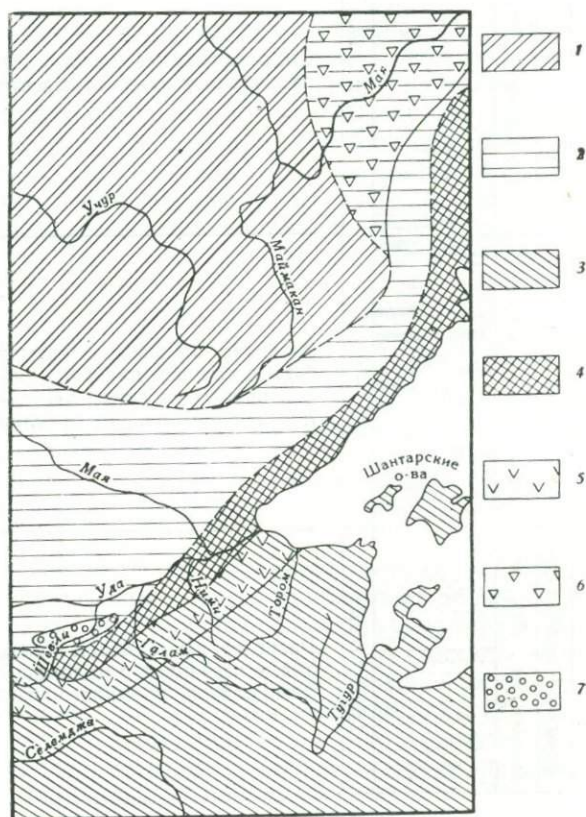
Месторождение фосфоритов, недавно открытое геологами Дальневосточного геологического управления в районе хр. Джагды, недостаточно изучено. Общая геологическая характеристика этого района и некоторые представления об условиях, в которых происходило накопление фосфоритоносных толщ, даны в работах Ф. В. Сигова, Ю. А. Мамонтова, В. Б. Караулова (Школьник и др., 1965; Школьник, Сигов, Беляева и др., 1966; Школьник, Сигов, Мамонтов и др., 1966; Еганов, 1968; Караулов, 1970). Интересующий нас район расположен в северной части Хабаровского края, между бассейнами рек Уды и Селемджи. В раннем палеозое здесь формировался эвгеосинклинальный комплекс вулканических, кремнистых, карбонатных и терригенных пород.

Палеотектонически доказанные отложения нижнего кембрия в северо-западной части района Удско-Селемджинского междуречья контактируют по разлому с интрузивным комплексом, видимо, раннепротерозойского возраста. На палеотектонической схеме, составленной Э. Л. Школьником и другими для раннекембрийского времени, видно, что водораздел рек Уды и Селемджи расположен в краевой части эвгеосинклинали, примыкающей к подводному поднятию. Поднятие это, видимо, разграничивало эвгеосинклиналь и пояс прогибов, окаймлявших Сибирскую платформу (фиг. 62).

На структурно-тектонической схеме, предложенной В. Б. Карауловым (1970), выделяется Удско-Шантарский синклинирий, образованный сложно дислоцированными палеозойскими толщами общей мощности более 20 тыс. м. На северо-западе и юго-востоке он ограничен Удским

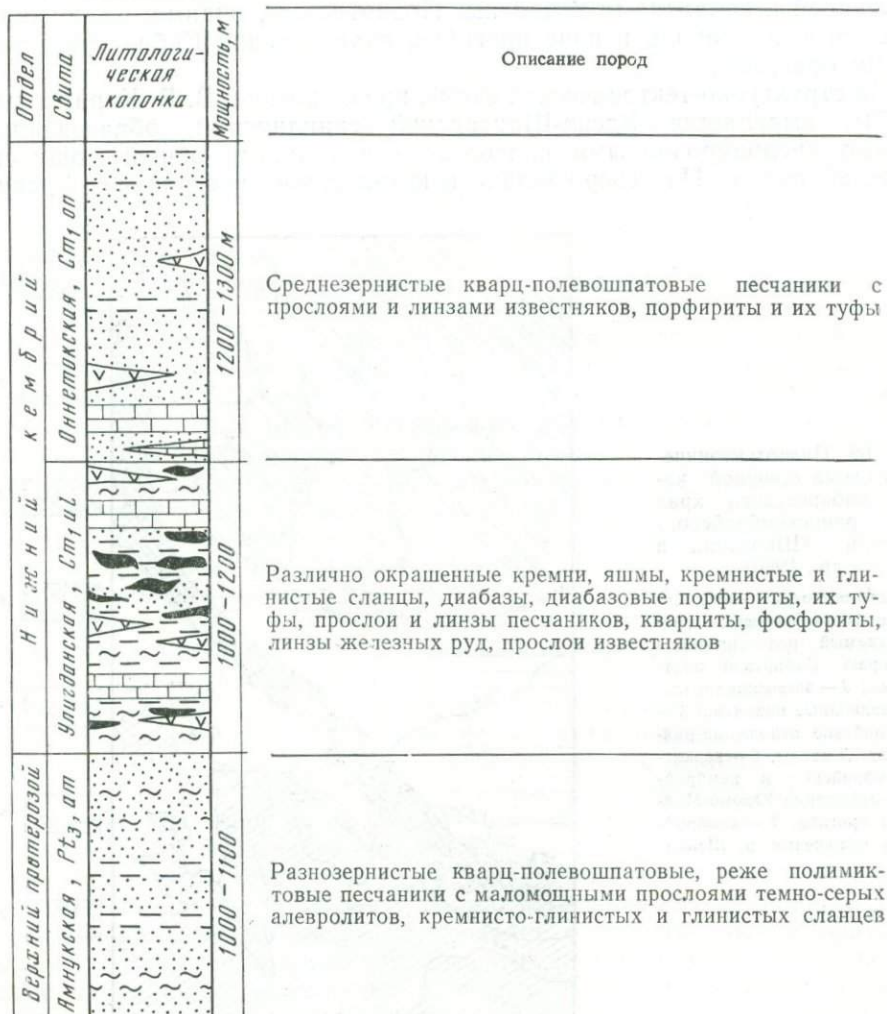
Фиг. 62. Палеотектоническая схема северной части Хабаровского края для раннекембрийского времени (Школьник и др., 1966)

1 — юго-восточная часть Сибирской платформы; 2 — предполагаемый пояс прогибов по краю Сибирской платформы; 3 — эвгеосинклиналь; 4 — подводные поднятия; 5 — кембрийские отложения района хр. Джагды; 6 — верхнедокембрийские и кембрийские отложения Юдомо-Майского прогиба; 7 — кембрийские отложения р. Шавли

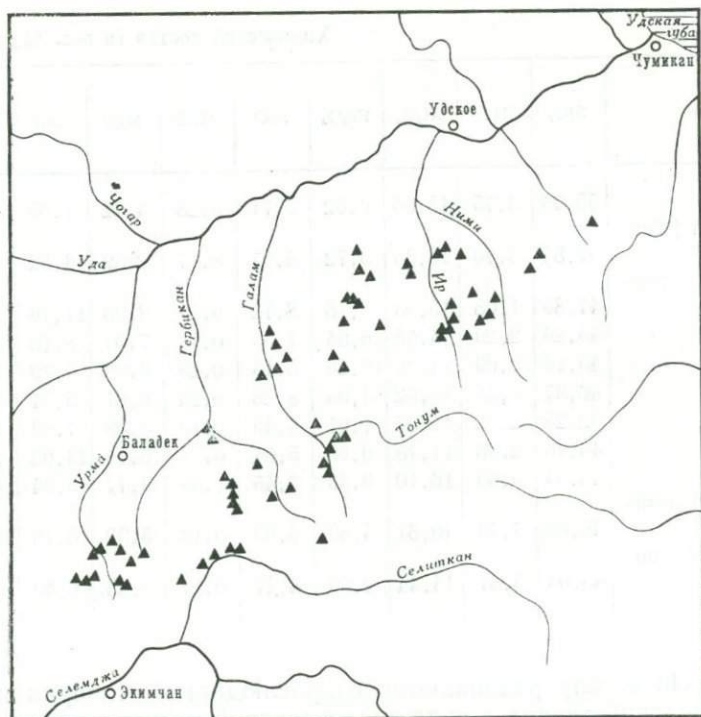


и Ассини-Тугурским глубинными разломами. К числу крупных разрывных нарушений относится также Южно-Шантарский разлом. В современной структуре он представляет собой крупный надвиг. Удский разлом проходит по долине р. Уды. С юго-востока он ограничивает выступ нижнепротерозойского кристаллического основания.

Фосфориты приурочены к кембрийским отложениям. Нижняя свита кембрия — улигданская — залегает согласно на песчано-глинистых верхнепротерозойских отложениях и перекрывается также нижнекембрийской оннетокской свитой (фиг. 63). Улигданская свита общей мощностью 700—1800 м вкрест простирания изменяет свое строение в соответствии с фациальной зональностью. В северной зоне ее распространения в составе нижнекембрийских отложений встречается много эффузивных пород: диабазов, диабазовых порфиритов, грубых туфов, лавобрекчий, агломератов. Расположение вулканических очагов, видимо, контролируется линией разлома северо-восточного направления. Помимо вулканических пород, развиты небольшие линзы пестроокрашенных яшм, органические известняки, иногда слагающие мелкие рифогенные постройки. Примесь пеплового материала, по данным Ю. И. Щербина, наблюдается во всех породах.



Фиг. 63. Стратиграфический разрез отложений бассейна р. Уды (Щербина, 1966)



Фиг. 64. Схема размещения фосфатопоявлений в районе хр. Джагды (с содержанием $P_2O_5 \geq 1\%$; по материалам ДВГУ)

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 порфириды 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, реже слабоокатанных обломков яшм, с кремнистым или фосфатно-кремнистым цементом.

Основные фосфатопоявления района максимально распространены в третьей фациальной зоне, расположенной еще южнее (фиг. 64—66). Здесь широко развиты органогенные известняки, слагающие массивы, предположительно относящиеся к рифам, кремнисто-глинистые породы, яшмы, горизонт белых сливных кварцитов и многочисленные зоны брекчий. Брекчии расположены на контактах различных типов пород, и в зависимости от этого варьирует состав обломков (либо карбонатных, либо кремнистых пород).

В коллекции пород, собранной Э. Л. Школьниковым и другими исследователями в упомянутой третьей зоне, среди диабазовых порфиритов и базальтовых порфиритов нами обнаружены своеобразные эффузивные породы типа игниспумитов (пенистых лав). Цвет этих пород темный, местами с малиновым оттенком, но окраска 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, часто сильно деформированы. В породах и стекле видны многочисленные округлые выделения кремнезема (фиг. 67). Порода сильно

Химический состав (в вес. %) эффузивных

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Игнисумит	55,76	3,75	15,06	6,02	3,71	0,28	4,72	1,65	3,01	1,76
Трахнандезит (абсорокит)	51,84	3,70	18,35	5,72	4,67	0,17	2,39	3,52	0,25	4,42
Базальтовый порфирит	47,85	1,08	15,53	3,38	8,72	0,21	8,00	11,76	2,26	0,41
Вариолит	46,26	2,29	14,55	6,84	7,55	0,17	7,07	5,16	3,84	1,22
»	45,19	2,99	14,38	10,26	6,13	0,29	6,06	5,70	1,93	3,27
Диабаз	46,37	3,35	15,62	3,93	8,28	0,24	6,81	3,51	4,45	1,04
Вариолит	52,25	2,62	11,87	1,61	6,45	0,19	5,58	7,69	4,33	0,16
»	46,76	2,38	11,78	0,68	5,04	0,13	3,14	13,02	2,93	2,56
»	44,93	5,65	16,10	9,33	2,45	0,05	3,77	3,94	1,46	6,56
Диабаз калишпатизированный	46,53	7,49	10,87	4,89	6,65	0,13	3,32	5,76	3,90	3,86
Лавошлаковая порода	43,03	4,47	14,44	2,40	8,47	0,17	5,88	6,49	0,16	5,92

изменена. По стеклу развиваются гидрослюдистый минерал и гематит. Много выделений титана в виде лейкоксеновой массы и отдельных скопленений сфена (фиг. 68). Титанистый минерал приурочен главным образом к стенкам пузырьков и «стеклянным нитям».

Химический состав образцов вулканических пород приведен в табл. 27.

Фосфориты в большинстве случаев представляют собой брекчированные породы, сцементированные фосфатным и фосфатно-кремнистым цементом (фиг. 69). Обломки кремнистые, карбонатные, фосфатные, причем иногда преобладают те или иные. Содержание P₂O₅ в фосфоритах достигает 25—39%, мощность слоев продуктивных фосфатных брекчий 1,5—2 м, иногда до 10—15 м. Отдельные пласты брекчий прослежены на расстоянии до 5 км. Брекчированные фосфатносные зоны располагаются большей частью на контакте различных пород: яшм и известняков, яшм и микрокварцитов, известняков и пемзовых пород или диабазов. При анализе материалов разведки по многочисленным фосфатопоявлениям видно, что фосфоритосные брекчии часто встречаются на контакте кремнистых пород и органогенных известняков. Э. Л. Школьник, В. Ф. Сигов, Ю. А. Мамонтов и др. (1966) подчеркивают, что в тех случаях, когда фосфориты приурочены к контакту яшм и известняков, они выклиниваются одновременно с яшмами. В лавобрекчиях фосфат выполняет поры или образует прожилки, а также отмечаются отдельные скопления колломорфного фосфата (фиг. 70). Содержание P₂O₅ в некоторых ксенолавобрекчиях диабазовых порфиритов составляет 17%, в диабазах — 3,25%, а в базальтовых порфиритах — 1%. Химический состав наиболее богатых фосфором фосфоритов приведен в табл. 28.

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, иногда имеет лапчатую структуру. На отдельных участках фосфатное вещество изотропное. Показатель преломления фосфата 1,625, что, по-видимому, соответствует франколиту. Иголочек апатита не наблюдается. В ряде случаев видно, что фосфат развивается по органогенно-обломочному известняку, оставляя неизменным ряд участков очень прихотливых очертаний.

пород района междуречья Уда — Селемджа

Таблица 27

P ₂ O ₅	SO ₂	%CO ₂	H ₂ O	Числовые характеристики по А. Н. Заварихину															
				a	c	b	s	a'	c'	f'	m'	a	t	φ	a/c	Q			
0,76	0,24	3,35	—	9,00	1,91	23,60	65,50	29,2	—	26,2	33,6	70,8	7,85	21,7	4,74	+11,10			
0,08	0,02	0,38	4,38	12,33	4,40	18,95	64,32	23,2	—	54,7	22,1	45,9	5,06	26,9	2,81	-0,42			
0,07	—	0,15	2,24	5,60	6,90	32,21	55,29	—	23,0	35,1	41,9	90,2	1,73	8,9	0,81	-7,51			
0,30	0,21	0,49	4,28	10,64	4,75	27,96	56,65	—	6,4	49,2	44,4	82,5	3,64	21,8	2,24	-12,73			
0,27	0,07	0,03	3,34	8,17	5,47	28,76	57,60	—	6,8	55,1	38,1	47,0	4,80	32,5	1,50	-6,61			
0,60	0,03	1,07	4,98	11,90	4,44	25,15	58,41	4,5	—	47,3	48,2	87,0	5,15	13,7	2,69	-11,32			
0,53	0,03	2,96	3,23	9,93	3,22	23,87	63,11	—	26,7	32,6	40,7	97,2	3,67	8,83	3,08	+3,01			
0,65	0,02	7,96	2,41	10,93	3,12	25,79	60,10	—	54,7	22,8	22,5	63,5	3,70	2,3	3,52	-4,90			
2,10	—	0,27	2,32	14,24	4,85	19,03	61,85	—	2,4	60,1	37,5	25,6	8,60	46,3	2,94	-9,63			
3,14	—	0,63	1,03	14,66	0,21	23,84	61,29	—	29,5	46,0	24,5	60,6	10,8	17,7	6,97	-6,95			
0,14	—	1,73	3,92	10,00	5,68	25,58	58,74	—	12,1	41,8	43,1	44,5	7,25	8,9	1,76	-8,20			

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 или очень тонкозернистым кальцитом.

Там, где в брекчированных фосфоритах преобладают обломки кремнистых пород, в фосфатном веществе можно различить остатки водорослей и радиолярий. Цементом брекчий в этих случаях служит фосфатно-кремнистое вещество или тонкозернистый фосфат, обычно изотропный.

Фосфатизированные лавобрекчии сложены обломками яшм и основных эффузивов, погруженных в лаву. Фосфатное вещество выполняет трещины и поры, но иногда образует скопления овальной формы с хорошо различимыми хлоритовыми оболочками. Как правило, фосфат полностью изотропный. В миндаляках миндалекаменных эффузивах и вариолитах фосфор концентрируется в миндаляках или вариолях.

Мы склонны предполагать, что фосфатизация в лавах и эффузивах скорее всего связана с привносом фосфора с эксгалципами в одну из стадий вулканической деятельности после активных эксплозий.

В брекчированных фосфоритах следует различать два этапа концентрации фосфора. Первый этап — осаждение фосфора из иловых вод в

Таблица 28

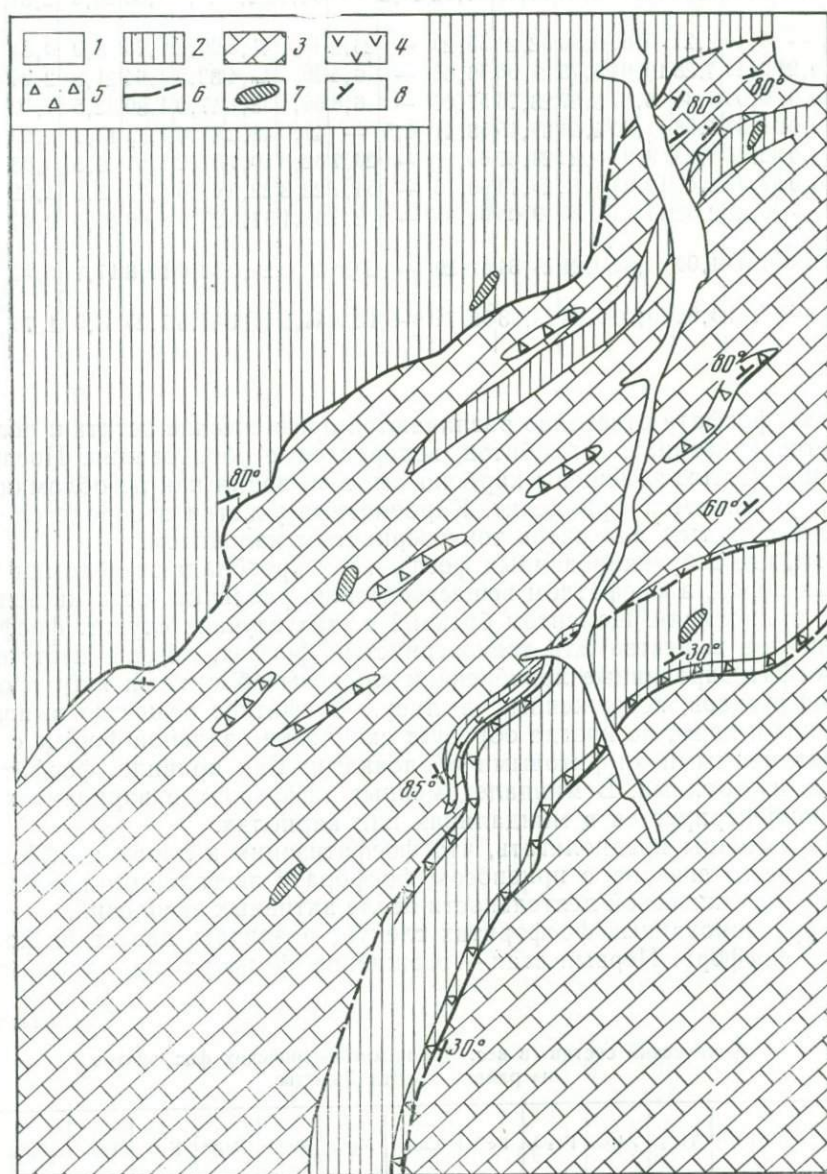
Химический состав (в вес. %) нижнекембрийских фосфоритов из района хребта Джагды

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	CO ₂	P ₂ O 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
1371а-ш	5,38	0,19	0,79	0,40	0,11	48,42	1,89	—	0,63	0,35	5,68	33,25	3,35
Аграрная проба (200 кг)*	43,26	0,03	1,26	0,25	0,55	30,26	0,56	0,03	0,08	0,11	—	19,98	1,56

* Химический анализ по данным ДВГУ.

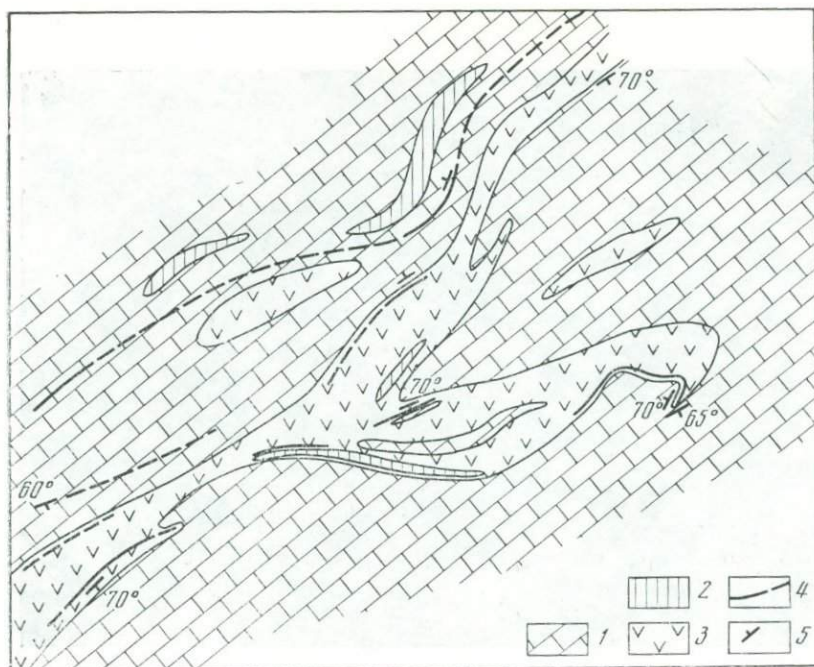
виде тонкозернистого карбонатфторапатита в смеси с глинистым и кремнистым материалом. Второй этап — образование брекчий и метасоматическое замещение обломков фосфором. Однако нельзя исключить и непосредственный фосфатный метасоматоз по карбонатным обломкам брекчий в результате выноса фосфора термами.

Зоны брекчий в морских бассейнах вулканически активных областей — явление очень широко распространенное. Различаются брекчии, образовавшиеся в результате землетрясений и оползней со склонов под-



Фиг. 65. Геологическая карта фосфатопроявления участка Джаводи (по материалам ДВГУ)

1 — аллювиальные отложения; 2 — яшмы разноокрашенные; 3 — известняки обломочные и органогенные; 4 — эффузивы основного состава и их туфы; 5 — осадочные кремнистые и карбонатные брекчии; 6 — фосфоритовые слои, прослеженные и предполагаемые; 7 — дайки; 8 — элементы залегания



Фиг. 66. Геологическая карта фосфатопоявления участка Верхняя Джаводи (по материалам ДВГУ)

1 — известняки; 2 — яшмы; 3 — вулканогенные породы основного состава; 4 — слои фосфоритов, прослеженные и предполагаемые; 5 — элементы залегания

водных возвышенностей, а также брекчированные породы, возникшие вследствие явлений «криповулканизма».

Среди американских геологов была проведена широкая дискуссия относительно сущности понятия «криповулканические 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).

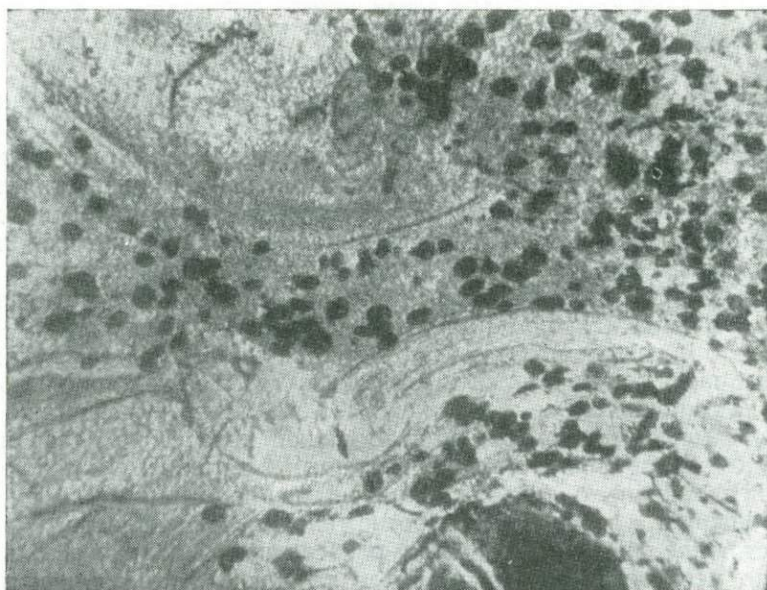
Среди отложений улигданской свиты брекчированные зоны, как правило, располагаются на контакте различных типов пород, среди которых имеются как проницаемые трещиноватые известняки и песчаники, так и непроницаемые кремнистые породы. Большой интерес представляет горизонт фосфатизированных брекчированных кварцитов, которые, возможно, первоначально были карбонатными породами. Окварцование могло произойти в результате гидротермальной деятельности.

В настоящее время, располагая недостаточным фактическим материалом по месторождению фосфоритов на Удско-Селемджинском междуречье, протягивающемся, по последним работам ДВГУ, и в район Шантарских островов, трудно настаивать на том или ином процессе образования брекчий. Несомненно, необходимы тщательные литологические и структурные исследования брекчированных зон с выявлением всех особенностей их строения, формы обломков, типа минерализации и т. п.

Однако петрографические исследования позволяют предположить, что некоторые зоны брекчий образовались после отложения фосфатных горизонтов, и обломки пород, особенно карбонатных, были метасоматически замещены фосфором в результате процессов растворения и мигра-



Фиг. 67. Пенистые лавы. Приохотье. Шлиф, увел. 40, без анализатора



Фиг. 68. Пенистые лавы. Видны выделения титанистого минерала. Нижний кембрий. Хабаровский край. Шлиф, увел. 40, без анализатора



Фиг. 69. Брекчированный фосфорит. Кембрий, р. Уда. Шлиф, увел. 70, без анализатора



Фиг. 70. Фосфатизированный участок в миндалекаменной лаве. Кембрий, р. Уда. Шлиф, увел. 130, без анализатора

ции фосфатов. Подобное замещение происходило, видимо, на сравнительно ранних стадиях изменения пород, так как органические остатки хорошо сохранились в фосфатизированных участках и в значительной степени перекристаллизованы во вмещающих фосфориты породах. 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.

Нижнекембрийский вулканогенно-осадочный комплекс пород Западного Саяна

Фосфатопроявления, приуроченные к нижнекембрийским отложениям, известны на значительной площади Алтае-Саянской складчатой зоны. Тесная пространственная связь фосфоритов с вулканогенно-осадочными образованиями делает этот район очень интересным в аспекте изучения возможного эндогенного выноса фосфора в зону седиментации.

В районе Западного Саяна хотя и не открыты промышленные месторождения фосфоритов, но значительно фосфатизированные породы и фосфориты встречаются в вулканогенно-осадочном комплексе, вулканические компоненты которого имеют определенную петрохимическую характеристику.

Кембрийские отложения Западного Саяна имеют широкое распространение и входят в состав чингинской и нижнемонокской свит, датированных синнем — нижним кембрием. На северном склоне Западного Саяна достаточно четко выделяются две структурно-фациальные зоны, разрезы кембрийских отложений которых резко различны. Одна зона охватывает области Хансыно-Амыльского антиклинория, а другая — Кизасско-Ойского антиклинория и Борусского грабен-синклинория (фиг. 71). Среди вулканических образований кембрия (фиг. 72) В. В. Велинский (1968) выделяет две магматические формации: нижнюю — спилито-кератофировую и лежащую выше (верхи нижнего кембрия) — порфиритовую. Однако спилито-кератофировая формация неоднородна по всей площади своего распространения, и по петрохимическим признакам в ней выделяются две субформации: собственно спилито-кератофировая и спилито-диабазовая.

В разрезах Хансыно-Амыльского антиклинория широко развиты вулканические образования, относящиеся к собственно спилито-кератофировой субформации. Излившиеся породы сосредоточены в низах разреза и представлены основными и кислыми лавами, среди которых преобладают миндалекаменные кератоспилиты, кератофиры и спилиты. Вверх по разрезу они сменяются пирокластическими толщами с незначительными по мощности пачками терригенно-осадочных пород, на которых с видимым несогласием лежат породы, относящиеся к порфиритовой формации. В Кизасско-Ойской зоне выделяются два различных типа разрезов. В западной части зоны (западная часть Кизасско-Ойского антиклинория от р. Большой Абакан на западе до бассейна р. Джабаш на востоке), так же, как и в разрезах Хансыно-Амыльского антиклинория, вулканические породы представлены основными и кислыми разностями и относятся к собственно спилито-кератофировой субформации. Несколько большее развитие здесь получают осадочные породы, представленные доломитами, кремнисто-глинистыми и кремнистыми сланцами с примесью тонкого пирокластического материала.

В восточной части зоны, к востоку от р. Джабаш, состав эффузивов изменяется. Присутствуют породы только основного состава, относящиеся к спилито-диабазовой субформации. Широко распространены плагиоклазовые базальтовые и диабазовые порфириты и их туфы. Вверх по разрезу увеличивается количество пирокластов и появляются кремнистые сланцы, силициты, линзы известняков.

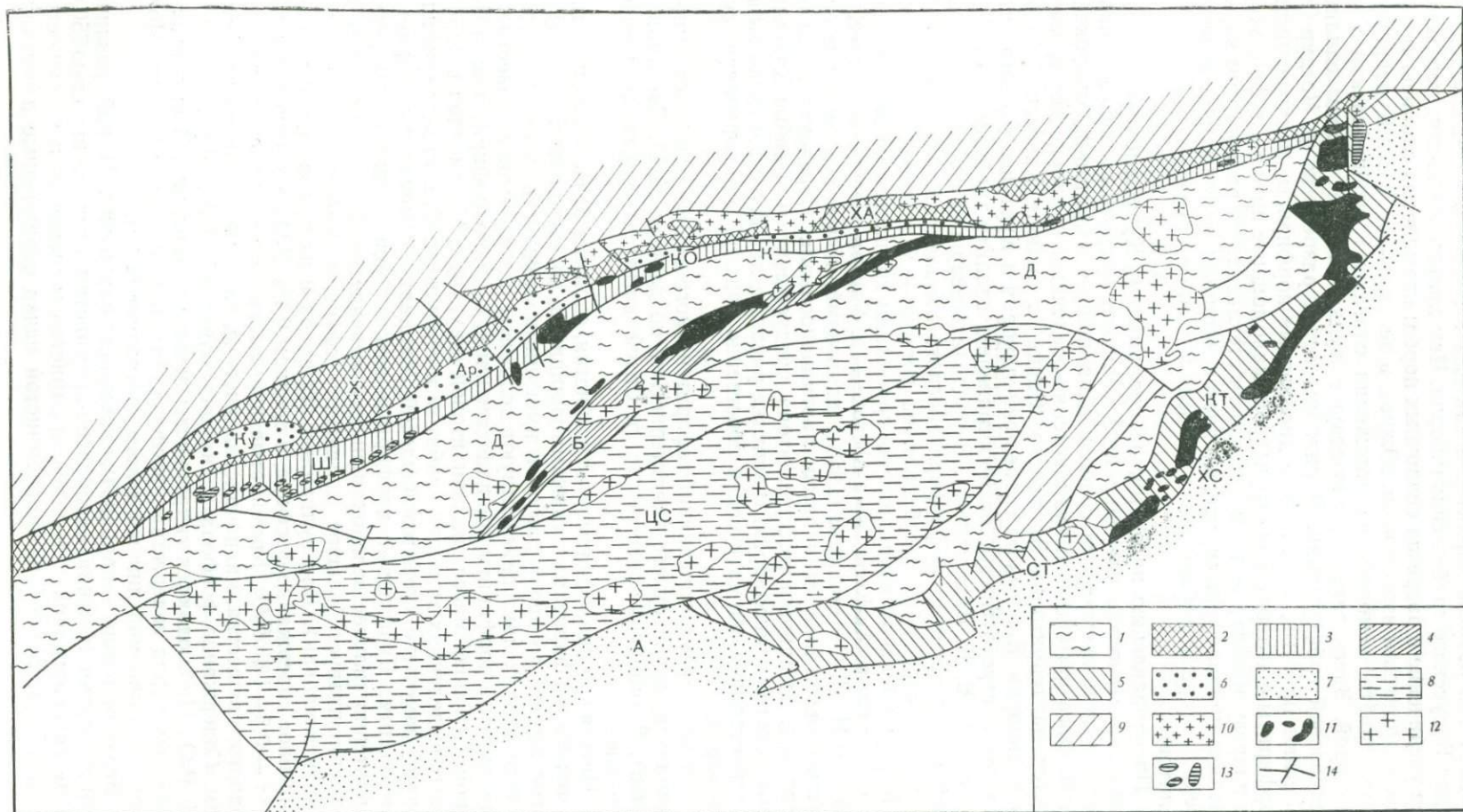
Этот тип разреза характерен как для Кизасского антиклинория, так и для Борусского грабен-синклинория. Чем дальше на восток, тем заметнее увеличение в разрезах осадочных пород: кремнистых сланцев, туффигов, кварцитов и известняков. Южнее, в центральной части Куртушибинского хребта, кембрийские отложения слагают Куртушибинский антиклинорий. Здесь также господствуют вулканические породы спилито-диабазовой субформации. В нижних частях разреза по р. Чогдур-Сур залегают плотные, монолитные диабазовые порфириды, мелкозернистые порфириды с долеритовой структурой, маломощные прослои туфов; вверх по разрезу массивные лавы сменяются стекловатыми разностями: вариолитами, миндалефирами, увеличивается мощность туфовых образований, среди которых наблюдаются прослои темных кремней и туфогравелитов.

По направлению на восток по простиранию Куртушибинского антиклинория несколько увеличивается мощность осадочных пород, появляются углисто-кремнистые сланцы, окремненные известняки, микрокварциты. Фосфоритоносный вулканогенно-осадочный комплекс пород выделяется на территории Западного Саяна в районе Кизасско-Ойского антиклинория, Борусского грабен-синклинория и Куртушибинского антиклинория, строго следуя распространению спилито-диабазовой субформации (по В. В. Велинскому). В пределах северного склона Западного Саяна распространение фосфоритоносного комплекса ограничивается на западе бассейном р. Джабаш, а на востоке — бассейном р. Бараксан. В Куртушибинском антиклинории границами комплекса на западе является бассейн р. Ак-Кола, а на востоке — р. Удгона. Северо-восточнее, по данным Н. И. Светлицкого (1968), нижекембрийские вулканогенно-осадочные отложения становятся марганценосными. Перспективными на марганец, по данным того же автора, следует считать и район Хансыно-Амыльского антиклинория. В этих же районах, как было показано выше, распространена магматическая собственно спилито-кератофировая субформация.

Возвращаясь к описанию фосфоритоносного вулканогенно-осадочного комплекса, приведем его характеристику по данным Н. И. Светлицкого (1968). В типичном разрезе по р. Сизой комплекс имеет двучленное строение.

Нижняя толща, эффузивно-кремнистая, сложена базальтовыми и диабазовыми порфиридами с линзами силицитов, достигающими нескольких сотен метров по простиранию и имеющими мощность десятки метров. В виде мелких линз присутствуют доломиты и доломитовые известняки. Базальтовые порфириды миндалекаменные, с микропорфиритовой структурой. Основная масса гиалопилитовой структуры. Плагноклаз в порфиридных выделениях замещен альбитом и серицитом. Стекло девитрифицировано, замещено хлоритовой массой. Миндалины выполнены кварцем и карбонатом. Диабазовые порфириды встречаются сравнительно редко, характерно сильное зеленокаменное изменение их. В эффузивных породах присутствует большое количество сфена и магнетита (последний гематитизирован). Для вулканических пород и их туфов отмечается повышенное содержание фосфора, в среднем 0,4% P_2O_5 , а в некоторых случаях — 0,5—1% P_2O_5 . Кремнистые породы темные от присутствия углеродистого вещества, микрокристаллические, плотные, с раковистым изломом. Содержание фосфора в них составляет 0,5—0,8% P_2O_5 , иногда до 4% P_2O_5 . Наблюдаются гидроокислы железа и марганца. В линзах карбонатных пород содержание фосфора остается на уровне кларка. Мощность описываемой нижней толщи составляет 900 м.

Верхняя толща — карбонатно-кремнисто-сланцевая. В ней различается две пачки. Нижняя, карбонатно-кремнистая, пачка мощностью 750 м, является переходной к верхней кремнисто-сланцевой пачке мощностью около 650 м. В карбонатно-кремнистой пачке окремненные известняки,



доломиты и силициты содержат прослои эффузивов и сланцев. Значительную часть разреза слагают породы, являющиеся по составу промежуточными между чисто кремнистыми и карбонатными разностями. Содержание фосфора в силицитах в среднем равно 0,8%, но в отдельных пробах достигает 5—10%. В карбонатных породах содержание фосфора остается на уровне кларка, но в отдельных линзах доломитистых известняков, иногда брекчированных, известны фосфориты с содержанием P_2O_5 до 15—18%. Кроме фосфора, в породах пачки отмечаются повышенные содержания Mn (до 1% MnO), Ba (до 1%), стронция (0,1%), никеля (0,03%), кобальта (0,03%). В эффузивных породах пачки содержание фосфора 0,5—1% свойственно главным образом вариолитовым разностям базальтовых порфиритов. Верхняя, кремнисто-сланцевая, пачка состоит из чередующихся слоев кремнистых, кремнисто-углистых и глинистых сланцев. Имеются небольшие линзы доломитов и силицитов. Сланцы содержат фосфора в среднем 0,6—1% P_2O_5 , силицитов — 0,2—0,6%; в доломитах фосфор отсутствует.

Таким образом, максимальная фосфатизация приурочена к карбонатно-кремнистой пачке вулканогенно-осадочного комплекса, выделяемого Н. И. Светлицким как вулканогенно-кремнистая формация. Эта закономерность прослеживается как по северному склону Западного Саяна (реки Сизая, Малая и др.), так и на юге в пределах Куртушибинского антиклинория (бассейн р. Золотая). Везде в составе фосфоритоносной пачки наблюдаются эффузивы, относящиеся к спилито-диабазовой субформации.

Вулканическая деятельность в истории палеозойской геосинклинали Западного Саяна в основном связана с заложением глубинных разломов.

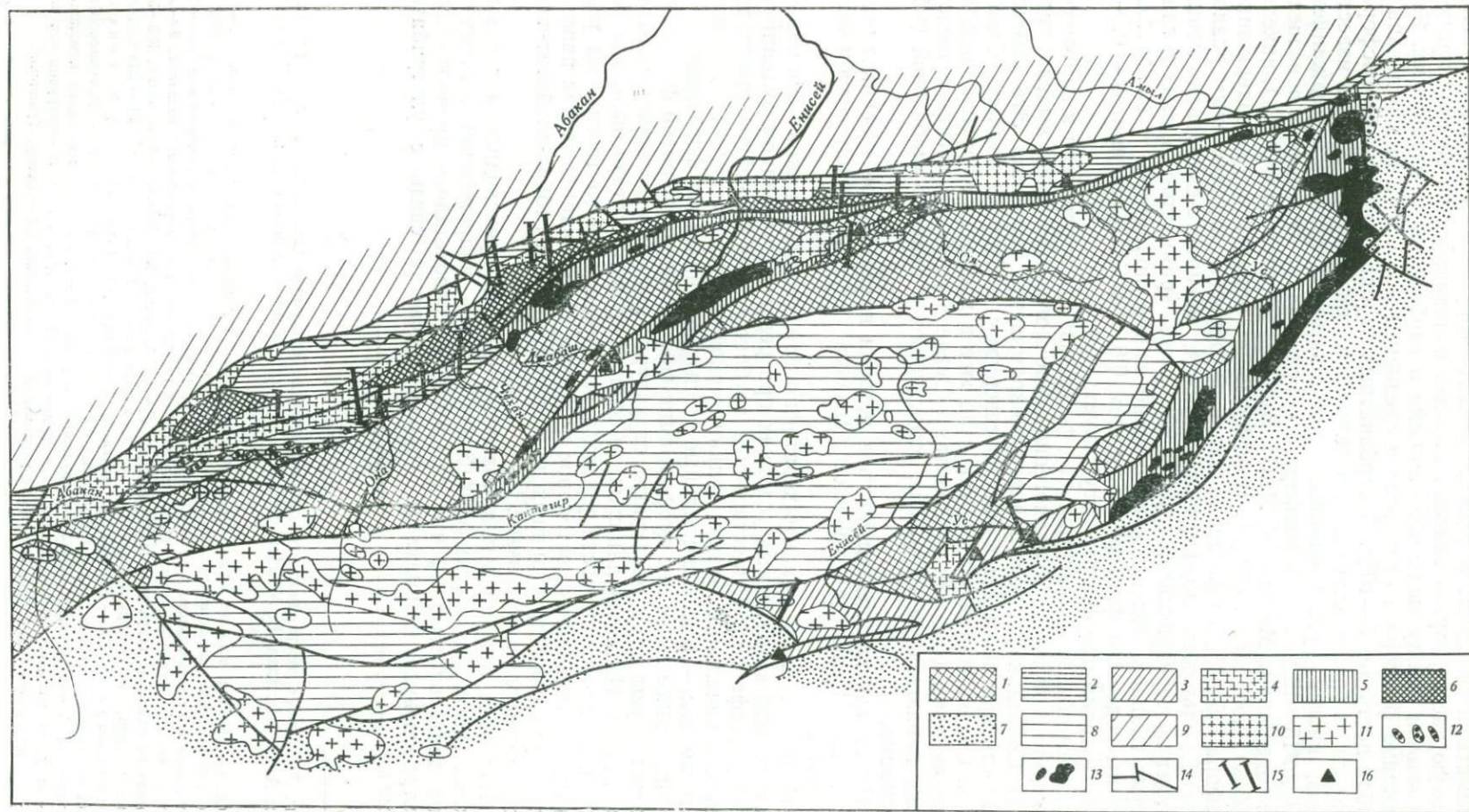
Излияние лав спилито-кератофировой магматической формации происходило в подводных условиях при резко расчлененном вулканическом рельефе дна. Существование глубоководных бассейнов предполагается в начальные этапы вулканической деятельности, относительно мелководных — в заключительные этапы формирования формации.

Описанные выше две субформации спилито-кератофировой формации соответствуют двум различным структурно-фациальным зонам (Велинский, 1968). Излияние лав спилито-кератофирового состава было приурочено к центральной части узкого эвгеосинклинали трога — на участках, испытывавших постоянное поднятие. Наблюдается тесная парагенетическая связь эффузивных процессов с кислым габбро-альбитит-плаггиогранитным магматизмом.

Излияние лав спилито-диабазового состава происходило в краевых частях трога, в областях прогибания с очень напряженной тектонической деятельностью, и, что интересно, сопровождалось проявлениями ультраосновного магматизма (парагенетическая связь с ультрабазиитами).

Фиг. 71. Схема тектонического районирования Западного Саяна (составлена по данным А. П. Щеглова, В. М. Исакова, В. П. Коробейникова, с добавлениями В. В. Велинского)

Структурные элементы: 1 — позднекембрийские (протерозойские) эвгеосинклинали; 2—5 — нижнекембрийские эвгеосинклинали: 2 — развивающиеся на океанической коре, 3—5 — развивающиеся на коре континентального и субконтинентального типов; 6, 7 — посленижекембрийские ($St_2-0?$) остаточные структуры; 8 — остаточный наложенный прогиб ордовик-силурийского возраста; 9 — девонские наложенные структуры (антиклинории: Д — Джабашский, ХА — Хансыно-Амыльский, КО — Кизасско-Ойский, КТ — Куртушибинский; антиклинали: Х — Хансынская, Ш — Шаманская; синклинории: ЦС — Центрально-Саянский, Б — Борусский грабен-синклинорий; синклинали: Ку — Курченская, Ар — Арбатская; остаточные прогибы: ХС — Хемчинско-Систигхемский, А — Аксугский); 10—13 — интрузивные породы: 10 — гранитоиды майнского комплекса, 11 — интрузии ультраосновного состава, 12 — среднепалеозойские гранитоиды, 13 — интрузии основного состава (St_1); 14 — глубинные разломы: К — Кандатский, СТ — Северо-Тувинский



Петрохимическую характеристику спилито-кератофировой формации следует рассматривать отдельно для пород двух ее субформаций. Порода собственно спилито-кератофировой субформации по составу соответствуют представителям щелочноземельных ассоциаций. Отмечается только некоторая сравнительная бедность щелочами и полевошпатовой известью. Средние и кислые породы содержат больше темноцветных компонентов, чем соответствующие им андезиты и липариты (фиг. 73, а также табл. 29 на стр. 124—125).

Эффузивы спилито-диабазовой субформации отличаются от типичных щелочноземельных ассоциаций повышенным содержанием щелочей и меньшим количеством полевошпатовой извести и по химизму стоят ближе к щелочным лавам Гавайских островов. Вместе с увеличением щелочности пород при переходе от спилито-кератофировых к спилито-диабазовым ассоциациям увеличивается содержание титана, железа, магния, кальция, алюминия и в то же время уменьшается содержание кремнезема (см. табл. 29). Среди темноцветных минералов лав Кизасско-Ойской и Куртушибинской зон присутствует титан-авгит, в то время как для лав Хансыно-Амыльской зоны, где развита спилито-кератофировая субформация, характерен энстатит-диопсид.

Анализируя распределение элементов-примесей в эффузивах магматической формации на основе статистических данных, В. В. Велинский сделал выводы о наличии единого спектра элементов-примесей и идентичности их распределения в различных породах формации. Видимо, это является одним из доказательств их происхождения из единого магматического очага. Явление дифференциации исходной магмы подчеркивается закономерным изменением в содержании отдельных элементов в направлении от основных эффузивных пород к кислым.

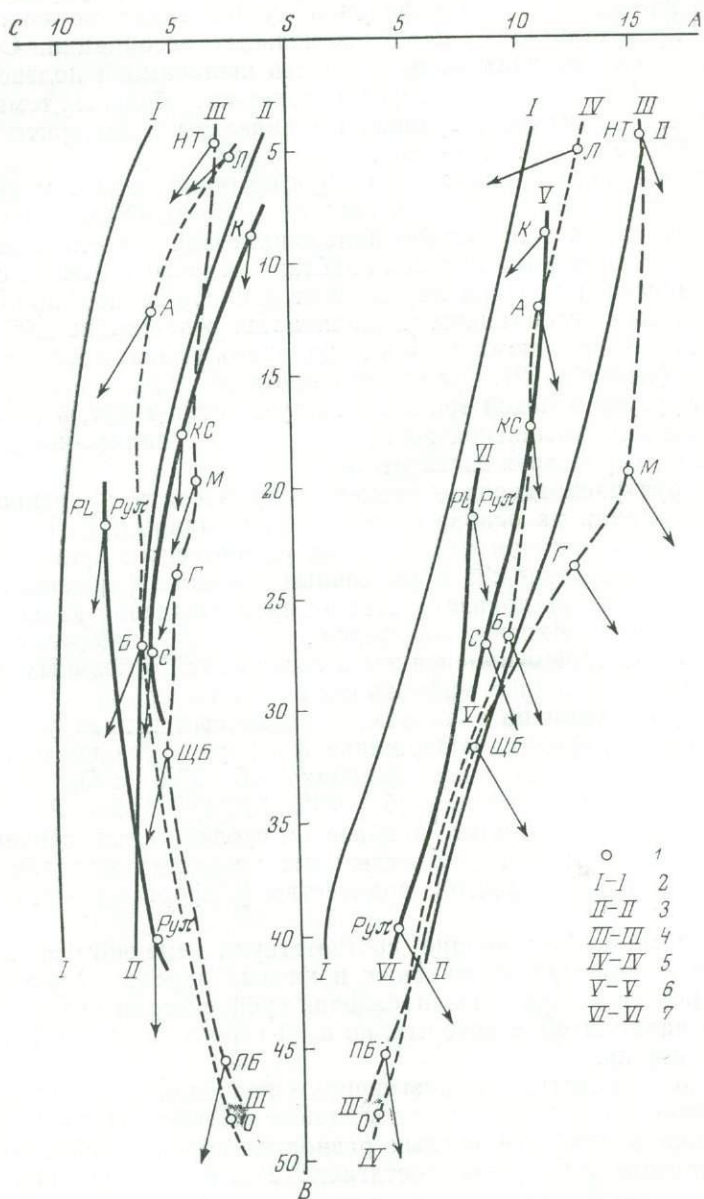
Вычисленные нами по анализам, приведенным в цитируемой работе В. В. Велинского, средние содержания фосфора в различных типах пород показали, что в основных породах (45—57% SiO_2) содержится 0,22% P_2O_5 , в кислых породах (57—70% SiO_2) — 0,12% P_2O_5 . В породах, характерных для спилито-диабазовой субформации, средние значения P_2O_5 составляют 0,34%. В отдельных разностях миндалекаменных пород, особенно в вариолитах, количество фосфора возрастает до 1% P_2O_5 .

Приведенные цифры вполне соответствуют имеющимся данным о средних значениях P_2O_5 в основных и кислых породах. Увеличение содержания фосфора в спилито-диабазовой субформации целиком зависит от наличия вариолитов, в которых, по всей вероятности, фосфор концентрируется в стекле.

Интересно отметить, что повышенные значения в породах P_2O_5 не коррелируются с количеством акцессорного апатита. Последний фиксируется только в наиболее кислых разностях пород — вейльбургитах, в которых значение P_2O_5 редко достигает 0,2%, в то время как в вариолитах акцессорный апатит отсутствует, а значение P_2O_5 составляет 0,5—1%.

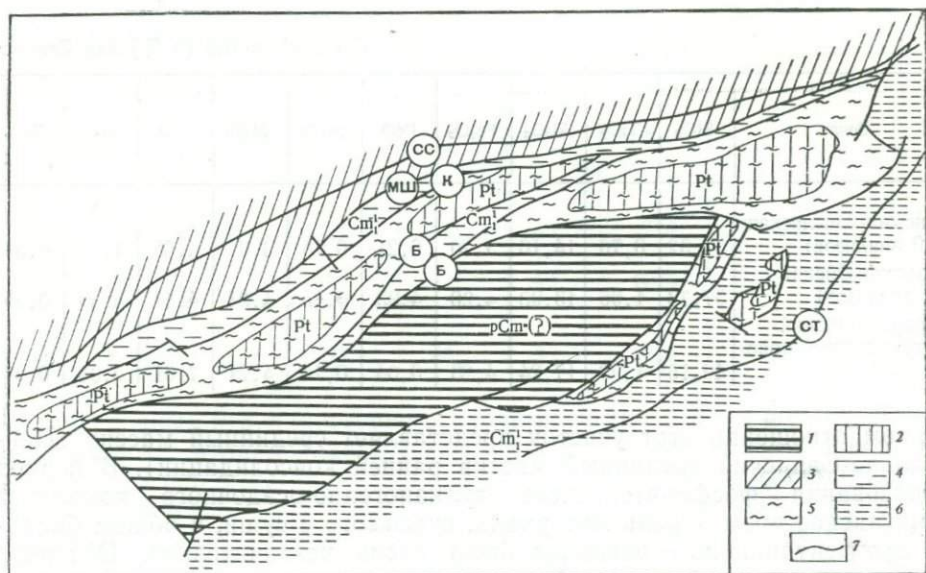
Фиг. 72. Схема распределения кембрийских вулканогенных формаций Западного Саяна (Велинский, 1968)

1 — вулканогенно-осадочные формации протерозоя; 2, 3 — спилито-кератофировая формация (алданский ярус); 2 — собственно спилито-кератофировая субформация (алданский ярус), 3 — спилито-диабазовая субформация; 4 — порфириновая формация (ленский ярус); 5 — спилито-кератофировая и порфириновая формации нерасчлененные; 6 — туфогенно-молассовые члены порфириновой формации; 7 — посленижнекембрийские терригенно-флишодные отложения; 8 — ордовик-силурийские песчано-сланцевые отложения; 9 — девонские вулканогенно-осадочные отложения; 10 — гранитоиды маньчжурского комплекса; 11 — среднепалеозойские гранитоиды; 12 — интрузии основного состава; 13 — интрузии ультраосновного состава; 14 — глубинные разломы, сбросы, взбросы, надвиги; 15 — местоположение изученных разрезов; 16 — фосфатопоявления



Фиг. 73. Сводная петрохимическая диаграмма А. Н. Заварицкого для нижнекембрийских эффузивов Западного Саяна (Велинский, 1968)

1 — средние химические составы пород. Средние петрохимические линии базальтоидных серий: 2 — Мон-Поле; 3 — Сан-Франциско; 4 — Гавайских островов (ПБ — пикрит-базальт, ЩБ — щелочной базальт, Г — гавайит, М — муджирит, НТ — натровый трахит); 5 — щелочноземельной ассоциации Западного Саяна (О — океанит, Б — базальт, А — андезит, Л — липарит); 6 — сплито-кератофировой формации Западного Саяна (С — спилит, КС — кератоспилит, К — кератофир); 7 — порфиритовой формации Западного Саяна (PL — Рул — плагиоклаз-пироксеновый порфирит, Рул-пироксеновый порфирит)



Фиг. 74. Палеогеографическая схема развития Западного Саяна в период позднего протерозоя — раннего кембрия (чингинское время) (Велинский, 1968)

1—4 — палеогеографические элементы: 1 — участки древней суши докембрийского (?) срединного массива, 2 — участки островных дуг, 3 — участки морского бассейна с океаническим типом коры, 4 — участки морского бассейна с континентальным и субконтинентальным типом коры; 5, 6 — литологические фации: 5 — метаморфизованные вулканогенно-осадочные образования джабашской серии (Pt?), 6 — кремнисто-глинистые осадки (Pt-Cm); 7 — глубинные разломы, взбросы, сбросы, надвиги, разломы: СС — Северо-Саянский, МШ — Малошущенский, К — Кандатский, СТ — Северо-Тувинский, Б — система нарушений Борусского грабен-синклинория (рифта)

Фосфоритоносный вулканогенно-осадочный комплекс пород выделяется на площади, соответствующей распространению спилито-диабазовой субформации. Как следует из приведенного краткого описания, осадочная составляющая комплекса представлена главным образом кремнистыми, кремнисто-карбонатными и реже карбонатными породами. Кремнистые породы комплекса пока изучены недостаточно. Группа пород, относящаяся к силицитам, по данным В. В. Велинского, представляет собой яшмы, литиды и кремнистые сланцы. Яшмы не характерны для комплекса, а тяготеют больше к зоне распространения собственно спилито-кератофировой субформации, зато литиды и кремнистые сланцы являются постоянными членами фосфоритоносного комплекса. Литиды представляют собой породы черного цвета, с раковистым изломом, состоят из криптокристаллического кремнезема с тонкой примесью углерода и часто рудного вещества. Нередко встречаются кремнистые спиккулы губок. Фосфат в этих породах образует скопления неправильной формы, причем наряду с аморфным веществом наблюдаются кристаллики апатита (Светлицкий, 1968). Видимо, эти породы отвечают понятию «фтанит», по И. В. Хворовой (1968). Кремнистые сланцы по составу сходны с литидами, отличаются наличием глинисто-хлоритового материала и карбонатной примеси. Фосфаты в них находятся в тонком сростании с кремнистым веществом и часто трудно диагностируются. Наибольшее содержание фосфора приурочено к зонам перехода кремнистых пород в карбонатные. В разрезах, состоящих из одних кремнистых или карбонатных разностей, фосфатизация, как правило, незначительна.

На палеогеографических схемах, имеющих в работах В. В. Велинского (1968) и А. А. Моссаковского (1963), в центральной части Западного Саяна в раннекембрийское время существовал участок древней суши, сложенный докембрийскими образованиями (фиг. 74). В струк-

Средний состав (в %) лав Северо-

Зона	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Хансыно-Амыльская (100 анализов)	59,32	0,76	14,16	3,20	6,21	0,15	3,67	4,65	4,21	0,53
Кизасско-Ойская (11 анализов)	57,78	1,66	13,90	4,20	4,93	0,15	4,04	4,49	4,43	0,95
Куртушбинский вулканогенный пояс (18 анализов)	49,16	1,98	17,24	4,23	6,04	0,15	4,21	7,61	5,04	0,67

турном отношении этот участок представляет срединный массив (Центрально-Саянский срединный массив ранней консолидации). В период образования фосфоритоносного вулканогенно-осадочного комплекса (чингинское время) роль материала, сносимого с суши, в общем балансе седиментационного вещества была очень незначительна. Основная масса осадочных образований, представленных кремнистыми породами, теснейшим образом связана с вулканическими процессами. Кремнистые породы — фтаниты — закономерно появляются в зонах развития спилито-диабазового вулканизма, причем по мере затухания вулканической деятельности (верхняя пачка комплекса) к кремнистым породам все в большем количестве примешивается глинистая составляющая, отражая в какой-то мере континентальный снос.

Особенности фосфатопоявлений в вулканогенно-осадочных комплексах пород

Рассмотренные вулканогенно-осадочные комплексы, к которым приурочены фосфориты и фосфатизированные породы, формировались в различных палеоструктурных и палеогеографических условиях под влиянием вулканических процессов разного типа (табл. 30). Однако при сравнительном анализе имеющегося материала выясняются некоторые общие закономерности, важные для понимания генетической природы фосфорной минерализации.

Анализируя данные, представленные в табл. 30, целесообразно сгруппировать вулканогенно-осадочные комплексы в зависимости от характера парагенеза фосфатной минерализации и вмещающих пород.

Миоценовые фосфатоносные комплексы Сахалина и Калифорнии, а также и верхнемеловой комплекс Кавказа (южный склон), следуя этому условию, рассматриваются совместно. Структуры, к которым приурочены названные комплексы, относятся к геосинклинальным системам, причем для районов Сахалина и Калифорнии характерны грабенообразные прогибы, возникшие в результате блоково-глыбовых движений, а в условиях Кавказа — краевая часть геосинклинального бассейна, сопредельная с зоной срединных массивов, с ярко выраженной блоковой внутренней структурой. Системы разломов, широко распространенные в этих структурах, длительно развивались и были активны в период формирования комплексов.

Морские бассейны отличались значительно дифференцированным рельефом дна и были относительно глубоководными. Судя по сокращенным мощностям разрезов, в которых известны фосфориты, зоны фосфатообразования были приурочены к положительным элементам подводного рельефа, обусловленным в этих водоемах вулканическими постройками. Седиментационный материал, участвующий в образова-

Саянского вулканического пояса

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому									
a	c	b	S	f'	m'	c'	n	t	φ
10,1	4,6	16,4	68,9	54,1	38,5	7,4	93,5	0,9	17,0
11,3	3,7	17,1	67,9	49,2	40,4	10,4	86,5	2,1	10,4
12,5	5,9	21,2	60,4	46,5	35,4	18,1	93,5	3,0	17,6

нии осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов пород, состоял из терригенных, вулканокластических, хемогенных и биохемогенных компонентов. Роль терригенного материала в период фосфатообразования была незначительна, хотя в подстилающих и перекрывающих фосфориты отложениях присутствуют песчаные и глинистые породы. Имеется ощутимая примесь терригенной составляющей в биохемогенных и хемогенных образованиях. Источниками терригенного компонента пород являлись главным образом внутренние массивы; возможен частичный принос материала с суши. Естественно, состав терригенных компонентов для рассмотренных бассейнов был различен: для Сахалина известна преобладающая роль полевых шпатов, обломков диоритов и андезит-базальтов, меньшая — кварца (Бродская, 1963; Юркова, 1968); в Калифорнийском бассейне преобладали кварц и полевые шпаты (Gramlett, 1946), в Кавказском бассейне, судя по работам В. А. Гроссгейма (1961б), — обломки пород, кварц, полевые шпаты.

Вулканокластический материал главным образом в виде тонкой витро- и кристаллокластики поступал в бассейны седиментации из вулканов, расположенных вдали от зон фосфатообразования. Частично имел место принос перемытого вулканического материала, фиксируемого в разрезах Кавказа и Сахалина в виде маломощных прослоев. Состав вулканокластики для рассматриваемых бассейнов был более или менее идентичным: сравнительно кислое (видимо, отдифференцированное) вулканическое стекло, средние и основные плагиоклазы, роговая обманка, реже авгит. На Кавказе, где фосфоритоносные отложения формировались ближе к очагам активной эксплозивной деятельности, в составе вулканокластического материала, образующего прослой туфов, присутствуют в значительном количестве обломки (литокласты) эффузивов.

Процессы хемогенной и биохемогенной садки в рассмотренных бассейнах различны. На Сахалине и в Калифорнии имеет место преимущественное накопление кремнистых толщ при подавленном карбонатнакоплении. Карбонатные породы представлены на Сахалине редкими прослоями и линзами кремнисто-карбонатных и карбонатно-терригенных разностей, в Калифорнии — тонкими прослоями известняков и доломитов. На Кавказе кремнистые осадки формировались на фоне более интенсивного карбонатнакопления, прерываемого в связи с привносом вулканокластического материала и осаждения кремнезема. Карбонат присутствует в цементе туфов и туффитов, примешан к кремнистым породам. Иногда образуются линзы и прослои известняков.

Интенсивное кремненакопление характерно для всех трех описываемых бассейнов. Кремнистые породы генетически различны. Из работ М. Брамлетта (Gramlett, 1946), И. В. Хворовой (1968), Г. С. Дзоценидзе (1969), М. Г. Ломизи (1969) и наших исследований (Бродская, 1966, 1968) известно, что в разрезах присутствуют органично-кремнистые

Местонахождение и возраст вулканогенно-осадочных комплексов	Палеоструктурное положение	Палеогеографические условия бассейна седиментации				Петрохимический состав вулканических продуктов	Фосфорная минерализация
		Климат	Морфология бассейна	Осадочный материал	Характер вулканической деятельности		
П-ов Шмидта (Сахалин), миоцен	Кайнозойская геосинклиналь, грабенообразный прогиб в зоне разлома	Гумидный холодный	Котловинный бассейн с дифференцированным рельефом дна, относительно глубоководный	Терригенный, кремнистый, вулканокластический и незначительно карбонатный	Подводные излияния лав и отдаленные эксплозии	Лавы щелочных базальтов, туфы андезито-базальтового состава	Желваки фосфоритов и фосфатизированные пласти в кремнистой толще
Береговые хребты Калифорнии (США), миоцен	Кайнозойская геосинклиналь, грабенообразный прогиб в зоне разлома	Гумидный	Островное море с дифференцированным рельефом дна, относительно мелководное	Кремнистый, вулканокластический, терригенный и незначительно карбонатный	Подводные излияния лав и островной эксплозивный вулканизм	Оливиновые базальты, авгитовые андезиты, субвулканические тела анальцимовых и томсонитовых диабазов	Желваки фосфоритов в кремнистой толще
Г. Пловдив—с. Брягово (Болгария), олигоцен	Срединный массив, грабенообразная впадина в зоне разлома	Гумидный теплый	Краевая часть мелководного бассейна	Вулканокластический, карбонатный, незначительно терригенный и кремнистый	Подводные излияния лав и отдаленные эксплозии	Лавы и туфы андезитов и андезито-латитов, туфы риолит-дацитов	Линзы в туфах, пласти в зоне карбонатакопления
Южный склон Кавказа, верхний мел	Краевая часть геосинклинального прогиба, ограниченного зоной разломов	Гумидный теплый	Краевая часть относительно глубоководного бассейна	Терригенный, кремнистый, карбонатный, вулканокластический	То же	Субвулканические тела, лавы и туфы базальтовых порфиритов, диабазовые порфириты	Линзы и желваки фосфоритов в туфогенно-кремнистых и карбонатно-кремнистых пачках
Северный Казахстан, ордовик	Грабенообразный геосинклинальный прогиб вблизи срединного массива	Аридный?	Мелководный бассейн с лагунными фациями	Карбонатный, вулканокластический, незначительно терригенный	Подводные излияния лав и островной вулканизм	Андезитовые и андезито-дацитовые порфириты	Пласти и линзы фосфоритов в рифогенных фациях
Нижний кембрий Чу-Илийских гор (джамбульская свита)	То же	?	?	Терригенный, кремнистый, вулканокластический	Подводные излияния лав	Базальтовые порфириты?	Линзы, возможно, расланцованные желваки фосфоритов в кварцитах и кремнистых сланцах
Нижний кембрий Приохотья (междуречье Уды и Селемджи)	Геосинклинальный прогиб вблизи срединного массива в зоне разлома	Гумидный теплый	Мелководная зона бассейна с дифференцированным рельефом дна	Кремнистый, карбонатный, вулканокластический, незначительно терригенный	Подводные излияния лав и, возможно, островной вулканизм	Базальты, диабазы, пенистые лавы повышенной щелочности	Крупные линзы фосфоритов в кварцитах. Фосфатные брекчи в карбонатных породах, фосфатизация туфов, иногда желваки фосфоритов
Нижний кембрий Западного Саяна	Геосинклинальный прогиб в зоне разлома		Относительно мелководный бассейн	Карбонатный, кремнистый, вулканокластический	Подводные излияния лав	Базальтовые порфириты, диабазовые порфириты. Породы повышенной щелочности	Тонкие прослои и линзы в кремнисто-карбонатной пачке, фосфатные брекчи в карбонатных породах

породы типа опок, диатомитов или туфодиатомитов и фтанитоподобные породы и фтаниты. Различие между этими типами для Кавказа и Сахалина было показано раньше (Бродская, 1966). Для районов Калифорнии соответствующие выводы сделаны И. В. Хворовой (1968), убедительно доказавшей, что фтанитоподобные кремни формации Монтерей отличаются по своим петрографическим и химическим особенностям от лежащих обычно выше по разрезу диатомитовых разностей. Для всех трех районов мы считаем возможным говорить о вулканическом источнике кремнезема. Последний поступал в водоем как в составе тонкой пирокластики, так и в результате газовой гидротермальной деятельности. Садка кремнезема происходила двояким путем. Часть его осаждалась в зоне выходов гидротерм, образуя сравнительно маломощные накопления кремнистых осадков, из которых впоследствии образовались фтаниты. Значительно большее количество усваивалось планктонными организмами и на сравнительно широкой площади водоема осаждалось биохемогенным путем.

Вулканическая деятельность в рассматриваемых бассейнах проявлялась достаточно интенсивно. Вблизи зон фосфатонакопления имели место подводные излияния лав, на удалении от этих зон вулканизм носил эксплозивный характер, и вулканы, вероятно, возвышались над уровнем моря.

Состав магматических продуктов был достаточно детально описан в соответствующих разделах работы, здесь только подчеркнем следующее: состав лав и пирокластического материала, участвующего в седиментации, различен. Лавы, как правило, более основного состава, пирокластический материал — более кислого. В Калифорнии в районе Луис-Обиспо известны толщи андезито-базальтовых лав, подстилаемые и перекрываемые туфами кислого и риолит-дацитового состава (Wamplette, 1946). На Сахалине (п-ов Шмидта) фосфоритоносная пачка подстилается лавами миндалекаменных базальтов повышенной щелочности, а присутствующая в составе пород пирокластика представлена кислыми стеклами и средними плагиоклазами. Более близкими по составу оказываются вулканические породы и вулканокластический материал в разрезах альб-сеноманских отложений Кавказа.

Лавы и субвулканические тела, принимающие участие в строении вулканогенно-осадочных комплексов, относятся к базальтам, базальтовым порфиритам, диабазам. Однако по петрохимическому составу они отличаются от нормальных пород известково-щелочного ряда (см. табл. 44). Характерен дефицит кремнезема при насыщенности щелочами ($a/c > 2$). Высоко содержание фемических компонентов. Наличие миндалекаменных и вариолитовых структур указывает на значительное насыщение лав газовыми составляющими. В серии вулканических пород миоцена Калифорнии отмечаются оливиновые и анальцимовые базальты, а в мощных силлах видна дифференциация от пикритов в основании до высокофельдшпатовых диабазов вверх.

Эффузивы сеноманского возраста на Кавказе, по данным М. Г. Ломизе (1969) и нашим исследованиям (Бродская, Ильинская, 1968), представлены преимущественно порфиритами и мандельштейнами. По сравнению с составом средних пород данного типа в них повышено содержание щелочей и темноцветных компонентов — железа и магния. Эти же характеристики свойственны миоценовым базальтам п-ова Шмидта.

Фосфориты в рассматриваемых комплексах вулканогенно-осадочных отложений присутствуют главным образом в форме конкреционных образований — желваков и мелких линз. Иногда наблюдается более равномерное обогащение фосфором отдельных карбонатно-кремнистых прослоев. В разрезе формации Монтерей и Модело (Калифорния) фосфориты локализируются в низах разреза, часто над породами, обогащенными карбонатным материалом.

На Сахалине также намечается приуроченность фосфоритов к той части разреза, где наряду с кремнистыми породами появляются тонкие прослои карбонатизированных разностей. Фосфориты верхнемеловых отложений Кавказа приурочены к верхней части кремнистого ананурского горизонта, где одновременно с появлением над фтанитами опоквидных разностей увеличивается примесь карбонатного материала и появляются небольшие прослои известняков. Однако собственно карбонатная часть разреза лишена фосфора. Постоянным спутником фосфоритов является железо. Формы его проявления различны. Проведенное нами литолого-геохимическое изучение миоценовых отложений Сахалина и верхнемеловых пород Кавказа показало, что фосфоритоносные комплексы постоянно обогащены железом, имеющим разные минералогические формы.

В разрезе фосфоритоносного вулканогенно-осадочного комплекса р. Водопадной (п-ов Шмидта) железо встречается в виде многочисленных зон пиритизации, входит в состав глауконита, сидерита и образует железисто-кальцитовые конкреции. Интересно значительное обогащение железом (до 15% Fe_2O_3) и марганцем (до 2%) карбонатной породы, обнаруженной на поверхности базальтовой лавы. Среднее содержание железа в породах разреза невелико, так как кремнистые разности, составляющие основной фон отложений, лишены железа, локализация его происходит лишь в зоне скопления фосфоритов.

Аналогичная картина наблюдается в фосфоритоносном комплексе сеноманских отложений Кавказа. Здесь известны интенсивно пиритизированные кремнисто-карбонатные породы и значительные скопления глауконита, содержание железа в котором достигает 18—20%. В обнажении в бассейне р. Дагомыс фосфатизированные карбонатно-кремнистые породы подстилаются горизонтом, содержащим 8% марганца и около 10% FeO .

По району Калифорнии имеются данные об обогащении железом фосфоритов формации Модело.

Распределение органического вещества несколько напоминает распределение карбонатов кальция, и, как видно на схематических диаграммах (см. фиг 25, 46), максимальные значения $C_{орг}$ как бы предшествуют появлению фосфоритоносных слоев.

Фосфоритоносный вулканогенно-осадочный комплекс ордовика Северного Казахстана и олигоценый комплекс района г. Пловдив (Болгария) приурочены к структурным зонам разного типа. В Казахстане это геосинклинальные прогибы, ограниченные срединными массивами, а в Болгарии — впадины, образовавшиеся на срединном Родопском массиве.

Оба комплекса формировались в мелководных бассейнах, в условиях интенсивного карбонатакопления, при незначительной кремнистой и терригенной седиментации и периодическом поступлении вулканического материала. Карбонатная седиментация в обоих бассейнах имела в основном биогенный характер. Широкое развитие рифостроящих организмов, преимущественно водорослевых и реже кораллов, отмечается в карбонатных породах олигоцена Болгарии (Атанасов и др., 1965). В Казахстане описаны водорослевые биогермы с четко выраженными элементами рифовых построек (Левина, 1964). Вулканические и вулканокластические толщи подстилают рифовые комплексы и замещают их по простиранию. Периодические усиления вулканической деятельности подавляли карбонатакопление, которое возобновлялось вслед за спадом вулканической активности. Роль терригенного материала в общем балансе осадконакопления была незначительна. Максимальное количество терригенных компонентов приносилось в бассейны в период начальных этапов развития прогибов, как правило, предшествующих формированию фосфоритоносных отложений. В более поздние этапы, завершающие накоп-

ление вулканогенно-осадочных комплексов, также увеличивалась роль терригенных осадков, заполняющих впадины и нивелирующих сложно дифференцированный рельеф дна бассейнов. В Болгарии в карбонатных породах — известняках — имеется некоторая примесь зерен кварца, пироксена, олигоклаза, но скорее всего по генезису это пирокластический, а не терригенный материал. В верхах олигоценового вулканогенно-осадочного комплекса некоторое развитие получают кремневые организмы, образуя тонкие прослойки кремнистых пород. Правда, некоторыми исследователями эти прослойки трактуются как вторично окремненные известняки.

Вулканический материал в рассматриваемых бассейнах имеет различный состав. В Болгарии в связи с широким развитием кислого вулканизма, отличающегося большей степенью эксплозивности, туфы и примесь вулканокластики в карбонатных породах соответствуют риолит-дацитовому составу лав. Вулканокластика представлена кристаллами кварца, олигоклаза, магнетита, коричневым и красновато-коричневым биотитом, титанитом, апатитом, санидином. Вулканическое стекло — кислого состава, с низким показателем преломления. Значительно реже наблюдаются туфы, отвечающие трахиандезитовому составу вулканических расплавов.

В Казахстане преимущественно распространены туфы андезитовых и трахиандезитовых порфиритов. Вулканокластический материал представлен кристаллами пироксена, плагиоклаза, реже кварца и литокластами, по составу соответствующими различным порфиритам. Особенности вулканической деятельности были достаточно подробно рассмотрены в предыдущих разделах работы. В итоге следует выделить некоторые положения.

В Казахстане вулканизм, предшествующий и синхронный времени накопления фосфоритоносных комплексов, проявлялся как в подводных, так и в наземных (островных) условиях.

В Болгарии имеются данные только о подводно-морских излияниях лав, хотя, с нашей точки зрения, не исключено, что некоторые вулканы могли располагаться на островах.

Петрохимический состав лав изученных районов Казахстана свидетельствует о дифференциации расплавов в сторону появления более кислых разностей: андезитовые порфириты — андезито-дацитовые порфириты. Однако намечается тенденция к значительному отклонению каждого типа вулканической породы от соответствующей средней породы (по Дэли). В андезитовых порфиритах наряду с повышенным содержанием щелочей, приближающих их к дацитовым порфиритам, занижены содержания кремнезема, при значительном увеличении количества извести и железа. В более кислых разностях андезито-дацитовых порфиритов наряду с повышенным содержанием щелочей кремнезем значительно занижен, т. е. при нормальной дифференциации расплава от более основных к кислым породам одновременно происходят увеличение щелочности расплава и снижение общей кремнистости. Железо и известь накапливаются в дифференциатах, увеличивая относительное содержание темноцветных компонентов.

Вулканизм олигоценового времени в районе Родопского массива (Болгария) порождался, очевидно, двумя очагами, находящимися на разных уровнях. Наряду с кислыми риолит-дацитовыми извержениями, давшими максимальное количество эксплозивного материала, преимущественно в зонах разлома изливались лавы среднего андезитового состава, причем дифференциация шла в сторону постоянного увеличения щелочности вплоть до образования трахиандезитов (латитов), а в гипабиссальных фациях — монцонитов.

Остановимся на фосфатизации двух рассмотренных комплексов. В Казахстане четко выражена приуроченность наиболее значительного

фосфорного оруденения к рифогенным фациям. В то же время наблюдается некоторая фосфатизация и в других фациальных условиях — в зонах накопления флишoidных толщ; гидротермальная апатитовая минерализация известна в вулканических сериях пород. Слабая зараженность фосфатом имеет место в вулканокластических породах. Фосфориты залегают в виде пластов и образуют гнезда в фосфатизированных известняках. На отдельных участках (Межозерный) известны штокверковые тела фосфоритов. В разрезах, обогащенных терригенным и вулканокластическим материалом, фосфатными являются желваковые стяжения (Левина, 1964).

Фосфоритовые пласты часто брекчированы, и в этом случае имеет место метасоматическое замещение фосфатом известняков.

В вулканогенно-осадочном комплексе олигоцена Болгарии в вулканокластических породах фосфориты образуют гнезда и линзы, наблюдается метасоматическое замещение фосфатом туфового материала. Зараженности фосфатом собственно осадочных пород не наблюдается, в то время как в вулканокластических породах содержание P_2O_5 повышено.

Для зон фосфатизации описанных вулканогенно-осадочных комплексов характерно присутствие минералов железа. В Казахстане, по данным Левиной (1964), в карбонатной части фосфоритов содержится железистый доломит в количестве до 12%. В фосфоритоносных отложениях присутствуют пирит, сидерит. В фосфоритоносном разрезе в Болгарии часто встречаются новообразованные хлориты, глауконит и пирит.

Повышенные содержания органического вещества для зон фосфатизации не характерны.

Кембрийские фосфатоносные вулканогенно-осадочные комплексы Западного Саяна, Приохотья и Чу-Илийских гор (Казахстан) образовались в условиях геосинклинальных прогибов в зоне глубоких разломов.

Кембрийские бассейны в Западном Саяне и Приохотье в период формирования вулканогенно-осадочных комплексов были относительно мелководными. В строении комплексов участвуют вулканогенно-обломочные, кремнистые и карбонатные породы. Терригенный материал в составе пород присутствует в очень незначительном количестве, а в некоторых частях разреза вообще не отмечается. Вулканокластический материал по составу отвечает эффузивам и поступал в бассейны седиментации из вулканических очагов, расположенных в этих же структурно-фациальных зонах. Некоторая часть вулканокластики приносилась из соседних зон. Кремнистые породы представлены фтанитами и кремнистыми сланцами, реже вторичными кварцитами. Яшмы не характерны для комплексов и более широко распространены в соседних структурно-фациальных зонах, отличающихся другим типом вулканических проявлений. Карбонатные породы встречаются в меньшем объеме, чем кремнистые, и представлены пелитоморфными, часто доломитизированными известняками, доломитами и биогенными разностями (преимущественно водорослевые известняки). Имеется ряд смешанных карбонатно-кремнистых пород. Вулканические (эффузивные), а иногда субвулканические породы в рассматриваемых районах близки; в Западном Саяне это преимущественно базальтовые и диабазовые порфириты, базальтово-плагиоклазовые порфириты, а также миндалекаменные их разности и вариолиты.

В Приохотье известны диабазы, базальтовые порфириты, диабазовые порфириты, вариолиты и миндалекаменные разности базальтовых порфиритов.

Петрохимическая характеристика пород показывает, что все они отличаются от типичных щелочноземельных ассоциаций повышенным содержанием щелочей (главным образом Na) и пониженным содержанием полевошпатовой извести. Почти для всех пород характерен дефицит кремнезема. Среди темноцветных компонентов преобладают железистые и магнезиальные разности. Наблюдаются повышенные содержания

титана. Очень характерна интенсивная альбитизация вулканических комплексов. Породы являются дифференциатами базальтовой магмы.

Для обоих районов подчеркивается тесная связь кремнистых пород с эффузивами. Н. И. Светлицким в Западном Саяне наблюдались замещения по простиранию эффузивных пород кремнистыми, причем постепенно нарастает степень окремнения эффузивных пород. Эффузивы в разрезе чередуются с линзами кремнистых пород. Фосфорная минерализация прослеживается по всему комплексу, но избегает собственно карбонатных пород. Обычно концентрация апатита или карбонатфторапатита происходит в переходных кремнисто-карбонатных разностях, а также в брекчированных зонах на контакте эффузивных пород с кремнистыми или же приурочивается к брекчиевым горизонтам вторичных кварцитов (Приохотье). Наблюдается повышенная фосфатизация миндалекаменных разностей пород и вариолитов.

Кембрийский вулканогенно-осадочный комплекс Чу-Илийских гор (гора Джамбул) очень сильно метаморфизован, и восстановить первичный характер отложений достаточно трудно. Нам представляется, однако, что он имеет некоторые общие черты с описанными комплексами Западного Саяна и Приохотье. В комплексе преобладают кремнистые породы. Эффузивы представлены базальтовыми порфиридами, часто миндалекаменными. Фосфориты локализуются на контакте эффузивных и кремнистых пород, а также кремнисто-карбонатных.

Во всех трех районах фосфориты залегают в виде линз и брекчированных зон, где фосфор присутствует в цементе и метасоматически замещает обломки. Фосфором часто обогащены черные углеродистые включения в кремнистых породах (Западный Саян, Чу-Илийские горы).

В заключение следует подчеркнуть ряд общих характерных особенностей для всех рассмотренных фосфатопроявлений. Непосредственно в районах распространения фосфоритов имели место синхронные интенсивные вулканические проявления, хотя сами фосфориты находятся в комплексе вулканогенно-осадочных пород. Соотношения с вулканическими сериями различны — иногда фосфориты залегают непосредственно на вулканических породах (Чу-Илийские горы, Сахалин, Приохотье) или же связаны с ними латеральными переходами (Калифорния, Кавказ, Селеты-Степнякский район Северного Казахстана, Болгария).

Характер вулканической деятельности в большинстве рассмотренных районов сходен. Мы встречаемся с дифференциатами основной магмы. Обязательным условием является повышенная щелочность расплава.

По особенностям седиментационных процессов, сопровождающих фосфатонакопление, выделяются вулканогенно-терригенно-карбонатно-кремнистые комплексы (Сахалин, Калифорния, Кавказ), вулканогенно-карбонатные (Болгария, Казахстан) и вулканогенно-карбонатно-кремнистые (Западный Саян, Приохотье). Для районов фосфатонакопления характерно их палеоструктурное положение на границе стабильных и более мобильных участков земной коры или же приуроченность к относительно жестким, раннеконсолидированным структурным элементам.

ФОСФАТОНАКОПЛЕНИЕ В ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСАХ, ОБОГАЩЕННЫХ ПЕПЛОВЫМ МАТЕРИАЛОМ

Фосфатизированные породы и фосфориты в осадочных комплексах, обогащенные тонким пепловым материалом, встречаются сравнительно часто и уже неоднократно освещались в геологической литературе (Петренко, Ренгартен, 1954; Kamiński, Skoczylas-Cisewska, 1956; Бродская, Ильинская, 1963, 1968; Rooney, Kerr, 1967; и др.).

Осадочные комплексы по составу пород разнообразны и формировались как в морских бассейнах, так и в континентальных озерных водоемах. Фосфатизированными в ряде случаев являются пепловые прослои или же породы, залегающие вблизи этих прослоев.

Вулканические очаги, поставляющие материал взрывов, располагались на значительном расстоянии от районов распространения комплексов, часто в других структурных зонах.

МОРСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

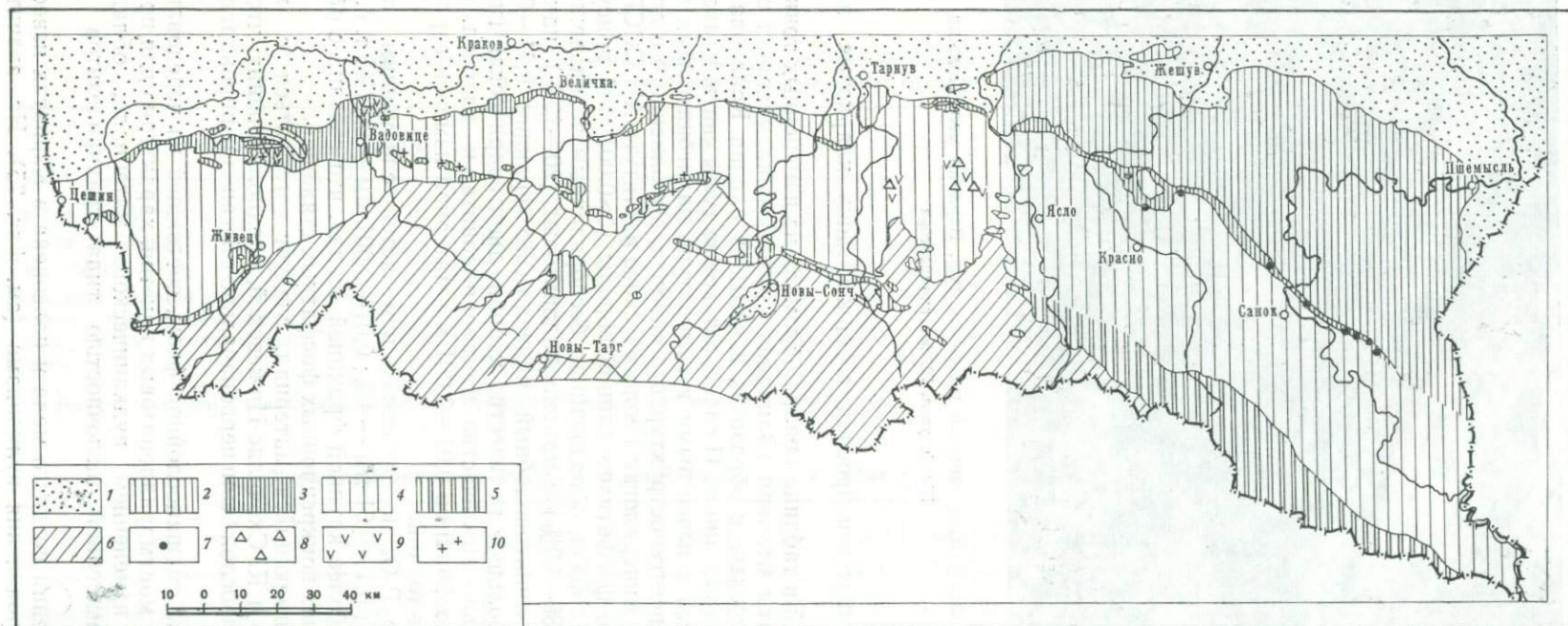
Верхнемеловые фосфатизированные пепловые отложения польской части Карпат и Грузии

В польской части Карпат среди морских отложений Силезского покрова в ряде пунктов района г. Тарнува встречены своеобразные породы с содержанием P_2O_5 , достигающим 12%. Они приурочены к мощной толще истебнянских слоев, датируемых турон-палеоценом, и обнаруживаются на различных стратиграфических уровнях. Истебнянские слои в этих районах представлены грубозернистыми песчаниками и глинами, сменяющимися восточнее фацией пестроцветных венглювецких мергелей (фиг. 75).

Фосфатизированные породы залегают в виде тонких прослоев мощностью от 4 до 6 см в тонкослойных черных слюдястых глинах, переслаивающихся с грубозернистыми кварцевыми песчаниками с карбонатным цементом. На фоне темно-серых глин легкие тонкопористые породы фосфатизированных прослоев выделяются свежими 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. 76).

Представление о химическом составе фосфатизированных пород дает табл. 31 (стр. 135), в которую включены анализы, взятые из работы М. Каменского и К. Скочиляс-Цижевской (Kamiński, Skoczylas-Cisewska, 1956).

Многочисленные определения фосфора, проведенные в отобранных нами в поле образцах, показали, что распределение его в породе неравномерно и в ряде случаев то достигает 12—15%, то снижается до 3—4%.



Фиг. 75. Тектоническая схема польской части Карпат (по данным Gucic, Jasinovic, Koszarski, 1962, с дополнениями автора)

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



Фиг. 76. Фосфатизированный пепловый туф. Верхний мел. Польша
Шлиф, увел. 70, без анализатора

Глины, вмещающие эти прослои, содержат лишь кларковые значения фосфора.

Приведенный в таблице анализ обломков из измененных тонкозернистых туфов свиты мтавари (Западная Грузия) показывает их сходство в химическом составе с образцом, взятым из района Ковалова (Польша). Как было показано во II главе, шлаковые туфы свиты мтавари имеют много общего с известными в литературе палигонитовыми туфами.

По данным рентгеноструктурного анализа, выполненного в лаборатории аутигенной минералогии Геологического института АН СССР, в глинистой фракции фосфатизированной породы ($>0,001$ мм) присутствует смешанослойная фаза, образованная беспорядочным чередованием гидрослюдистых (80—90%) и монтмориллонитовых (20—10%) пакетов, и, кроме того, каолинитоподобный минерал. Во фракции 0,01—0,001 мм присутствуют большое количество кварца, диоктаэдрическая гидрослюда, незначительное количество монтмориллонита и хлорита. Следует заметить, что во фракции 0,01—0,001 мм материал изменен гораздо слабее, чем в более тонкой.

Содержание P_2O_5 по фракциям изменяется следующим образом: 0,1 мм — 10,6%; 0,1—0,01 мм — 4%; 0,01—0,001 мм — 0,44%, т. е. фосфор ассоциирует с более крупной фракцией осадка, что связано с образованием мельчайших конкреционных фосфатных стяжений.

Суммируя имеющийся материал, следует согласиться с мнением М. Каменского и К. Скочиляс-Цижевской, предположивших, что фосфатизированные прослои были первоначально обогащены пирокластическим материалом.

Образование смешанослойной фазы, состоящей из чередования гидрослюдистых и монтмориллонитовых пакетов, характерно для процессов, связанных с изменением вулканического материала, обладающего несколько повышенной щелочностью типа трахандезитов (Ратеев, 1968).

На протяжении позднего мела и палеоцена в Карпатах известны неоднократные проявления вулканизма (см. фиг. 75). На значительном

Таблица 31

Химический состав (в вес.%) фосфатизированных пород истебнянских слоев польской части Карпат и шлаковых обломков из туфов свиты мтавари (Грузия)

Место взятия образца	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	TiO ₂	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	CO ₂	P ₂ O ₅	C _{орг.}
Свожов (Польша)	34,0	22,92	9,12	0,91	0,14	0,62	1,66	10,90	2,99	0,43	7,15	1,42	7,83	Не опр.
Свожов (Польша)*	44,54	15,36	6,15	0,60	0,20	0,84	1,32	7,72	2,15	0,35	5,24	0,50	7,55	0,5
Ковалово (Польша)	37,75	14,77	10,33	0,71	0,75	0,38	2,44	14,65	2,56	сл.	6,42	0,82	8,91	Не опр.
Шлаковые обломки из мелкозернистого кристалловитрокластического туфа (свита мтавари, Грузия)*	35,36	12,62	8,18	5,16	2,03	3,73	11,01	6,60	1,93	0,30	7,46	0,55	0,68	0,52

* Анализы проведены в химико-аналитической лаборатории Геологического института АН СССР.

Таблица 32

Химический состав (в вес.%) конкреций фосфоритов и туфов из скв. 3 Заремба (Свянтюкшиские горы)

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O+	H ₂ O-	CO ₂	C	P ₂ O ₅	F
Конкреция фосфорита	11,03	Нет	3,69	1,00	2,38	42,57	0,56	0,01	0,27	0,26	2,02	0,54	0,30	2,39	31,84	2,66
Фосфатизированный туф	50,25	0,56	14,45	1,22	0,86	8,47	1,44	0,04	5,26	0,09	3,45	2,33	3,02	Нет	7,10	—
Туф	56,02	0,64	17,58	5,03	2,51	2,02	2,14	0,01	0,73	3,43	5,13	3,65	0,80	0,14	0,50	—

пространстве северной части Карпат в позднем мелу очаги вулканизма были приурочены к геоантиклинальной зоне.

В районе Вадовиц (Польша) излияния базальтов и спилитов сменились извержениями более эксплозивного характера, в результате чего накопились толщи андезит-дацитовых туфов (Ксенжкевич, Визер, 1954). Интересно отметить, что, по мнению цитируемых авторов, последняя стадия этой вулканической активности сопровождалась подводными эксгаляциями.

В районе р. Недица нами были обследованы выходы андезитов мелового возраста, содержание P_2O_5 в которых составляло 0,6%.

В толще литокластических туфов андезитового состава, переслаивающихся с грубозернистыми туфогенными песчаниками и аргиллитами, значения P_2O_5 в породах 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, происходившие, видимо, в щелочной среде, способствовали освобождению фосфора из вулканического материала и последующей концентрации в виде отдельных микроскопических скоплений. Следует предположить, что материал эксплозий был первоначально несколько обогащен фосфором.

Выше мы упоминали, 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 бентонитовых глин, датируемых сеноманом. В верхней части разреза бентонитовых глин встречены прослой 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, имеющими пепловую структуру. Фосфат рыхлый, мучнистый, не реагирует на поляризованный свет, с показателем преломления 1,592—1,604.

Бентонитовые глины образовались в результате изменения вулканического пепла андезитового состава. Обогащение кремнеземом песчаников, подстилающих и перекрывающих глины, Г. С. Дзюцендзе (1969) объясняет возможным выносом SiO_2 при монтмориллонитизации пеплов. По всей вероятности, следует допустить, что фосфатизация опоконидных пород могла происходить также вследствие перераспределения фосфора, содержащегося в пепловом материале.

Приведенные примеры показывают, что при постседиментационных изменениях вулканического материала возможен процесс фосфатизации как собственно вулканокластических пород, так и осадочных.

Нижнекарбонные кульмовые формации

Приуроченность фосфатизированных пород и фосфоритов к пепловым прослоям в морских осадочных толщах хорошо видна при анализе литологических особенностей формаций кульма.

На материале скважин, пробуренных в районе Святокшиских гор (Польша), нами изучен разрез отложений нижнего карбона, известных как типичный кульм. Разрез сложен в основном темными кремнистыми сланцами, слабо карбонатизированными породами и прослоями туфов. Кремнистые сланцы сложены халцедоном, хорошо заметны остатки радиолярий. Карбонатизированные прослой содержат до 4—5% $CaCO_3$,

а иногда FeCO_3 . Туфы зеленовато-серого цвета, тонко- и среднезернистые. Мощность прослоев обычно не превышает 5—10 см. Тонкозернистые разновидности туфов сильно изменены, часто бентонитизированы. Более грубые состоят из обломков основных эффузивов. Как правило, над прослоями туфов залегают конкреции фосфорита (фиг. 77). Иногда фосфатизированными оказываются и туфовые прослои, в то время как в породах остальной части разреза содержатся лишь кларковые значения P_2O_5 , составляющие 0,05—0,18%.

Конкреции фосфоритов мелкие, размером 2—5 см, темно-серого, почти черного цвета, рассеяны в кремнисто-глинистых, карбонатизированных породах. В шлифах, изготовленных из конкреций, видна масса тонкораскристаллизованного фосфатного вещества, сложенного, по данным минералогического анализа, франколитом. В некоторых разновидностях наблюдаются колломорфные структуры, образуемые фосфатом (фиг. 78, 79) и четко выделяющиеся на фоне кремнистого материала конкреции. Содержание P_2O_5 составляет 25—30% (табл. 32, стр. 135).

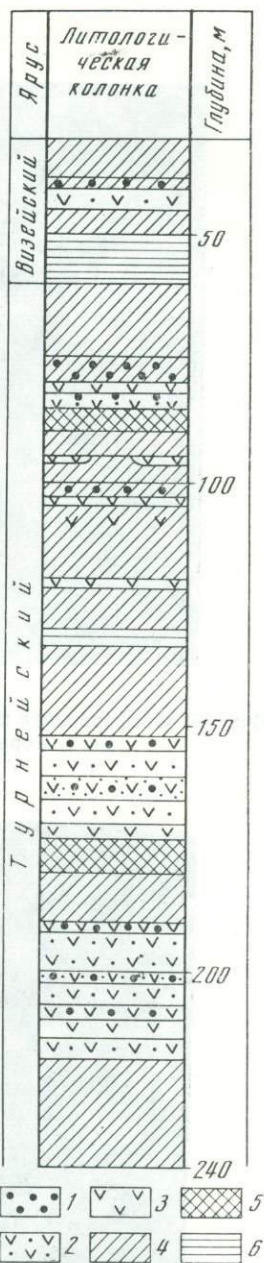
Фосфатизированные прослои пепловых туфов видны на фиг. 80, 81. Порода тонкослойная, фосфатизированные слои мощностью до 5 см чередуются с измененным бентонитизированным туфом. Содержание P_2O_5 в фосфатизированных слоях составляет 5—7%. Фосфат изотропный, с показателем преломления 1,612—1,615 и лишь в отдельных участках слабо раскристаллизован.

Рентгеноструктурный анализ глинистой фракции пепловых прослоев показал присутствие смешанослойной фазы, выраженной в чередовании гидрослюдистых (60—70) и монтмориллонитовых (40—30) пакетов.

Постоянно отмечается каолинит.

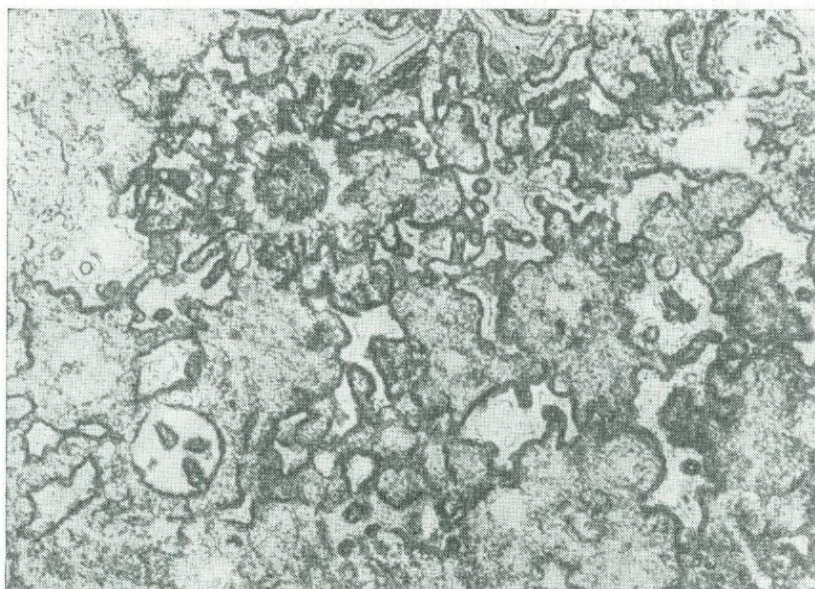
Известно, что основная вулканическая деятельность на границе девона и карбона была сосредоточена южнее, в геосинклинальных бассейнах. В район Святокшских гор поступал лишь пирокластический материал.

Аналогичные фосфоритовые конкреции и фосфатизированные прослои известны в нижнекарбонных отложениях Карагандинского бассейна. Толща большой мощности (2000 м), образовавшаяся в паралическом бассейне, сложена тонкослойными сажистыми алевролитами и аргиллитами, кремнистыми аргиллитами, 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 этой толщи залегают отложения, относящиеся к типичной угленосной континентальной молассе (Шатский, 1955).

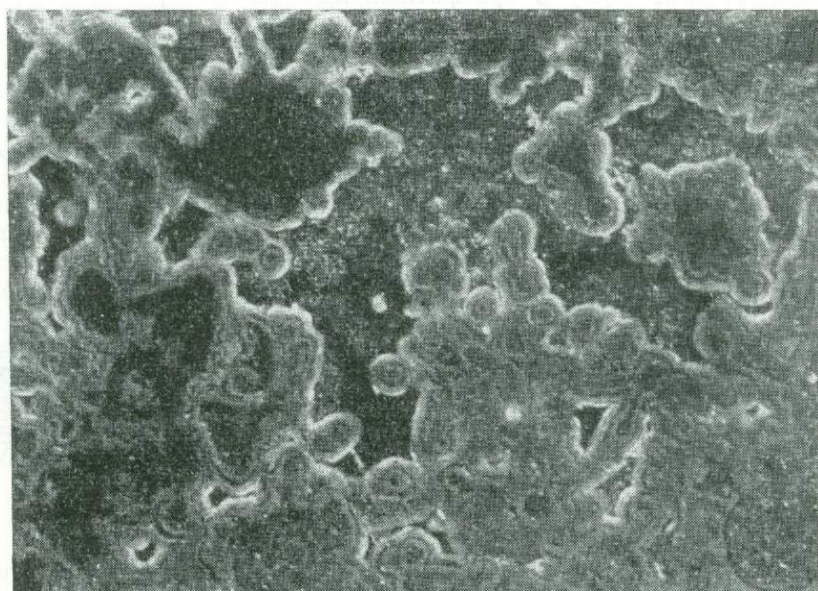


Фиг. 77. Литологическая колонка по скв. 3 района Заремба. Святокшские горы

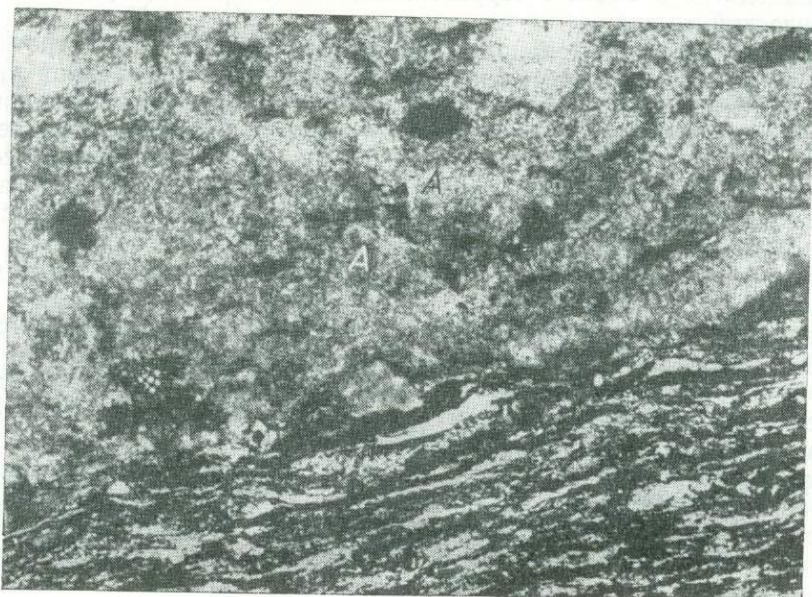
1 — конкреции фосфоритов; 2 — туффиты; 3 — туфы; 4 — кремнисто-глинистые сланцы; 5 — кремнистые сланцы; 6 — аргиллиты



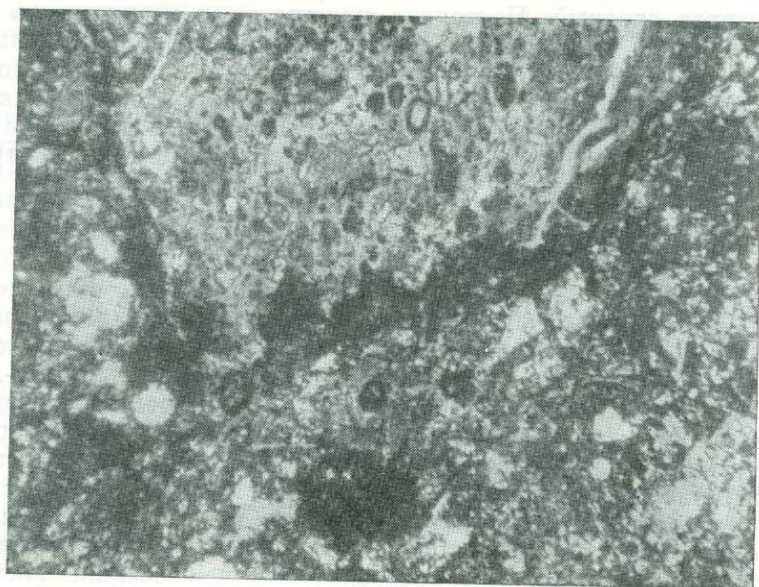
Фиг. 78. Фосфоритовая конкреция. Видны органические остатки. Карбон. Святокшиские горы, Польша. Шлиф, увел. 80, без анализатора



Фиг. 79. Коллоидная структура фосфата в конкреции. Карбон. Святокшиские горы, Польша. Шлиф, увел. 80, без анализатора



Фиг. 80. Фосфатизация в пепловых туфах (А — фосфат). Святокшиские горы, Польша. Увел. 40, без анализатора



Фиг. 81. Глинистый туф (виден обломок вулканического стекла в гидрослюдистой массе). Святокшиские горы, Польша. Шлиф, увел. 150, без анализатора

По данным В. Д. Шутова (1971), пирокластический материал постоянно находится в смеси с терригенным, обогащая все породы нижней, параллической, толщи.

В верхней, континентальной, части разреза спорадически встречаются пепловые прослойки, относительно чистые, лишенные терригенной примеси. По составу пирокластический материал близок к кислым щелочным разностям альбитофиоров. Пепловый материал в нижней, параллической, толще легко диагностируется по характеру изменения вулканического стекла в определенный ряд глинистых минералов. Постоянным акцессорным минералом в породах является апатит, отличающийся специфическим магматическим блеском. Он коричневатобурый, слабо плеохроирует и содержит мельчайшие включения магнетита, приобретая в связи с этим магнитные свойства.

Карагандинский бассейн занимает часть крупного синклинория, который образовался в пределах окраинного вулканического пояса. В северной, периферической, части Алтае-Саянской складчатой области, прилегающей к Карагандинскому бассейну, известны наземные порфиритовые формации (Богданов, Четверикова, 1961).

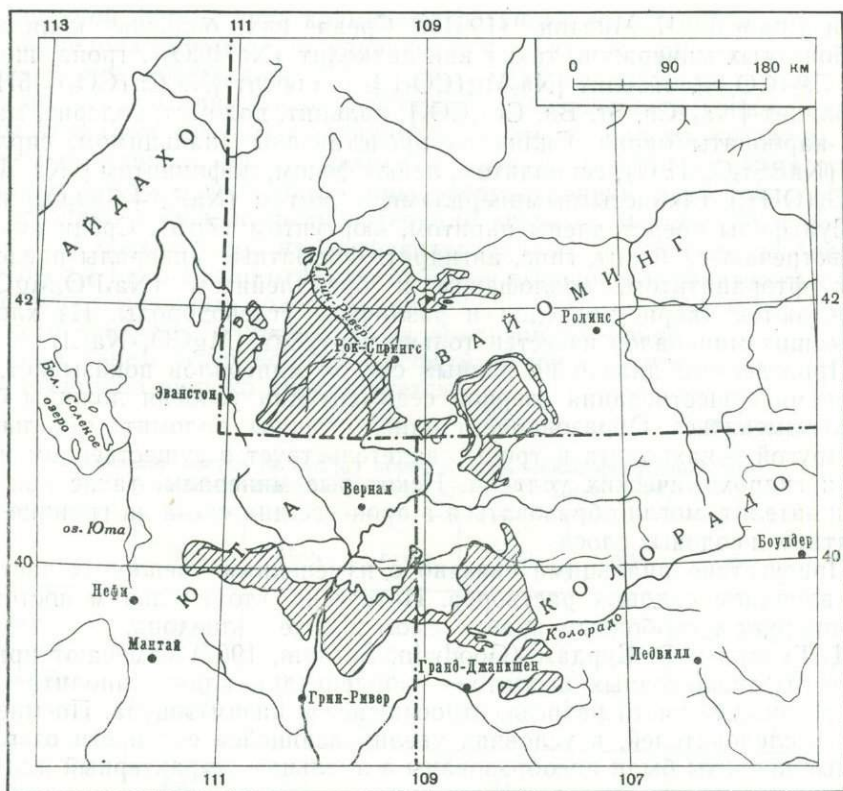
На возможно вулканогенный источник фосфора для фосфоритов в формациях кульма указывал в свое время Н. С. Шатский (1955). Нам представляется, что этим источником мог быть пепловый материал, измененный на стадии диагенеза в условиях морского бассейна с интенсивным накоплением органического вещества.

Несколько ниже мы остановимся на способах переноса фосфора с пирокластическим материалом и путях его миграции в стадию диагенеза.

В целом, рассматривая данный тип фосфатизации морских туфогенных толщ, можно сделать вывод, что парагенез пород в этих толщах в общих чертах сходный. Постоянно присутствуют терригенные, глинистые, кремнистые и иногда карбонатизированные породы, обогащенные органическим веществом и пирокластическим материалом. Скорость седиментации в бассейнах была значительная, и приносимый материал быстро захоронялся. Очаги извержения, как правило, находятся на далеком расстоянии от участков фосфатонакопления в другой структурной зоне.

ОЗЕРНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Интересным примером концентрации фосфора в комплексе пород, обогащенных пепловым материалом, могут служить озерные ураноносо-фосфатные слои эоценового возраста в четырех районах плато Колорадо: Грин-Ривер, Пайн-Монтан, Бивер-Дивойд и Лизайт-Монтан (штаты Вайоминг и Юта, США; фиг. 82). Геологическая история этих районов свидетельствует о длительном периоде существования озерных условий, возникших с конца мезозойского периода. Континентальные замкнутые бассейны образовались на меловых породах, выведенных на поверхность в орогенную стадию развития (Милтон, 1961). На протяжении сотен тысяч лет происходило медленное опускание бассейнов, в которых накапливались разнообразные озерные осадки. Начальные этапы осадконакопления во всех бассейнах были одинаковыми, 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 угленакопление на фоне продолжавшейся терригенной седиментации. Характерной особенностью кайнозойского этапа развития озер являлось участие в осадконакоплении вулканического материала в виде пеплов преимущественно андезитодацитового состава.



Фиг. 82. Карта поверхностных выходов формации Грин-Ривер (заштрихованные участки; Милтон, 1961)

Остановимся несколько подробнее на положении ураноносно-фосфатных зон в разрезах отложений различных бассейнов, используя для этой цели данные Д. Лове (Love, 1964). В районе Грин-Ривер последовательность различных типов отложений, начиная с палеоценовых, следующая. Внизу залегают серые плотные песчаники и глины с тонкими прослойками углей и локальными зонами конгломератов, которые вверх по разрезу сменяются красноцветными песчаниками и глинами с углями и лигнитами. Эта часть разреза относится к палеоцену и низам эоцена, причем ее мощность колеблется от 300 до 1500 м. Выше залегают серые листоватые сланцы, зеленоватые глины и песчаники (40—100 м) с прослоями мергелистых пород и анальцимовых туфов. Среднеэоценовые отложения отличаются большим разнообразием. Зеленовато-серые глинистые сланцы (shale), алевролиты и железистые песчаники, мергели, доломитизированные породы и известняки переслаиваются с анальцимовыми туфами, прослоями монтмориллонитов и слоями пород, сложенных тронной ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{NaHCO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). По данным Ч. Милтон, 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 отнести к измененным прослоям туфов.

К этой части разреза, общей мощностью около 500 м, приурочены многочисленные ураноносно-фосфатные зоны. Кверху исчезают слои, сложенные тронной, 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, при-

веден в работе Ч. Милтон (1961). Среди них большое количество карбонатных минералов, таких как нахколит (NaHCO_3), трона, шортит [$\text{Na}_2\text{Ca}_2(\text{CO}_3)_3$], эйтелит [$\text{Na}_2\text{Mg}(\text{CO}_3)_2$], гейлюсит [$\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$], бурбанкит [$\text{Na}_2(\text{Ca, Sr, Ba, Ce})_4\text{CO}_3$], кальцит, доломит, сидерит, магнетит, карбонаты бария. Силикаты представлены анальцимом, сирлезитом ($\text{NaBSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$), сепиолитом, лейкосфеном, лафлинитом [$(\text{Na}_2\text{Mg})_2 \cdot \text{Si}_3\text{O}_6(\text{OH})_4$], глинистыми минералами, акмитом ($\text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$) и др.

Сульфиды представлены пиритом, вуртуитом (ZnS). Среди сульфатов встречаются барит, гипс, ангидрит. Фосфатные минералы представлены фторапатитом, коллофаном и брайдлейитом ($\text{Na}_3\text{PO}_4\text{MgCO}_3$), встречаются кварц, халцедон и различные углеводороды. Из хлорсодержащих минералов известен только портупит ($\text{MgCO}_3 \cdot \text{NaCl}$).

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 эйтелит, могли образоваться в процессе диагенеза на границе карбонатных и содовых слоев.

Присутствие анальцима связано с изменениями пепловых частичек под влиянием содовых растворов. Интересно, что анальцим постоянно ассоциирует с свободным кремнеземом в виде халцедона.

Д. Гудвин и Р. Сурдам (Goodwin, Surdam, 1967) отмечают присутствие высокощелочных цеолитов — морденита и клиноптинолита в туфах из нижней части разреза, относящейся к низам эоцена. По мнению этих исследователей, в условиях увеличивающейся солености озер щелочные цеолиты были преобразованы в анальцим, характерный для верхней части разреза.

Фосфатизированные зоны, являющиеся одновременно ураноносными, ассоциируют в районе Грин-Ривер с той частью разреза, где имеются пласты, сложенные тронной. Фосфатизированными являются большей частью зеленые алевролитовые сланцы (green siltstone). Содержание фосфора сильно колеблется, составляя в среднем 7,9%. Максимальное количество P_2O_5 равно 19%. В разрезе насчитывается 25 ураноносно-фосфатных зон. Мощность фосфатизированных зон колеблется от нескольких сантиметров до 1—2 м. Породы, разграничивающие фосфатизированные пласты, содержат очень низкие количества урана и фосфора.

В районе Бивер-Дивойд 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 ($\text{H}_2\text{CaK}_2\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{17} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$). 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. Ураноносно-фосфатные зоны многочисленны, но содержание фосфора в них не превышает 5,5%, а в большинстве образцов составляет только 1%.

В районе Лизайт-Монтаг, расположенном на севере центрального Вайоминга, отложения озерного бассейна, существовавшего в интересующий нас отрезок геологического времени, представлены темно-зелеными песчаниками, алевролитами и глинами высокотуфогенными, прослоями анальцимовых туфов, линзами кремнистых сланцев, прослоями углей и карбонатных пород. Пирокластический материал очень тонкозернистый. В нем преобладают кристаллы плагиоклаза, санидин, биотит, роговая обманка, пироксен. Аутигенный кремнезем присутствует в виде

неправильной формы линз кремнистых сланцев, конкреций и линз темного халцедона. Количество ураноносно-фосфатных зон здесь велико. Максимальное содержание P_2O_5 равно 7,25%, в среднем около 6%. Большинство зон приурочено к прослоям, обогащенным тонким пепловым материалом. Обломки вулканических стекол сильно изменены.

Судя по данным, приведенным в работе Д. Лове, в разрезах плато Колорадо фосфатизированные зоны распространены достаточно широко и отвечают определенному интервалу времени. В табл. 33 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, невелико.

Вопрос генезиса ураноносно-фосфатных зон в эоценовых бассейнах плато Колорадо широко дискутируется.

Таблица 33

Химический состав (в вес.%) пород из ураноносно-фосфатных зон эоценовых бассейнов плато Колорадо (Love, 1964)

Зона	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O
Грин-Ривер	26,5	7,0	1,6	1,2	5,7	21,2	2,4
Пайн-Монтан	38,4	6,7	3,2	0,47	1,0	22,4	2,6
Бивер-Дивойд	45,5	13,5	3,2	0,18	2,4	10,9	2,2
Лизайт-Монтан	42,7	9,8	2,2	0,44	1,2	15,6	2,0

Зона	K_2O	H_2O	TiO_2	P_2O_5	MnO	CO_2	$C_{орг}$
Грин-Ривер	1,9	4,0	0,27	7,4	0,08	13,6	—
Пайн-Монтан	0,95	3,9	0,29	13,8	0,26	4,3	0,5
Бивер-Дивойд	4,4	6,2	0,41	6,0	0,16	2,5	0,9
Лизайт-Монтан	4,2	4,3	0,30	4,3	0,14	8,9	0,1

Бросающаяся в глаза связь 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. Изучив имеющиеся данные об особенностях седиментации палеогеновых озерных водоемов США, мы склонны считать источником фосфора вулканические пеплы, поступавшие в озера при извержении вулканов, располагавшихся в эоценовое время в районе Сьерра-Невады и залива Сан-Франциско. Согласно данным Н. Талиаферро (Taliaferro, 1943; Ирдли, 1954), в среднем и позднем эоцене преобладал эксплозивный вулканизм с андезито-дацитовым и риолитовым составом лав.

Фосфатизированные туфогенные озерные отложения встречены и в существенно иной обстановке среди миоплиоценовых озерных толщ Сисианского района Армении.

По данным Л. А. Игнатьевой (1967а), нижние горизонты сисианской свиты (плиоцен) представлены толщей переслаивающихся глинистых диатомитов, мелкозернистых песчаников, туфодиатомитов и туфов. Верхние горизонты сложены преимущественно вулканогенными образованиями: литокластическими и витрокластическими туфами, туфобрекчиями и туфодиатомитами.

Отмечается большая степень постседиментационных преобразований для пород нижних горизонтов по сравнению с верхними. Содержание фосфора в породах сисианской свиты колеблется от 0,1 до 6,5% P_2O_5 , причем повышенные значения приурочены к туфогенным разностям. Витрокластические туфы содержат 1—1,5% P_2O_5 , они в значительной степени глинистые. Интересно, что в составе туфогенных пород фосфор обогащает кремнисто-глинистый цемент, образованный в результате разложения вулканического стекла. По данным Л. А. Игнатьевой и Е. А. Рогожина (1971), в обломочной части туфов P_2O_5 составляет 0,15%, а в участках цемента с новообразованными кристаллами апатита и без них — 0,7%. Авторы делают логичный вывод, что фосфор входит не только в состав апатитов, но и находится в рассеянном состоянии в кремнистом стекловатом цементе.

Синхронные вулканические породы залегают на некотором расстоянии от бассейнов седиментации и представлены андезитовыми лавами с заметно повышенной щелочностью.

Роль постседиментационных процессов в концентрации фосфора

Некоторый материал, свидетельствующий о переносе фосфора в составе пеплов, получен нами при литологических исследованиях, проводимых в различных районах, относящихся в геологическом прошлом к областям активной вулканической деятельности (Бродская, 1968; Бродская, Ильинская, 1968). Распределение фосфора в ювенильных продуктах выбросов вулкана в значительной степени зависит от состава магматического расплава и типа извержений (табл. 34).

Таблица 34

Содержание P_2O_5 (в %) в вулканокластическом материале

Состав лав	Местонахождение и возраст	Туфы	
		витрокластические	литокристаллокластические
Щелочные базальтоиды (натриевый ряд)	Грузия, верхний мел	0,6	0,7
Щелочные базальтоиды (калиевый ряд)	Курилы, верхний мел	0,2	0,5
Андезит-базальты	Сахалин, Курилы, Камчатка, миоцен	0,07	0,3
Кварцевые порфириды	Грузия, верхний мел	0,07	0,08
Риолит-дациты	Болгария, олигоцен	0,1	0,5

При извержении богатых щелочами основных лав фосфор в равной степени обогащает как мелкие витрокластические, так и более крупные литокластические разности шлаковых частиц. Мелкие частицы, нацело сложенные темным пузыристым вулканическим стеклом, содержат в среднем 0,7% P_2O_5 (свита мтавари).

При извержении вулканического материала андезит-базальтового состава витрокластические пеплы содержат не более 0,08% P_2O_5 , в то время как в литокластических и кристаллокластических разностях среднее содержание P_2O_5 равно 0,3%. В условиях активного вулканизма с кислым составом лав (риолиты, кварцевые порфиры) содержание фосфора в вулканокластическом материале не поднимается выше 0,07%. Однако с группой вулканических пород риолит-дацитового состава ассоциируют кристаллокластические туфы, содержащие 0,3—0,5% P_2O_5 .

Сравнительное изучение продуктов извержения вулканов о. Явы, проведенное Д. Ваак (Ваак, 1949), позволило выяснить степень растворимости фосфатов пепловых частиц, выбрасываемых в результате эруптивной деятельности разных вулканов. При извержениях наиболее активного вулкана центральной Явы — Мерапи отмечено сравнительно высокое содержание фосфора в андезитах и пеплах. При растворении пеплов в соляной кислоте растворимый фосфат составлял 67,4% P_2O_5 от общего количества фосфора в пепле, а растворением в лимонной кислоте удаляется 29,7% P_2O_5 (табл. 35).

Таблица 35

Содержание фосфора (в %) в пеплах различных вулканов Явы и степень растворимости фосфатов (по данным Ваак, 1949)

Вулканы	Общее содержание P_2O_5	P_2O_5 , растворимое в HCl	P_2O_5 , растворимое в лимонной кислоте
Смери	0,19	14,0	9,4
Килут	0,11	51,4	38,1
Мерапи	0,33	67,4	23,9

Как следует из таблицы, процент растворенной части фосфатов очень различен и составляет от 14 до 67%. Пеплы вулкана Килут, по данным минералогических исследований, лишены апатита. Однако фосфор извлекается из вулканического стекла в количестве 51,4% P_2O_5 от общего его содержания.

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 легкорастворима, и освобождение фосфора в наземных условиях происходит вслед за осаждением пеплов (Гущенко, 1965). Возможно, различие в растворимости фосфора в пеплах вулканов Явы может быть также объяснено наличием сорбционной пленки на поверхности пеплов.

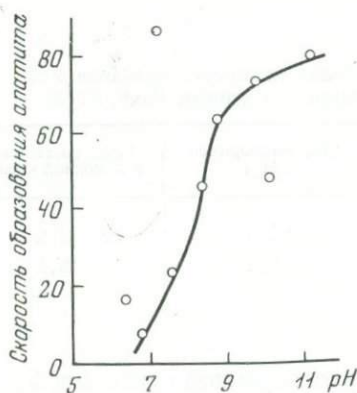
В настоящее время можно считать доказанным перенос некоторого количества фосфора в составе вулканокластического материала в бассейны, где происходит осадконакопление. Количество это незначительно, но большая скорость накопления пеплов, часто несоизмеримая со скоростью накопления терригенных и биогенных компонентов обуславливает образование на площади дна бассейна слоев относительно однородного материала, в химический состав которого входит фосфор, иногда в достаточно легко растворимой форме. Как было показано выше, фосфор присутствует не только в минеральной форме апатита, но и имеется в составе нераскristализованного вулканического стекла и сорбционной пленки на поверхности пепловых частиц.

При условии быстрого захоронения выпавших пеплов, т. е. при относительно высоких скоростях осадконакопления, можно ожидать, что в осадке будет сохранен как легкорастворимый фосфат, находящийся в сорбированном состоянии, так и более устойчивые его формы. Дальнейший процесс миграции фосфора при этих условиях происходит под влиянием постседиментационных процессов.

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; Яговдик, 1955). Более основные соединения фосфора при высоких

значениях рН растворяются лишь в незначительном количестве. Наиболее благоприятным условием растворимости является присутствие карбонатов щелочей или их бикарбонатов. Иными словами, можно допустить, что растворение фосфора и перемещение его в осадке могут происходить как в условиях сильнощелочной, так и в кислой среде иловых растворов.

Растворы, содержащие фосфат, могут перемещаться по пористому пласти. Выпадение фосфатов происходит при изменении величин рН.



Фиг. 83. Скорости образования апатита по количеству Sr^{90} , вынесенного в единицу времени, в зависимости от величины рН (Ames, 1959)

В этой связи известный интерес представляют экспериментальные работы Л. Амеца (Ames, 1959). При медленном пропускании через тонкозернистый кальцит раствора $0,3 \text{ M Na}_3\text{PO}_4$ в щелочной среде происходит замещение кальцита апатитом по реакции $\text{NaOH} + \text{Na}_3\text{PO}_4 + 5\text{CaCO}_3 \rightarrow \text{Ca}_5(\text{PO})_3\text{OH} + 5\text{Na}_2\text{CO}_3$. На скорость образования апатита, как следует из фиг. 83, влияет величина рН. Максимальная скорость замещения, замеренная по количеству перемещаемого Sr^{90} , осуществляется при рН=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. Амеца показали, что образование апатита замещением иона CO_3 возможно в природных обстановках, если известняки в осадке находятся в равновесии с водной массой, близкой к насыщению кальцием. Концентрация иона PO_4^{--2} может быть либо равна $0,1 \text{ pp}$, либо выше.

Подобным условиям соответствует обстановка седиментации, существовавшая в озерах плато Колорадо. В районе Грин-Ривер, где образовались содовые минералы, растворение фосфора, приносимого с пепловым материалом, происходило в осадке под влиянием сильнощелочных иловых растворов. Наличие в разрезе, помимо содовых минералов, известняков и доломитов свидетельствует о периодических изменениях физико-химической обстановки осадка, способствующей перераспределению фосфора и концентрации его в определенных зонах.

В других описанных выше озерных водоемах Америки в районе Бивер-Дивойд и Лизайт-Монтан освобождение фосфора из пепловых частиц могло происходить в иле при очень низких значениях рН в обстановке угленакопления. Последующая концентрация фосфора происходила также в стадии раннего диагенеза в осадке в связи с изменением физико-химических констант или замещением карбонатного иона. Фосфатизированные зоны приурочены к тем частям разреза, где наблюдается переслаивание угольных пластов, туфов, зеленовато-серых кремнистых песчаников и карбонатных прослоев. При формировании отложений некоторых кульмовых формаций интенсивные диагенетические процессы происходили в осадках, обогащенных органическим веществом, при ус-

ловии быстрого накопления осадочного материала. Постоянная приуроченность фосфоритовых конкреций к пепловым прослоям (Шатский, 1955), часто измененным, скорее всего свидетельствует о выносе фосфора в результате разложения приокластики и последующего участия его в диагенетических процессах. Разложение органического вещества способствовало выделению больших масс CO_2 , под влиянием которого образовывались кислые иловые растворы и происходило перемещение фосфора по пласту. Последующая дегазация осадка в связи с устремлением углекислого газа из более плотных разностей пород в пористые приводила к изменению химических условий среды и выпадению фосфатов из иловых вод.

Судя по колломорфным структурам некоторых конкреций (см. фиг. 79), фосфор, возможно, находится в иловых водах и в коллоидном состоянии.

В некоторых случаях дефосфатизация пеплов в морских отложениях могла происходить при повышенных значениях рН, чему способствовал щелочной состав пирокластического материала.

ЭНДОГЕННЫЙ ИСТОЧНИК ФОСФОРА И ЕГО РОЛЬ В ОБРАЗОВАНИИ ФОСФОРИТОВ

Во введении было отмечено, что миграция фосфора при интрузивном магматическом процессе, т. е. в «закрытой» системе, достаточно хорошо изучена, в то время как для эффузивного процесса этот вопрос почти не освещен. Между тем, признавая возможным поступление эндогенного фосфора в морские водоемы и участие его в процессах осадконакопления, мы должны располагать необходимыми данными об особенностях геохимической миграции этого элемента в магматическом цикле при формировании как интрузивных, так и эффузивных пород.

Одним из методов решения этой задачи на данном этапе исследований является сравнительный анализ фактического материала, полученного при изучении особенностей концентрации фосфора в эффузивных породах при различных типах вулканического процесса, и установление закономерностей миграции фосфора в «закрытой» магматической системе.

Предварительно суммируем некоторые сведения о фосфоре как химическом элементе, так как именно химические и физические свойства элементов определяют их пути миграции на Земле.

Как известно, все химические свойства элементов обусловлены строением электронных оболочек. Атом фосфора по строению ядра близок к атомам V группы таблицы Менделеева. Во внешнем слое фосфор имеет пять валентных электронов, распределенных на двух орбитах. Наиболее характерная степень окисления фосфора +5.

Радиус иона фосфора, вычисленный на основании рентгеноструктурных измерений, согласно таблице В. М. Гольдшмидта, равен 0,35 (Сауков, 1951).

Фосфор легко окисляется, соединяясь с кислородом, серой, галогенами, металлами. В природе известен в виде комплексного кислородного иона.

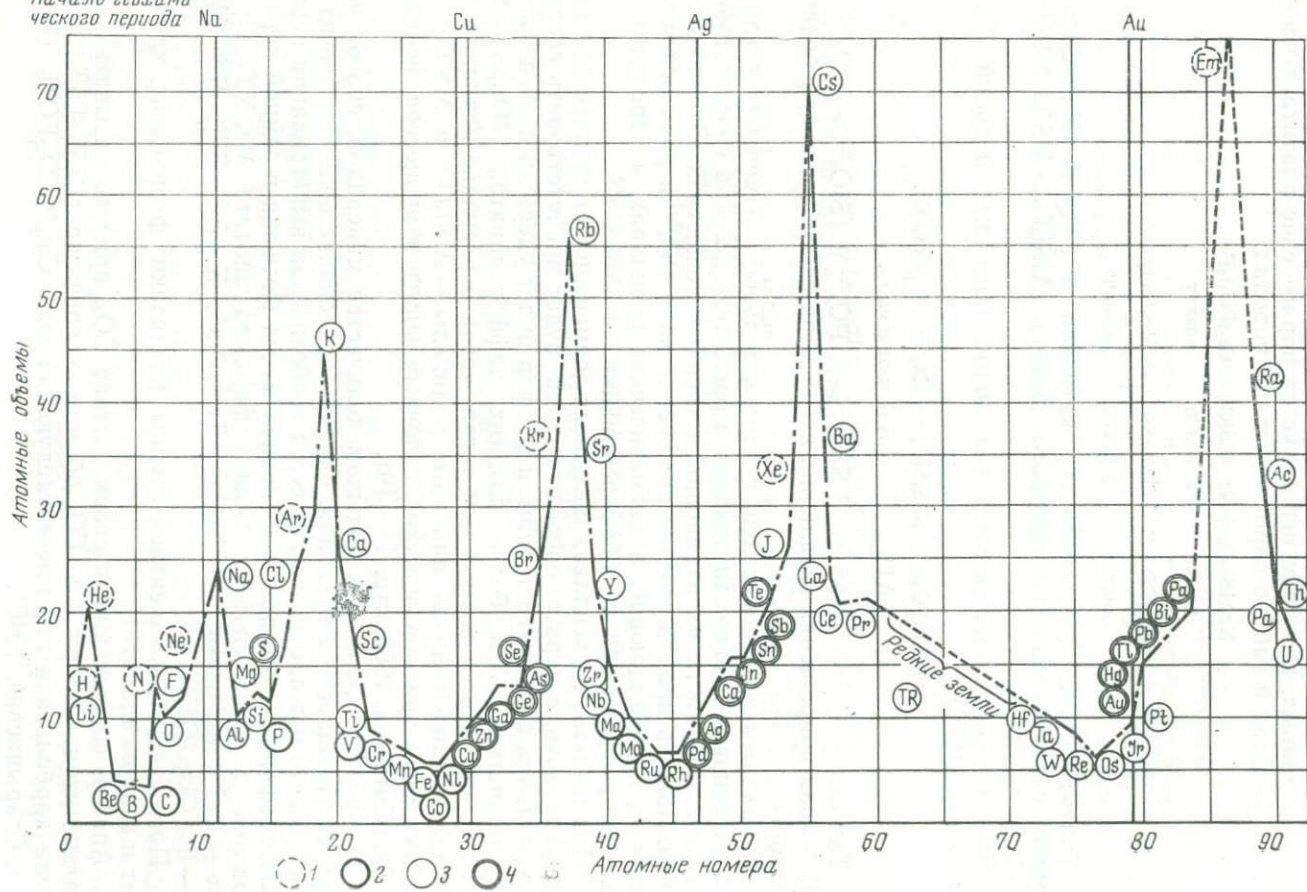
Среди множества комплексных анионов фосфор PO_4^{3-} принадлежит к труднодеформированному тетраэдрическому типу. Взаимозамещение комплексных ионов особенно ярко выражено у симметрично построенных, к которым и относится фосфор.

Валентность фосфорного комплексного иона равна —3, радиус 3.

Согласно геохимической классификации элементов, предложенной А. Н. Заварицким, фосфор входит в три группы элементов магматических эманаций вместе с В, F, Cl, S и др.

В природных процессах фосфор ведет себя как литофильный элемент наряду с Si, K, Na, Mg и другими элементами, что видно из таблицы, составленной В. М. Гольдшмидтом (фиг. 84). В системе силикат — металл у фосфора проявляются сидерофильные свойства, обуславливающие его тесную парагенетическую связь с Fe, Ti, V. Комплексные анионы, которые дают в расплаве эти элементы, близки по физико-химическим свойствам к аниону PO_4^{3-} .

Начало геозимического периода Na



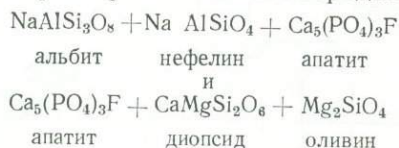
Фиг. 84. Кривая атомных объемов элементов (по В. М. Гольдшмидту)
 1 — атмосферные; 2 — сидерофильные; 3 — литофильные; 4 — халькофильные элементы

Степень кислотности фосфатного аниона во многом определяет его поведение как в магматическом расплаве, так и при широкой миграции в литосфере.

Определение степени кислотности основывается, как известно, на сочетании анионов с катионами разной степени основности (сильные кислоты сочетаются с сильными основаниями, а слабые — со слабыми основаниями).

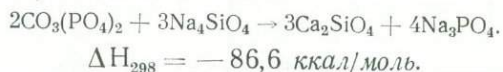
Степень основности катионов определяется отношением их валентности к ионному радиусу. Ряд катионов по убывающей основности имеет вид: Ca, Rb, K, Na, Li, Ba, Br, Sr, Ca, Mg, Fe (Щербина, 1966).

Положение аниона PO_4^{3-} в общем ряду комплексных кислородных анионов устанавливается В. В. Щербиной на основе анализа минералогических данных, при этом используется парагенезис апатита в нефелиновых сиенитах и габбро-пироксенитовых породах:



Учитывая убывание основности катионов в ряду $K > Na > Ca > Mg$, можно указать место фосфатного аниона: $AlSi_3O_8 > AlSiO_4 > PO_4^{3-} > Si_3O_6^{4-} > SiO_4^{4-}$.

Это положение подтверждается ходом обменных реакций (Груза, Мызников, 1970):



Так как $\int Ca^{2+} > \int Na^+$, то $\int SiO_4^{4-} > \int PO_4^{3-}$ и $\int SiO_3^{2-} > \int PO_4^{3-}$, где ΔH — знак приращения энтальпии, а \int — мера способности присоединять катионы.

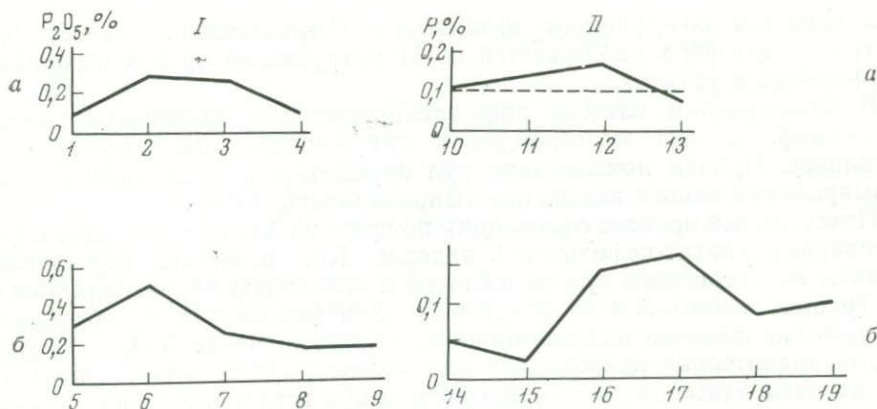
По данным исследователей, последовательность изменения кислотности катионов и основности анионов в расплавах должна соответствовать последовательности их изменения в твердых веществах. Это позволяет предположить промежуточное положение иона PO_4^{3-} в ряду основности анионов, преобладающих в магматических расплавах, и определить поведение фосфора при их дифференциации.

При избытке в расплавах щелочных элементов (по сравнению с кальцием) щелочь, в первую очередь натрий, будет препятствовать соединению кальция с фосфат-анионом, и фосфор будет удерживаться в расплаве, накапливаясь в более поздних дифференциатах. «Образование апатита становится возможным тогда, когда в расплаве начинают преобладать более сильные анионные радикалы — $AlSi_3O_8^-$ и $AlSiO_4^-$, что наблюдается при образовании щелочных пород и процессов фенитизации» (Смирнов, 1968, стр. 18—19).

Фосфор содержится в большом количестве минералов, список которых насчитывает 150 названий, однако образование большинства из них имеет место в осадочном процессе и особенно при выветривании первичных фосфорных минералов. Основная масса фосфора в земной коре находится в виде апатита. Общая формула апатита $Me_{11}X_6O_{24}Y_2$; где Me — Ca^{2+} , Mn^{2+} , Mn^{3+} , Sr^{2+} , Ba^{2+} , Tr^{3+} , Na^+ ; X — P^{5+} , Si^{4+} , S^{6+} , Mn^{7+} ; Y — F^- , Cl^- , $(OH)^-$, O^{2-} .

По составу одновалентной группы различают фторапатит, хлорапатит и гидроксилапатит.

Апатит, содержащий в своем составе CO_2 , принято называть карбонатапатитом. Содержание CO_2 обычно не превышает 3,5—4,5%, и формула карбонатапатита имеет следующий вид: $Ca_{10}P_5CO_{23}FOH_3$ (Борнеман-Старынкевич, 1940).



Фиг. 85. Вариационные диаграммы изменения содержания P_2O_5 и P в различных типах пород (по данным средних химических анализов) (Аникеева, 1964)

I — по Г. В. Тиррелю, II — по А. П. Виноградову; а — интрузивные породы, б — эффузивные породы; 1 — перидотиты; 2 — габбро; 3 — диориты; 4 — граниты; 5 — ультраосновные оливиновые базальты (океаниты); 6 — базальты; 7 — андезиты; 8 — дациты; 9 — риолиты; 10 — ультраосновные породы (дуниты, перидотиты, пироксениты); 11 — основные породы (габбро-нориты, диабазы); 12 — средние породы (диориты, андезиты); 13 — кислые породы (граниты, риолиты); 14 — каменные метеориты (хондролиты); 15 — ультраосновные породы (дуниты и др.); 16 — основные породы (базальты, габбро и др.); 17 — средние породы (диориты, андезиты); 18 — кислые породы (граниты, гранодиориты); 19 — две части кислых пород + одна часть основных пород; пунктир — кларк в земной коре

В земной коре средний весовой кларк фосфора составляет 0,12% (по Кларку), для литосферы — 0,08 (Виноградов, 1962).

В различных типах магматических пород фосфор распределяется неравномерно, что хорошо видно на диаграммах (фиг. 85), заимствованных из работы Н. Ф. Аникеевой (1964).

Для интрузивных пород максимальные средние содержания фосфора встречаются в основных породах: габбро и диабазах, минимальные значения свойственны ультраосновным и кислым породам.

В эффузивных породах фосфором обогащены базальты — до 0,5%. Ультраосновные и кислые разновидности содержат меньше 0,1% P_2O_5 .

Миграция фосфора в интрузивном процессе

Рассмотрим апатитоносность интрузивных комплексов пород. Имеющийся в нашем распоряжении материал следует расположить в соответствии с отдельными группами пород, выделив апатитоносные щелочные, ультраосновные, основные, средние и кислые комплексы.

Нефелиновые щелочные породы натрового ряда

Богатейшие месторождения апатитов на Кольском полуострове известны в массивах, сложенных нефелиновыми сиенитами.

Среднее содержание фосфора в Ловозерском и Хибинском массивах составляет 0,2% P_2O_5 (Власов и др., 1959; Герасимовский, Тузова, 1963). Распределение фосфора в массивах неравномерно. В Ловозерском массиве при переходе от пород первой интрузивной фазы к породам второй и третьей фаз соответственно уменьшается содержание P_2O_5 до 0,37; 0,22; 0,09%, т. е. к концу магматического процесса в расплаве, из которого формировались породы Ловозерского массива, содержание фосфора значительно уменьшается. Одновременно изменяется и средний состав пород, что находит выражение в петрохимических параметрах: уменьшается дефицит кремнезема — Q убывает с 69,1 до 19,9; снижается роль щелочей — параметр а уменьшается с 35,1 до 21,3; возрастает параметр c' ;

увеличивается коэффициент агпаитности (Герасимовский, 1968). Концентрация фосфора наблюдается во II интрузивной зоне в ассоциации с нефелином в уртитях.

В многофазном сложно дифференцированном Хибинском массиве апатит-нефелиновые месторождения приурочены к ийолит-уртитовому комплексу. Причем локализация руд определяется разломами периода формирования одного комплекса (Вировлянский, 1968).

Интенсивный процесс сфенизации по времени близко совпадает с формированием апатит-нефелиновой залежи. Как известно, нефелиновые сиениты по отношению суммы щелочей к алюминию подразделяются на две группы: агпаитовые и миаскитовые. Агпаитовые породы образуются при избытке щелочей над алюминием, в них отношение SiO_2 к $\text{Al}_2\text{O}_3 > 6$, натрий значительно преобладает над калием, трехвалентное железо — над двухвалентным, в них высока роль фтора и хлора. Кальция меньше, чем в миаскитовых породах. Апатит не характерен для агпаитовых пород и может в них отсутствовать, а взамен появляется титан-силикат натрия, содержащий фосфор (ломаносовит). В миаскитовых нефелиновых сиенитах фосфор присутствует в форме апатита при наличии других минералов кальция, в том числе сфена, кальцита и др.

Главная масса апатитовых месторождений Хибин по своему генезису относится к магматическим, причем концентрация апатита происходила на сравнительно ранних этапах магматической деятельности. Постмагматический (метасоматический) процесс способствовал возникновению лишь незначительных залежей апатита, и процессы метасоматоза имеют подчиненное значение. Представляется, что в результате проявлений магматической дифференциации существовал остаточный уртитовый расплав, исключительно обогащенный фосфором (Воробьева, Петров, 1968; Герасимовский, 1968).

Магма, по всей вероятности, была в значительной степени обогащена летучими компонентами, что обусловило сравнительно низкую температуру кристаллизации и большую подвижность расплава.

Изучение апатитоносности большого числа щелочных массивов, расположенных в различных частях Советского Союза, пока не привело к находкам крупных промышленных месторождений, подобных Хибинским. Большинство исследуемых щелочных массивов (Енисейский кряж, Кузнецкий Алатау, Минусинский прогиб, Северное Прибайкалье, Приморье, Вишневые горы на Урале и др.) оказалось пока малоперспективным. Это объясняется слабой дифференциацией перечисленных щелочных массивов. Нефелиновые сиениты этих массивов хотя и содержат постоянно акцессорный апатит, но сколько-нибудь заметной концентрации фосфора не происходит. Некоторое обогащение фосфором имеется в продуктах постмагматической деятельности. Так, в щелочном массиве на п-ове Таймыр в зонах дробления и метасоматического изменения роговообманковых сиенитов имеются рудные тела, содержание апатитов в которых достигает 30—40% (Воробьев, Шануренко, 1968), в то время как в неизменных породах содержится 0,5—0,7% апатита, что соответствует 0,2—0,32% P_2O_5 .

Обособления апатита наблюдаются в щелочном массиве Вишневых гор. Они приурочены к зонам магматической фенизации и к продуктам постмагматической карбонатизации. Иначе говоря, концентрация фосфора обусловлена метасоматическими процессами.

Интрузивные щелочные массивы — миаскиты, биотитовые сиениты — характеризуются незначительным содержанием апатита, в среднем равным 0,08% P_2O_5 (Герасимовский, Тузова, 1963).

Щелочные интрузивные массивы калиевого ряда

К этому типу относится Сыннырский массив предположительно девонского возраста, расположенный в Северо-Байкальской провинции в зоне глубинных разломов. Строение массива зонально-кольцевое, напоминающее Хибинский массив. Процессы дифференциации пород выражены достаточно сильно. По составу они относятся к калиевому ряду щелочных пород, к лейцит-сиенитовой интрузивной формации (Жидков, 1968).

Апатитовое оруденение Сыннырского массива находится в зонах развития нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов. Относительно генезиса оруденения существует ряд точек зрения, но большинство исследователей не без основания считают, что большая роль в концентрации фосфора принадлежит процессам метасоматоза. Процессы эти разбиваются на две группы: контактное взаимодействие щелочных пород с вмещающими и наложенные послемагматические изменения (Жидков, 1968; Архангельская, 1968).

Менее убедительно доказывается возможность образования апатитовых пород в результате первичного расслоения расплава (Зак и др., 1968).

Средние содержания фосфора в лейкократовых биотитовых нефелиновых сиенитах, в псевдолейцит-нефелиновых сиенитах и сынныритах составляют 0,20—0,24% P_2O_5 (Тихоненкова и др., 1968). На этом фоне выделяются повышенные процентные содержания P_2O_5 в эндоконтактных фациях, в фенитах и высокотемпературных послемагматических образованиях (переработанных фенитах). В последних (меланократовые пироксен-биотит-apatитовые породы и лейкократовые апатитовые породы) содержание P_2O_5 достигает 30%.

Таблица 36

Среднее содержание (в %) фосфора и щелочей в породах Сыннырского массива
(по данным В. И. Герасимовского, 1968)

Породы	P_2O_5	Na_2O	K_2O	K/Na
Граниты и граносиениты	0,24	4,83	5,14	1,19
Щелочные сиениты и пуласкиты	0,24	5,72	7,27	1,41
Нефелиновые сиениты-сынныриты	0,14	3,32	13,08	4,41

Большой интерес представляют данные о содержании фосфора и щелочей в породах Сыннырского массива, опубликованные В. И. Герасимовским, А. И. Поляковым и др. Авторы наглядно показывают тесную зависимость повышенных значений фосфора от содержания натрия, что хорошо согласовывается с общими положениями геохимической миграции фосфора. Только породы с небольшими значениями отношения K/Na содержат повышенное количество P_2O_5 (Герасимовский и др., 1968). Приводим в сокращенном виде таблицу из цитируемой работы (табл. 36).

Сложные интрузии ультраосновных и щелочных пород, сопровождаемых карбонатитами

Проблема карбонатитов в последнее время становится все более актуальной в связи с поисками апатитов и редкоземельных минералов. Общепринятое мнение о происхождении карбонатитов до сих пор отсутствует. Большинство зарубежных исследователей склонны считать эти породы дифференциатами щелочно-ультраосновной магмы. В советской литературе господствует представление о значительной роли метасома-

тических процессов в образовании карбонатитов. Магматические комплексы, содержащие апатитоносные ультраосновные щелочные породы с карбонатитами, известны на территории Советского Союза в районе Хибин (массив Ковдор), в Восточном Саяне, на Алдане (массивы Арбарастах, Кондерский), на севере Сибирской платформы (маймеча-котунский магматический комплекс), в Приморье (Кокшаровский массив).

Перечисленные магматические комплексы по возрасту относятся к палеозойским и раннемезозойским образованиям.

Апатитовая минерализация, по представлениям ряда исследователей (Глаголев, 1968; Глаголев, Эпштейн, 1968), приурочена к двум группам эндогенных пород: силикатным и алюмосиликатным метасоматитам и к породам карбонатитового комплекса. Большинство апатитоносных метасоматических пород относится к магматической стадии развития массивов, значительно реже они образовывались в постмагматическую стадию. Растворы повышенной щелочности воздействуют на ультрабазиты, иногда полностью замещая их.

Возникают флогопитовые породы со значительным содержанием апатита. Собственно магматических месторождений апатита в этих комплексах пород неизвестно. В ультрабазитах и щелочных нефелиновых породах апатит содержится как акцессорный минерал, и количество его редко достигает 1%. Однако метасоматически измененные пироксен-флогопитовые, пироксен-флогопит-роговообманковые породы могут содержать значительные скопления апатита, часто вместе с магнетитом.

На Кольском полуострове в крупном Ковдорском массиве ультраосновных щелочных пород каледонского возраста первичные магматические породы почти не сохранились или во всяком случае объем их очень невелик. По оливинитам, пироксенитам и ийолит-мельтейгитам развивались породы флогопитового комплекса, к которым приурочено апатит-магнетитовое месторождение. Апатит среди магнетитовых руд слагает осевые части жил зоны или образует гнездообразные скопления (Римская-Корсакова, 1968). Карбонатиты Ковдорского массива, как и ряда других подобных массивов, возникают и в более поздние этапы гидротермально-метасоматических процессов. Содержание апатита в карбонатитах массивов достигает 8—10%, распределение его неравномерное, но больших концентраций не образуется.

Подобного типа апатит-магнетитовые руды имеют место в массиве Арбарастах, расположенном в краевой юго-восточной части Сибирской платформы. Возраст массива позднесибирийский. Внешняя зона массива сложена алюмосиликатными породами (альбитизированными и нефелинизированными пироксеновыми породами и фенитами). Внутренняя зона массива состоит из пироксен-слюдистых пород с небольшими телами щелочных, близких по составу к сиенитам и ийолит-мельтейгитам. Карбонатиты залегают среди пироксен-слюдистых и щелочных пород в виде кольцевых тел и жил. Как акцессорный минерал апатит встречается во всех породах, но наибольшее его количество приурочено к пироксен-флогопитовым и пироксен-флогопит-роговообманковым породам, где содержание апатита иногда достигает 50%. В центральной части массива сосредоточены крупные тела, сложенные апатит-магнетитовыми породами.

Карбонатиты являются более поздними послемагматическими образованиями комплекса, следующими за апатит-магнетитовыми породами.

Алюмосиликатные метасоматиты, по данным А. А. Глаголева (1968), образовывались под воздействием растворов, выходящих из ийолитовой или сиенитовой магмы. Эти растворы преобразовывали ультраосновные породы (дуниты, перидотиты?) с привнесом Al и щелочей и выносом CaO и MgO.

Внешнее кольцо нефелин-сиенитового состава образовалось при воздействии растворов на гнейсы, вмещающие интрузию. Апатитизация и

карбонатизация проявились в результате воздействия постмагматических растворов, приносящих CaO , P_2O_5 и CO_2 .

В Восточном Саяне в интрузивных массивах ультраосновных и щелочных пород, образование которых относится к среднему палеозою, апатитовая минерализация приурочена к карбонатитам.

Предполагается (Фролов, 1968), что первоначально массивы были сложены пироксенитами, которые последующими процессами нефелинизации были превращены в породы мельтейгит-ийолитового состава. Карбонатиты слагают в массивах центральное штокообразное тело. По составу слагающих их карбонатных минералов выделяются кальцитовые и анкеритовые разновидности.

Апатит концентрируется главным образом в кальцитовых карбонатитах, где совместно с магнетитом образует линзообразные участки или отдельные цепочки и полосы.

В более ранних метасоматически измененных породах массивов содержание P_2O_5 достигает 0,5%, но значительных концентраций фосфора не образуется.

Остановимся еще на одном типе фосфорной минерализации, связанной с интрузивными ультраосновными щелочными породами.

Маймеча-котунский магматический комплекс расположен на севере Сибирской платформы. Возраст его образования датируется пермо-триасом. Интрузивные массивы здесь приурочены к местам пересечения глубинных разломов меридионального и широтного плана. Наиболее крупным из массивов является Гулинский плутон. Массивы сложены различными интрузивными и метасоматическими породами, среди которых выделяются: 1) оливиниты и перидотиты (наиболее древние породы); 2) мелинитовые породы (турьяниты); 3) меланократовые щелочные породы (мельтейгиты, оливиновые меланефелиниты и др.); 4) ийолиты; 5) нефелиновые и щелочные сиениты; 6) карбонатиты и апатитовые породы. Представление о содержании апатита в перечисленных группах пород, исключая карбонатиты, дает табл. 37.

Таблица 37

Содержание P_2O_5 (в %) в ультраосновных и щелочных породах Маймеча-Котунского района (Егоров, 1968)

Породы	Содержание P_2O_5		Число анализов
	пределы	среднее	
Оливиниты	0—0,32	0,1	8
Мелинитовые породы	0—1,38	0,1	32
Меланократовые щелочные породы:			
якупирангиты	0—0,57	0,23	6
мельтейгиты	0,17—1,10	0,41	5
малиниты	0,53—0,65	0,62	2
Оливиновые меланефелиниты	0,17—0,72	0,36	8
Ийолиты	0,01—4,54	1,39	9
Щелочные сиениты	0,01—0,59	0,15	5

Наибольшее содержание фосфора приурочено к меланократовым щелочным породам и к ийолитам. Правда, в последних слишком велик предел колебаний, свидетельствующий об очень неравномерном распределении P_2O_5 в породе. Как и в описанном выше интрузивном комплексе массива Ковдор, концентрация апатита происходит в метасоматических флогопитоносных породах, где встречаются гнезда и жилообразные тела протяженностью до нескольких десятков метров. Однако наиболее пер-

спективна в отношении апатитоносности карбонатитовая серия пород комплекса.

Карбонатиты приурочены почти к центру массива. Апатит в карбонатитах «наложен» на карбонаты. Агрегаты зерен апатита концентрируются вдоль плоскостей сланцеватости, иногда нарастают на пластинки кальцита. Содержание P_2O_5 составляет 1—1,5% (Егоров, 1968).

С карбонатитами генетически связаны магнетит-apatитовые породы и карбонат-apatитовые брекчии. Среднее содержание фосфора в магнетит-apatитовых породах (интрузия Ессей) составляет 14%, максимальное — 26,2% P_2O_5 .

Карбонат-apatитовые брекчии, известные во многих пунктах района, представляют большой интерес. В крупной Гулинской интрузии несколько тел карбонат-apatитовых брекчий прорывает кальцитовые карбонатиты. Контакты с вмещающими породами резкие. Обломочная часть брекчий представлена различными породами, слагающими интрузивный массив, включая карбонатиты. Связующей массой является карбонат-apatит в виде криптокристаллической или совсем изотропной массы, определяемой как коллофан. По содержанию P_2O_5 брекчии близки к апатит-магнетитовым рудам. В образовании этих брекчий большая роль отводится взрывным явлениям.

В отличие от описанных выше представлений о роли метасоматических процессов в образовании карбонатитов и апатитов Л. С. Егоров придерживается магматической концепции. По представлениям этого автора, несиликатные щелочноземельные породы щелочно-ультраосновных массивов являются продуктами интрузивно-магматического процесса. Апатитовые породы рассматриваются как остаточные глубинные дифференциаты карбонатитовой магмы (Егоров, 1964).

Карбонатитовые комплексы, изученные на территории Советского Союза, связаны главным образом с глубинными интрузиями щелочных и ультраосновных пород.

Карбонатиты, образование которых происходило в близповерхностных условиях, известны в результате исследований, проводимых на Африканском континенте и отчасти на юге ФРГ.

Разнообразие в строении и составе щелочных комплексов с карбонатитами, прослеженных на территории Африки, несомненно очень велико. Наравне с интрузивными породами, образующими плутоны, силлы и дайки, присутствуют и эффузивные образования. К югу от района Уганды по мере возрастания в этом направлении эрозионного среза можно наблюдать различные части вулканических аппаратов. На севере обнаруживаются остатки конусов, а в южных районах — корневые зоны вулканов.

Примером магматического комплекса пород, характерного для вулканического конуса, служат эффузивные породы действующего вулкана Олдойньо-Ленгаи в северной части Танзании. Судя по описанию, сделанному Дж. Б. Даусон (1969), для зоны вулкана установлен стратиграфический разрез (сверху вниз): 1) современные натровые карбонатитовые лавы Северного кратера; 2) карбонатные пеплы действующего кратера; 3) экструзии меланефелинитовые; 4) черные нефелинитовые туфы и агломераты; 5) пирокласты паразитических конусов и кольцевые выходы туфов; 6) ийолитовые туфы и агломераты с прослоями лав.

Основную массу вулкана составляют пирокластические образования, относящиеся к ийолитовым туфам и агломератам.

В мелкозернистых туфах кристаллы нефелина и пироксена погружены в основную массу, сложенную карбонатом, цеолитами и лимонитом. В агломератах наблюдаются блоки нефелинитов, фонолитов, уртитов, ийолитов, мельтейгитов, биотитовых пироксенитов и фенитов. В качестве аксессуарных минералов присутствуют апатит, сфен, титанистый магнетит, иногда биотит.

На внутренних склонах действующего кратера и по его краю обнаружены натровые пеплы. Они сложены карбонатами с редкими лапиллями нефелинитов и кристаллами пироксена и нефелина.

Силикатные лавы вулкана представлены нефелинитами и феолитами и более молодыми меланефелинитами.

На фиг. 86 представлена диаграмма, отражающая поведение окислов в зависимости от содержания в лавах кремнезема. Максимальные значения P_2O_5 , равные 2,82%, сосредоточены в меланефелинитах; в феолитах и нефелиновых феолитах присутствует 0,08—0,23% P_2O_5 .

Натровые карбонатные лавы представлены как очень подвижными, так и вязкими глыбовыми потоками. Химический состав этих лав приведен в табл. 38.

Необычность химического состава карбонатных лав выражается в почти полном отсутствии кремнезема и глинозема и в высоком содержании щелочей и летучих. Основная масса лав сложена гидратированным карбонатом натрия.

Известные карбонатитовые комплексы Малави в Африке на границе южной Малави и Мозамбика эродированы до уровня, отвечающего основанию вулканического комплекса. Один из наиболее крупных карбонатитовых центров — остров Чилва. Строение комплекса сложное, многофазовое. По вертикальной оси располагаются четыре центра извержения, и формирование карбонатитов развивалось каждый раз в зоне нарушения, расположенного выше их предыдущей позиции (Гарсон, 1969). Процесс этот был длительный и продолжался от докембрия до мела.

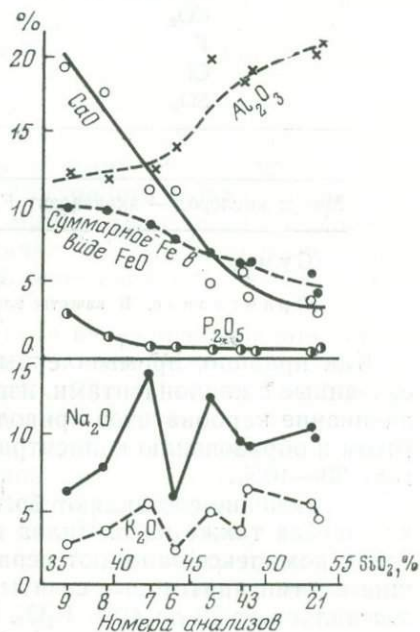
Вокруг ядра карбонатитов кольцевая структура подчеркивается каймой полевошпатовой брекчии. Первым комплексом по направлению к центру является севитовый¹ пояс. По минеральному составу севиты делятся на четыре группы: пироксен-слюдистые со значительным количеством аксессуарного апатита и магнетита, мономинеральные севиты с небольшим количеством апатита и магнетита, севиты с сидеритом (небольшое количество апатита) и апатитовые севиты. В последних апатит образует линзы, располагающиеся в виде параллельных полос.

Центральное ядро карбонатитового комплекса сложено сидеритовыми карбонатитами. В этих породах имеют место марганцево-железистые выделения.

В пределах внешнего кольцевого пояса севитов располагаются пироксеносодержащие карбонатиты. В состав их входят пироксен (NaCaNb₂O₆F), апатит, амфибол и тонкозернистый анкерит. Судя по соотношениям пород, пироксеносодержащие карбонатиты внедрялись в севиты, локально расплавляя их.

Нефелиновые сиениты и ийолиты, как и разнообразные породы типа нефелинитов, оливиновых нефелинитов, феолитов, камptonитов и других, образуют дайкообразные интрузии и радиальные дайки.

¹ Термин «севит» широко применяется в зарубежной литературе и относится к кальциевым карбонатитам.



Фиг. 86. Диаграмма изменения содержания окислов в силикатных лавах вулкана Олдоиньо-Ленгаи в зависимости от содержания кремния кремнезема (Даусон, 1969)

Карбонатизированные породы (карбонатно-силикатные), первично относящиеся, очевидно, к фойяитам, нефелинитам и другим, образуют ореолы вокруг интрузий и даек силикатных пород.

М. С. Гарсон подчеркивает, что ряд разновидностей карбонатитов, присутствующих на уровне, соответствующем основанию вулканического комплекса, внедрялся в следующей последовательности: севиты, анкеритовые карбонатиты, сидеритовые карбонатиты. Отметим, что концентрация апатита сопутствует севитам, в меньшей степени содержится апатит (аксессуарный) в анкеритовых карбонатитах и почти совсем исчезает в сидеритовых.

Т а б л и ц а 38

Химический состав (в вес. %) натрово-карбонатных лав вулкана Олдонью-Ленгаи

Компоненты	Подвижная лава типа пахоэхоз	Вязкий глыбовой поток
SiO ₂	Сл.	Сл.
TiO ₂	0,1	0,8
Al ₂ O ₃	0,08	0,09
Fe ₂ O ₃ (суммарный)	0,26	0,32
CaO	12,74	12,82
BaO	0,95	1,05
MnO	0,04	0,24
SrO	1,24	1,20
MgO	0,49	0,41
Na ₂ O	29,53	23,70
K ₂ O	7,58	6,58
P ₂ O ₅	0,83	1,06
H ₂ O (суммарная)	8,59	8,27
CO ₂	31,75	32,50
F	2,69	1,84
Cl	3,86	2,64
SO ₃	2,00	2,18
	102,73	100,88
Минус кислород — эквивалент F,Cl	2,00	1,36
Сумма	100,73	99,52

Примечание. В качестве элементов-примесей обнаружены La, Ti, V, Rb, Nb, Ga.

Как правило, промышленные месторождения фосфора, генетически связанные с карбонатитами, известны как вторичные, остаточные. Выщелачивание карбонатитов приводит к обогащению кор выветривания апатитом и образованию концентрата, в котором содержание апатита достигает 30—40%.

Исключение составляют богатые апатитом карбонатиты Тулунда, находящиеся также на о. Чилва в Малави. Здесь в кольцевом карбонатитовом комплексе залегают первичные апатитовые породы и ассоциирующие с ними апатитовые севиты. Содержание фосфора в этих породах составляет от 20 до 40% P₂O₅. Внедрение столь богатых фосфором карбонатитов происходило вслед за образованием пород жерла, представленных севитами.

При метасоматических процессах, приведших к образованию карбонатно-силикатных пород, внутри ареола происходило накопление MgO, Fe, TiO₂, P₂O₅ и H₂O.

Еще более низкий уровень карбонатитовых комплексов, на котором вскрываются собственно плутонические серии пород, может быть рассмотрен на примере карбонатитов Дорова в восточной части Южной Родезии. Комплекс Дорова включает четыре типа пород:

1) щелочные интрузивные породы — ийолиты, оливиновые ийолиты и нефелиниты; 2) фениты — кварцевые сиениты, сиенито-фениты; 3) ультраосновные породы — дуниты, серпентиниты, магнетит-апатит-оливиновые породы; 4) карбонатиты — доломитовые и кальцитовые карбонатиты.

Предполагается (Джонсон, 1969), что ийолиты образовались на ранних стадиях путем селективного плавления глубинных ультраосновных пород. Карбонатиты внедрялись в виде магматических жидкостей и вместе с фенитизированными растворами являлись остаточными продуктами материнской ийолитовой магмы. В ийолитах отдельные участки значительно обогащены апатитом, иногда образуются апатит-пироксеновые породы, в которых апатит заменяет нефелин.

Промышленные залежи фосфатных руд сосредоточены в дайках и трубообразных телах, выполненных рыхлой вермикулит-апатитовой породой. Залегают эти тела в фенитах и серпентинитах комплекса ультраосновных пород. Прожилки с магнетит-апатитом секут и фениты и вермикулит-апатитовые породы.

В восточном Трансваале в карбонатитовом комплексе Лулекоп апатитовые породы также возникали раньше карбонатитов. Эти породы состоят из апатита, титаномагнетита, оливина (измененного вермикулита) и кальцита. По направлению к периферии от жерла, сложенного карбонатитами, апатитовые породы переходят в мощную зону пироксенитов.

Приведенный материал свидетельствует о сложных путях миграции фосфора в ультраосновных, щелочных карбонатитовых комплексах пород. Намечаются два типа первичной¹ концентрации фосфора:

1. Докарбонатитовый, приуроченный к метасоматически измененным комплексам ультраосновных, щелочных пород. Сюда относятся различные флогопитоносные породы, обогащенные апатитом, апатит-вермикулитовые породы, апатит-магнетитовые руды и т. п.

2. Собственно карбонатитовый, обусловленный сегрегационными скоплениями апатита, генетически связанными с кристаллизационной дифференциацией карбонатитовой магмы. К этому типу приурочены апатит-магнетитовые руды в карбонатитах Восточного Саяна, апатит-магнетиты и карбонат-апатитовые брекчии маймеча-котунского комплекса, апатитовые породы в карбонатитах Малави. Значительно чаще карбонатиты содержат повышенное количество акцессорного апатита, но рудных концентраций в них не образуется.

Поведение апатита в карбонатитовой магме изучалось экспериментально Г. Биггером. Эксперимент проводился с синтетическими карбонатитовыми магмами. Дополнение к системе $\text{CaO}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$, P_2O_5 и CaF_2 позволило уяснить процессы сегрегации апатита. Результаты эксперимента цитируем по П. Дж. Уилли (1969). Присутствие даже небольшого количества P_2O_5 в синтетической карбонатитовой магме достаточно для появления на ликвидусе апатита. При содержании в исходной магме более нескольких процентов P_2O_5 апатит начнет выделяться раньше кальцита. Кристаллизация этих двух минералов может происходить одновременно в широком диапазоне температур. В спокойных условиях, допускающих выделение этих двух минералов из карбонатитовой магмы, может произойти их сегрегация в результате осаждения кристаллов. При взрывной дея-

¹ Под термином «первичный» следует понимать концентрацию фосфора, образовавшуюся до процессов выветривания. Последние способствуют возникновению вторичных концентраций апатита.

тельности любые скопления, обогащенные апатитом, должны разделяться на слои, обусловливая полосчатость, параллельную структурам кристаллизующейся магмы. Подобная полосчатость действительно наблюдается в карбонатах из разных мест.

Интересно, что постмагматические по отношению к карбонатам дайковые породы обогащены барием и флюоритом, но, как правило, обеднены фосфором.

В заключение следует подчеркнуть известный факт приуроченности карбонатитовых комплексов к зонам глубинных разломов и рифтов. По мнению ряда исследователей (Бейли, 1969; Джонсон, 1969), это свидетельствует о несомненной связи этих комплексов с ультраосновным веществом мантии. Предполагается, что карбонатиты являются дифференциатами щелочно-ультраосновной магмы.

Основные габброидные породы

Несомненный интерес в связи с поисками месторождений апатита представляет, по мнению ряда исследователей, группа основных габброидных пород. Некоторые особенности распространения концентраций апатита, наблюдаемые при изучении основных (базитовых) формаций, приобретают в настоящее время значение закономерностей.

Как известно, апатит является одним из главных акцессорных минералов габброидов. Помимо акцессорного апатита, выделяются два основных типа концентраций этого минерала, генетически связанных с основными породами: аккумуляционный апатит и гидротермальный апатит (Богатиков, 1968б; Смирнов, 1968). На материале изучения интрузивных комплексов основных пород в районах Приполярного, Среднего и Южного Урала, в Алтае-Саянской зоне и других местах Советского Союза, а также по данным зарубежных исследователей, получены доказательства тесной парагенетической связи аккумуляционного апатита с титаномагнетитом и сульфидами, т. е. меланократовыми рудными дифференциатами габброидной магмы.

Наиболее перспективными являются интенсивно дифференцированные габброидные и габбро-сиенитовые комплексы. Ряд массивов, расположенных на территории Бурятии, относящейся к Алтае-Саянской складчатой области, представляет собой многофазовые интрузии, сложенные сериями габброидных и сиенитовых пород. Щелочные сиенитовые породы являются более молодыми образованиями.

Наиболее обогащены апатитом меланократовые разности габбро — феррогабро-косвиты и казанскиты (Богатиков, 1968а). В нормальных и лейкократовых разностях габбро-apatит присутствует только как акцессорный минерал.

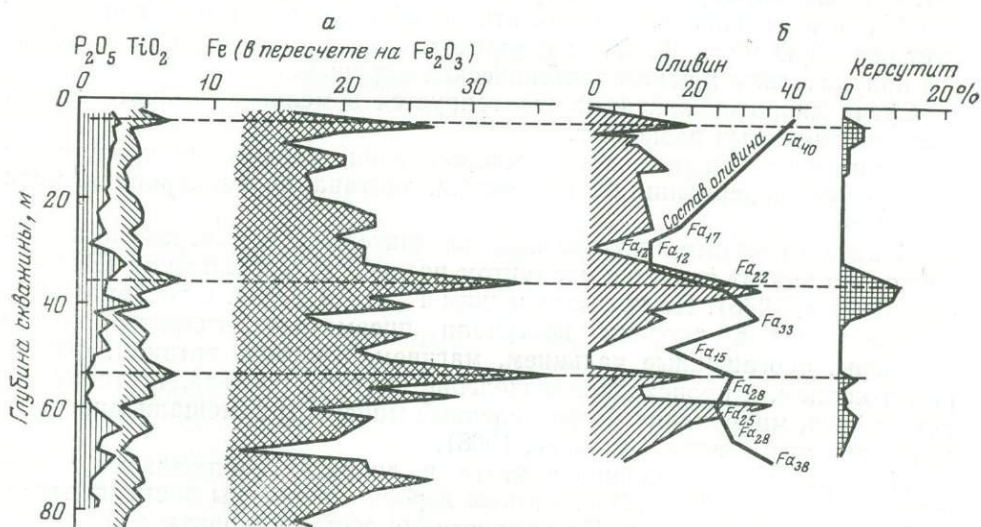
В дифференцированных габброидах Арсентьевского массива встречен прослой мощностью до 1 м апатитовых рудных оливинитов. Структура породы сидеронитовая, минеральный состав: оливин, титаномагнетит, апатит. Содержание последнего достигает 20—30%. Характерны шлировые обособления рудно-apatитового вещества, причем шлиры выгнаны по простиранию трахитоидности и местами сливаются в прослойки. Реже наблюдаются секущие взаимоотношения между рудными и вмещающими породами. Предполагается, что в этих случаях рудное вещество могло дольше находиться в жидком состоянии и внедрялось уже в застывшие породы (Богатиков, 1968а).

На графиках, построенных по разрезам скважин Арсентьевского массива, видны четкие совпадения повышенных значений P_2O_5 с максимальными содержаниями железа, титана и серы (фиг. 87, 88). Почти полная аналогия в отношении апатитовой минерализации наблюдается в ряде других габброидных массивов Горного Алтая, Кузнецкого Алатау, Восточного Саяна.

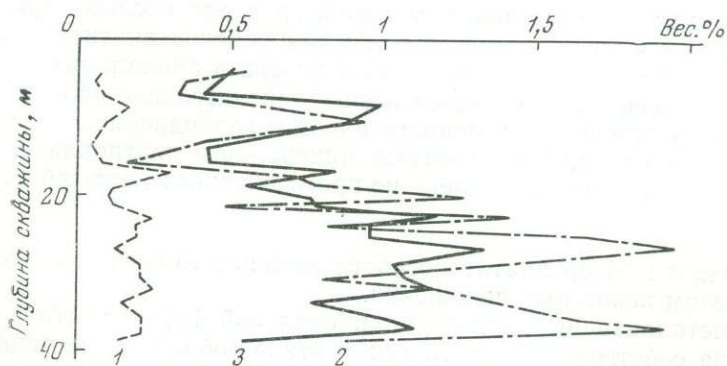
Изучение апатитоносности основных пород на Среднем и Северном Урале позволило выделить комплексы габброидных пород, перспективных для поисков апатита. Концентрация апатита происходит как в собственно магматических месторождениях титаномагнетитовых руд (Волковское), так и в контактово-метасоматических месторождениях (Лебяжинское). В апатитовой минерализации второго типа ясно проступает процесс метасоматизма, причем описано несколько генераций метасоматического апатита по отношению к магнетиту. Максимальные концентрации апатита наблюдаются в центральной части рудных тел, где предполагается наиболее интенсивная циркуляция рудоотлагающих растворов (Овчинников, 1960а; Штейнберг, 1968).

В магматических месторождениях повышенное содержание апатита имеет место не только в рудных титаномагнетитовых телах, но и за их пределами, где апатит приурочен к крупным выделениям роговой обманки.

Вывод об образовании апатита на ранних стадиях кристаллизации, т. е. в собственно магматическую стадию, и на поздних этапах, т. е. в послемагматическую стадию, сделан М. В. Фишман и Б. А. Голдиным (1968).



Фиг. 87. Разрез по скважине Арсеньевского массива (Богатиков, 1968а)
Содержание: а — фосфора, титана и железа (вес. %); б — оливина и керсутита (объемн. %)



Фиг. 88. Распределение ванадия (1), фосфора (2) и серы (3) по скважине Арсеньевского массива (Богатиков, 1968б)

Фосфор для образования послемагматического апатита был принесен постмагматическими растворами, а кальций заимствован из амфиболитов и плагиоклазов.

Средние породы (диориты)

К этой группе пород принадлежит Ощурковское месторождение апатита, расположенное на территории Бурятской АССР. Массив диоритов позднепротерозойского возраста формировался в течение трех фаз. В первую фазу образовались среднезернистые диориты, во вторую — крупнозернистые, а в наиболее позднюю — мелкозернистые. Среднезернистые и мелкозернистые диориты относятся к меланократовым разновидностям с повышенным содержанием биотита и роговой обманки. Широко развиты постмагматические процессы, приведшие к биотитизации, апатитизации, амфиболитизации, микроклинизации, окварцеванию и цеолитизации диоритов (Смирнов и др., 1968). В результате микроклинизации образовались участки сиенит-диоритов, где апатит является основным породообразующим минералом.

В диоритах присутствуют две генерации апатита: магматический апатит, который образует идиоморфные игольчатые зерна и составляет менее 1% объема породы; метасоматический апатит, который концентрирует основную массу фосфора и слагает узкие протяженные полосы, часто приуроченные к зонам тектонических нарушений.

Среди диоритов апатит концентрируется в меланократовых мелко- и среднезернистых разновидностях.

В апатитах Ощурковского месторождения установлено присутствие повышенных содержаний бария, натрия, лантана, церия, стронция, меди и свинца.

Вопрос о генезисе апатитов пока окончательно не выяснен, но несомненно, что апатит является продуктом поздней кристаллизации (Воробьева, Петров, 1968). По представлениям Г. В. Андреева, в послемагматическую стадию в диориты поступали пневматолито-гидротермальные растворы, обогащенные кальцием, магнием, железом, титаном, фосфором и калием, и происходило выделение апатита, биотита, титаномагнетита, сфена, микроклина. Перечисленные минералы замещали минералы магматической стадии (Андреев, 1968).

Повышенные содержания апатита в диоритах наблюдаются в девонских массивах Тувы. Здесь также хорошо проявлены постмагматические изменения диоритов. По химическому составу диориты отличаются от пород нормального ряда высокими содержаниями железа, калия и фосфора (Еремеев, 1968).

Кислые породы

Апатитовая минерализация не характерна для кислых пород. Гранитоиды являются малоперспективными для поисков апатита, и лишь отчасти в породах пегматитовой фазы, а иногда в апикальных частях гранитоидных массивов встречается очень незначительное обогащение апатитом. При увеличении основности пород в гранодиоритах параллельно с возрастанием количества цветных минералов и плагиоклазов возможны скопления апатита, но далеко не промышленных масштабов.

Заканчивая обзор апатитоносности главных типов интрузивных пород, выделим некоторые положения.

1. Кристаллизация фосфора в минеральной форме апатита происходит как на собственно магматическом этапе (образование акцессорного апатита), так и на более поздних магматических и послемагматических этапах.

2. Концентрация апатита в количествах, представляющих промышленный интерес, происходит главным образом на завершающих этапах магматической деятельности (позднемагматической и послемагматической).

3. Акцессорный апатит характерен для различных типов интрузивных пород, в то время как концентрация апатита наблюдается только в породах определенного петрохимического состава:

а) повышенная апатитоносность генетически связана с породами, характеризующимися низким содержанием кремнекислоты (дефицит кремнезема);

б) концентрация апатита происходит в зонах, обогащенных рудными и темноцветными компонентами, такими как титаномагнетит, магнетит, ильменит, сфен, пироксен, амфибол и др.; особенно четко эта закономерность прослеживается для габброидных массивов, где отмечается прямая зависимость между содержанием темноцветных компонентов и фосфором и обратная зависимость между кремнекислотой и фосфором;

в) породы, отличающиеся высокой апатитоносностью, как правило, принадлежат к интенсивно дифференцированным интрузивным комплексам, для которых отмечается общая направленность магматической дифференциации в сторону повышения щелочности при относительно низких значениях кремнекислоты;

г) характерно относительно высокое содержание летучих компонентов в растворах, обособляющихся в процессе дифференциации.

4. В ряду пород от собственно щелочных до основных и средних с повышенной щелочностью наблюдается концентрация фосфора на более поздних этапах магматической деятельности.

5. В щелочных породах натрового ряда (нефелиновые сиениты) в процессе образования апатитовых руд участвует остаточный магматический уртитовый расплав, обогащенный фосфором. Явление метасоматоза имеет подчиненное значение.

6. Для щелочных пород калиевого ряда в формировании концентраций апатита наряду с возможными процессами ликвации (расслоения) расплава предполагается большая роль и метасоматических процессов.

7. В дифференцированных массивах основных пород достаточно четко проявляется аккумуляция апатита в связи с процессами кристаллизационной дифференциации, и в то же время имеет место вынос фосфора в постмагматическую стадию; наблюдается участие его в процессах метасоматоза и формирование апатита в гидротермальных жилах.

8. В породах среднего состава поступление фосфора еще в большей степени связано с процессами позднего метасоматоза.

9. Для кислых пород характерен перенос фосфора в пневматолитовую стадию с образованием различных фосфатов (железа, марганца, натрия и др.).

10. В общих чертах миграционные особенности фосфора, несомненно, определяются стехиометрическими соотношениями важнейших петрогенных элементов расплавов (Ферсман, 1959; Смирнов, 1968). Если в магматических расплавах щелочные элементы по сравнению с кальцием преобладают, то фосфор будет удерживаться более сильным катионом натрия в растворенном состоянии и переходить в более поздние дифференциации магмы. Напротив, при избытке кальция над щелочами и незначительной концентрации летучих компонентов апатит будет выделяться на сравнительно ранних этапах магматической кристаллизации, распределяясь более или менее равномерно в больших объемах породы.

11. В случаях, когда при дифференциации габброидной магмы в остаточном магматическом расплаве концентрируются окислы тяжелых металлов, фосфорный ангидрит и летучие компоненты (фтор, OH), становится возможным образование комплексных апатит-магнетитовых месторождений. Тесная связь фосфора с железом, титаном, ванадием,

видимо, объясняется сидерофильными свойствами фосфора в системе силикат — расплав.

Обогащение щелочной магмы наряду с другими летучими компонентами фосфорным ангидритом при интенсивно протекающей дифференциации расплава может привести к расслоению жидкой фазы и несмешиваемости жидкости. Летучие компоненты (фтор, хлор, фосфор, CO_2 и др.) расширяют границы полей несмешиваемости. Накопление необходимого количества летучих компонентов, по мнению ряда исследователей, происходит в ходе кристаллизационной дифференциации щелочных пород, после чего возможно появление условий для ликвации (Когарко, Рябчиков, 1969). Многими исследователями апатитовые месторождения Хибин рассматриваются как результат расслоения щелочных расплавов на две жидкости: фосфорную и моносилкатную (Лапин, 1949; Фишер, 1954; Дудкин и др., 1964; Иванова, 1968). По представлениям Л. Н. Когарко и И. Д. Рябчикова, на поздних стадиях кристаллизации щелочные расплавы могут отделять несмешивающуюся жидкость, состоящую из солевых и летучих компонентов. Кристаллизация этой жидкой фазы или ее метасоматическое воздействие на ранее выкристаллизовавшиеся минералы может привести к появлению таких пород, как карбонатиты, апатит-магнетитовые руды и др. (Когарко, Рябчиков, 1969).

Миграция фосфора в эффузивном процессе

Из изложенного в соответствующих разделах работы фактического материала следует, что фосфорная минерализация и залежи осадочных фосфоритов ассоциируют с различными петрохимическими группами эффузивных пород. Среди них преобладают щелочные базальтоиды натрового и калиевого рядов, базальты, базальтовые порфириты и диабазы, андезитовые и андезит-дацитовые порфириты, трахиандезиты (латиты), фельзитовые порфириты, а также вулканические фации комплекса ультраосновных пород с карбонатитами.

Щелочные базальтоиды натрового ряда

Щелочные базальтоиды натрового ряда и их туфы являются вмещающими породами для рудных концентраций фосфорных минералов (apatитов и карбонатфторапатитов), известных среди отложений мелового возраста Грузии и миоценовых — польской части Судет. В этих районах имеют место значительно дифференцированные вулканические комплексы. В польской части Судет отчетливо проявляется щелочной тип дифференциации — от трахибазальтов, тефритов, оливиновых тефритов до нефелинитов, лимбургитов. Локализация фосфорных минералов в жилах и линзах приурочена к крайним щелочным разностям — нефелинитам и лимбургитам.

В Грузии (свита мтавари) дифференциаты базальтоидной магмы образуют ряд сливиновых или оливин-анальцимовых базальтов (пикрит-базальтов) к трахибазальтам и трахитам, причем более основные разности залегают в более низких горизонтах комплекса, а трахиты занимают более высокое стратиграфическое положение.

Концентрация фосфора приурочена к более основным щелочным разностям — к пикрит-базальтам и их туфам.

Содержание фосфора в породах обоих комплексов достаточно высокое и сопоставимо со средним содержанием фосфора по Дэли для эффузивных пород этой группы (табл. 39).

Исключение составляют нефелиниты и лимбургиты в районе Любани (Польша), содержание P_2O_5 в которых ниже среднего по Дэли.

Обращает на себя внимание значительное увеличение содержания P_2O_5 в миндалекаменных разностях базальтов свиты мтавари, причем

количество акцессорного апатита при этом не увеличивается. Возможно, фосфор вместе с другими летучими компонентами замещает ряд минералов, выполняющих миндалины (анальцим, хлорит, гематит), или же обогащает стекло в основной массе породы.

В комплексе базальтоидных пород свиты мтавари акцессорный апатит в наибольшем количестве присутствует в породах дайковых фаций в тещенитах, камптонитах, мончикитах и фонолитах. Как правило, кристаллы апатита, достигающие довольно больших размеров (0,3—0,7 мм), секут плагиоклазы, основную массу и ксеноморфные скопления анальцима.

Таблица 39

Содержание фосфора (в %) в щелочных базальтоидах натрового ряда

Район	Порода	Содержание P_2O_5	Среднее содержание P_2O_5 по Дэли
Грузия (свита мтавари)	Неизменный оливковый базальт (среднее из 10 анализов)	0,55	0,57
Там же	Миндалекаменный оливковый базальт (среднее из 15 анализов)	0,97	
»	Трахибазальт	0,65	0,60
Польша (район Любани)	»	0,54	0,60
Там же	Оливковый тефрит	0,68	0,57
»	Нефелинит	0,36	1,04
»	Лимбургит	0,3	0,60

В эффузивных породах комплекса — пикрит-базальтах, трахибазальтах и трахитах акцессорный апатит присутствует в незначительном количестве в виде мелких единичных кристаллов, в то время как магнетит часто составляет до 30—35% основной массы породы. Рудные концентрации фосфора приурочены к измененным зонам эффузивных пород, причем фосфорная минерализация в ряду других метасоматических процессов является одной из последних, иногда сопровождаемая образованиями санидина и биотитоподобного минерала. Мы склонны считать, что метасоматоз в обогащенных летучими компонентами щелочных породах начинается и заканчивается на поздневулканическом этапе деятельности очага.

В осадочных карбонатных породах свиты мтавари отсутствуют всякие следы поствулканических процессов. В вулканических породах свиты (шлаковые туфы) карбонатфторапатит замещает и цементирует шлаковые обломки. В зависимости от интенсивности процессов метасоматоза наблюдаются различные стадии замещения туфа фосфатом, вплоть до превращения породы в землистую массу, сложенную коллоидным карбонатфторапатитом. Так же как и в эффузивах, фосфатизация сопровождается образованием калиевых минералов (биотит). К сожалению, ограниченный материал, имеющийся у нас по району Любани (Судеты), не позволяет с той же степенью подробности рассмотреть формирование жил и линз, сложенных карбонатфторапатитом.

Щелочные базальтоидные лавы в Судетах изливались в наземных условиях. По предположению К. Шпила (Szpila, 1966), вулканические эманации, несущие фосфор и другие летучие компоненты, могли смешиваться с атмосферными водами, циркулирующими по трещинам; изменялся pH первоначально щелочных растворов, в результате чего наступали условия для формирования минералов группы фторапатита. Последующее выветривание пород происходило по гидротермально измененным зонам (Chodynieska, 1967).

Щелочные базальтоиды калиевого ряда

С щелочными базальтоидами калиевого ряда генетически связаны жилы апатита в пермском вулканическом комплексе, обнажающемся в районе р. Даубабы (Таласский Алатау). Среднее содержание фосфора в породах комплекса (см. табл. 7) составляет 0,5—1%. Наибольшее количество акцессорного апатита, как и в рассмотренных выше щелочных базальтоидных комплексах, приурочено к субвулканическим и дайковым породам, хотя по содержанию P_2O_5 они соответствуют своим эффузивным аналогам. Кристаллизуется апатит в породе позднее других минералов, причем увеличение акцессорного апатита наблюдается в разностях с большим содержанием рудного компонента (магнетита, ильменита). Рудные концентрации апатита приурочены к гидротермальным магнетит-апатитовым жилам, не выходящим за пределы измененных зон вулканического и вулканокластического комплексов пород. Распределение и концентрация фосфора в щелочных базальтоидах калиевого ряда в общем аналогичны тому, как он распределяется и концентрируется в вулканическом комплексе, сложенном щелочными базальтоидами натрового ряда. Концентрация апатита происходит на поздних этапах магматической деятельности. Однако в даубабинском вулканическом комплексе четко обособляются гидротермальные жилы, выполненные магнетитом, апатитом и карбонатитом, в то время как в базальтоидах Грузии и Судет происходит неравномерное метасоматическое замещение фосфором эффузивных пород цемента и обломков туфов.

Представляет интерес остановиться еще на одном примере, иллюстрирующем поведение фосфора в вулканических породах, относящихся к калиевым щелочным базальтоидам. Для поздне мелового этапа развития островов Малой Курильской дуги характерны проявления щелочного вулканизма (малокурильская свита маастрихтского возраста). Вулканические извержения происходили как в наземных, так и в подводных условиях. По составу эффузивные и субвулканические породы относятся к трахибазальтам, трахидолеритам и оливиновым эссексит-долеритам. Основными породообразующими минералами трахиандезитов являются плагиоклаз (андезин № 50—60), клинопироксен, калиевый полевой шпат, нефелин, лейцит, зеленая роговая обманка, апатит, биотит (Соловьева, 1969а).

Таблица 40

Содержание P_2O_5 (в %) в породах малокурильской свиты (верхний мел, Курилы)

Породы	Число анализов	P_2O_5 среднее	Пределы колебания
Субвулканические породы Трахидолериты	20	0,8	0,45—1,0
Эффузивные породы Трахибазальты	15	0,15	0,08—0,25
Пирокластические породы Туфы кристаллокластические	15	0,75	0,30—1,5
Туфы витрокластические	10	0,1	0,02—0,2
Туфы витрокластические, измененные	8	0,35	0,23—0,45

Оливиновые эссексит-долериты, залегающие в нижних частях разреза малокурильской свиты, содержат во вкрапленниках оливин. Эффузивные аналоги трахидолеритов представлены трахибазальтами, отличающимися степенью раскристаллизации основной массы. Вулканическая деятельность на Курилах имела ясно выраженный эксплозивный

характер. В морском водоеме накапливались массы пирокластического и вулканотерригенного материала.

Недифференцированная щелочная магма, не достигая поверхности, застывала на глубине, образуя субвулканические тела; обогащенный же газами и летучими компонентами расплав выбрасывался из вулканических построек островного типа. Относительно обогащены фосфором субвулканические и туфовые образования, главным образом кристаллокластические туфы (табл. 40).

Для эффузивных пород характерны низкие значения P_2O_5 . Кристаллокластические туфы состоят из обломков кристаллов титан-авгита, плагиоклазов, биотита, роговой обманки и апатита. В разностях, значительно обогащенных апатитом, присутствует, как правило, магнетит. Содержание K_2O в вулканическом стекле туфов достигает 7%. Интересно отметить, что при вторичных изменениях туфов в кристаллокластических разностях содержание фосфора не изменяется, в то время как в витрокластических происходит некоторое увеличение среднего значения P_2O_5 и концентрация фосфора в отдельных линзочках и прослойках. Следует предположить большую подвижность фосфора, входящего в состав вулканического стекла, по сравнению с кристаллами апатита, слабо поддающимися процессам выветривания.

Относительное обогащение фосфором ювенильного пирокластического материала по сравнению с лавами может свидетельствовать о миграции фосфора совместно с газовыми и летучими компонентами, отделяющимися в процессе выброса от расплавов и участвующих в более поздней кристаллизации минералов. В недифференцированном субвулканическом теле фосфор не отделяется, и апатит кристаллизуется одновременно с основной массой породы или немного позже.

Фосфор в субщелочных основных и средних породах дифференцированных комплексов

Материал, на основе которого построен раздел, был изложен главным образом при описании фосфатопроявлений в вулканогенно-осадочных комплексах пород. При установлении временной и пространственной связи осадочных фосфоритов с комплексами вулканических пород последние почти всегда являются дифференциатами основной базальтовой магмы и обладают рядом характерных признаков, среди которых главными являются повышенная щелочность при дефиците кремнезема, преобладание среди щелочей натрия, преобладание темноцветной составляющей над лейкократовой. Часто наблюдается дифференциация расплава, не соответствующая гомодромному ряду, от основных к кислым вулканическим продуктам. Несколько условно мы к этим породам применяем термин «субщелочные».

Вулканическими комплексами такого типа являются миоценовые эффузивы Калифорнии и Сахалина, сеноманские вулканы Кавказа, кембрийские вулканические породы Приохотья, Западного Саяна и др.

Среднее содержание фосфора в породах невелико и колеблется от 0,2 до 0,4%. Относительно высокое значение P_2O_5 (1,5—2%) приурочено к миндалекаменным разностям и вариолитам.

Интересно, что в этих породах с относительно высокими значениями фосфорного ангидрита среди аксессуарных и породообразующих минералов апатит может отсутствовать или содержаться в ничтожных количествах. Конечно, проверка этого положения требует проведения специальных исследований на большом фактическом материале. Пока имеющиеся в нашем распоряжении химические анализы, параллельно проведенные петрохимические описания шлифов и некоторое количество протоколов позволяют обратить внимание на своеобразие процессов

концентрации фосфора. Напомним, что аналогичные наблюдения сделаны при рассмотрении распределения фосфора в щелочных базальтоидах.

Основные вулканические породы, находящиеся в предполагаемой парагенетической связи с осадочными фосфоритами, не несут следов сколько-нибудь значительной фосфорной минерализации, кроме отмеченных выше локальных обогащений фосфором преимущественно миндалекаменных разностей.

Осадочные породы, контактирующие с эффузивами в ряде рассмотренных районов, являются фосфатизированными. На Сахалине это известняковая порода, залегающая на миндалекаменных базальтах, в Чу-Илийских горах (гора Джамбул) — карбонатно-кремнистая порода с фосфоритами на контакте с миндалекаменными порфиридами, на Кавказе (р. Дагомыс) — кремнистая порода, обогащенная фосфором в основании осадочной пачки, подстилаемой миндалекаменными базальтовыми порфиридами. На контакте с эффузивами известны концентрации фосфора в осадочных и вулканокластических породах в районе Удско-Селемджинского междуречья (Прихотье). В последнем районе особенно четко выступает связь повышенных содержаний фосфора с вариолитами, пенистыми лавами и другими разностями эффузивных пород, максимально обогащенных летучими компонентами (см. табл. 27).

В рассматриваемых вулканических комплексах вулканокластический материал занимает сравнительно небольшой объем. Излияния лав большей частью носили трещинный характер. Если же вулканический материал и присутствует в ощутимых количествах, то генетически он связан с одновременным проявлением островного вулканизма центрального типа, и вулканогенно-осадочный комплекс, вмещающий фосфатопроявления, включает вулканические продукты разного состава, иногда относящиеся к разным магматическим очагам (олигоцен Болгарии, миоцен Сахалина, возможно миоцен Калифорнии).

В связи с редкой и незначительной фосфорной минерализацией собственно вулканических комплексов субщелочных основных пород очень трудно понять особенности миграции этого элемента при вулканическом процессе. Имеющиеся фосфатопроявления большей частью пространственно оторваны от очагов вулканизма, иногда этот отрыв осуществляется и во времени. Некоторый материал для общих представлений о поведении фосфора при дифференциации известково-щелочных магм дают исследования, выполненные С. Луфтом (Luft, 1964) для мафических лав поднятия Монтана в южной Неваде. Эффузивные породы поднятия Монтана являются частью разреза, включающего, помимо лав, слои спекшихся туфов риолитов и уплотненных туфогенных песчаников. 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. 41).

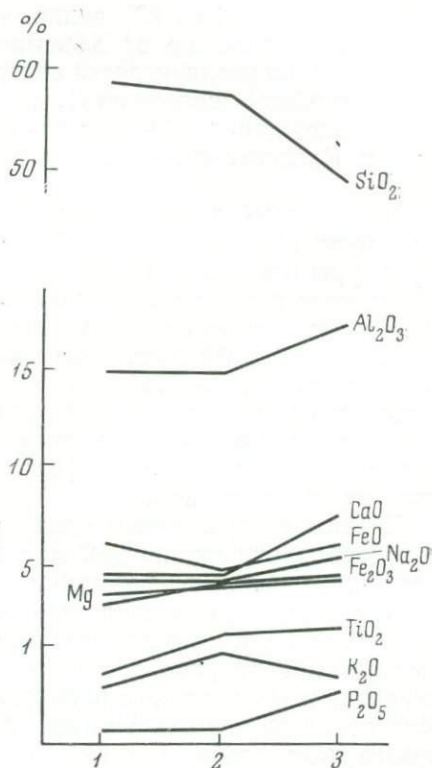
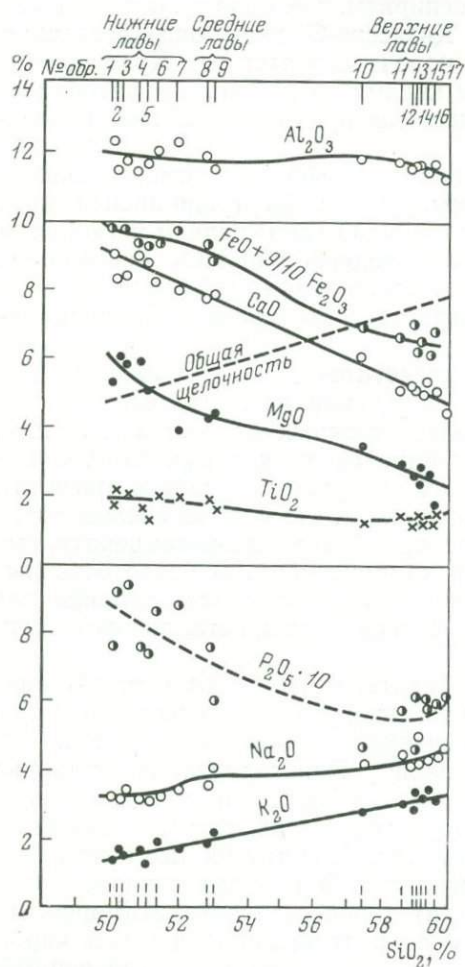
Таблица 41

Химический состав (в вес. %) лав поднятия Монтана (Luft, 1964)

Компоненты	Лавы			Компоненты	Лавы		
	нижние	средние	верхние		нижние	средние	верхние
SiO ₂	50,8	52,9	59,0	Na ₂ O	3,3	3,8	4,4
Al ₂ O ₃	16,9	16,8	16,1	K ₂ O	1,6	2,0	3,1
Fe ₂ O ₃	6,8	4,8	3,2	TiO ₂	1,9	1,8	1,4
FeO	3,6	4,9	3,8	P ₂ O 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				

Следуя классификации А. Ритмана (Rittmann, 1952), состав нижних лав отвечает промежуточному типу между трахибазальтами и базальтами, средние лавы являются оливиновыми трахиандезитами, а верхние — трахиандезитами и латитами. Как видно из таблицы, для всех лав характерно повышенное по сравнению с кларком содержание фосфора. На фиг. 89, заимствованной из работы С. Луфта, можно проследить зависимость содержания порообразующих окислов, в том числе P_2O_5 , от значений SiO_2 .

Содержание фосфора закономерно падает с увеличением содержания SiO_2 . Однако при относительном возрастании значений суммарной щелочности содержание P_2O_5 удерживается на уровне 0,6% и вновь немного возрастает, когда сумма щелочей достигает 7%. Содержание окислов железа, кальция и магния с увеличением SiO_2 и ростом щелочности закономерно снижается, но содержания Al_2O_3 и TiO_2 не изменяются. Таким образом, можно сделать заключение, что фосфор накапливается в дифференциатах совместно с темноцветными компонентами и в то же время тяготеет к сильнощелочным разностям.



Фиг. 89. Вариационная диаграмма химических анализов эфузивных пород поднятия Монтана (Luft, 1964)

Фиг. 90. Средние содержания окислов в лавах спилито-кератофировой формации Западного Саяна (по материалам В. В. Белинского)

1 — Хансыно-Амыльская зона; 2 — Кизасско-Ойская зона; 3 — Куртушибинская зона

Несколько иная картина получается при построении графика изменения содержания окислов для различных пород спилито-кератофировой формации нижнего кембрия Западного Саяна. В соответствующем разделе при описании фосфатопоявлений в Западном Саяне были рассмотрены структурно-фациальные зоны, характеризующиеся определенными типами вулканических комплексов. Основываясь на исследованиях, проведенных В. В. Велинским (1968), и считая, что породы формации принадлежат к дифференциатам единой родоначальной магмы, мы проанализировали распределение P_2O_5 среди других породообразующих окислов.

Среднее содержание окислов на основе данных, приведенных в работе В. В. Велинского, было получено для пород трех зон — Куртушибинской, Кизасско-Ойской и Хансыно-Амыльской.

Следует напомнить, что в Хансыно-Амыльской зоне распространены породы собственно спилито-кератофировой субформации — спилиты, спилитовые порфириды, кератоспилиты, кератофиры. В Куртушибинской зоне развиты спилитовые диабазы, диабазовые порфириды, плагиоклаз-пироксеновые порфириды, реже кератоспириты, т. е. породы, относящиеся к спилито-диабазовой субформации. Кизасско-Ойская зона (восточная часть) по комплексу вулканических пород соответствует Куртушибинской, отличаясь большим количеством кислых разностей. Фосфатонакопление в вулканогенно-осадочных комплексах приурочено к двум последним зонам.

На графике (фиг. 90) видно, что значение SiO_2 закономерно снижается по направлению от Хансыно-Амыльской к Куртушибинской зоне. Одновременно увеличивается содержание Na_2O (при среднем постоянном значении общей щелочности), возрастает содержание TiO_2 , $FeO + Fe_2O_3$, Al_2O_3 . Содержание P_2O_5 остается относительно низким в Хансыно-Амыльской и Кизасско-Ойской зонах и возрастает до 0,65% в Куртушибинской.

Акцессорный апатит совместно с магнетитом и сфеном присутствует в крайних кислых дифференциатах — в кератофирах, кератоспилитах и вейльбургитах и не отмечается в более основных разностях диабазов, диабазовых порфиритов и плагиоклаз-пироксеновых порфиритов. Среди акцессорных минералов в этих породах присутствуют только магнетит, сфен, ильменит. Видимо, можно предположить, что в ветке кислых пород кристаллизация апатита происходила при более высокотемпературных условиях совместно с темноцветными компонентами. В более основных разностях с повышенными значениями Na_2O создавались условия для некоторого накопления фосфора, не успевшего выкристаллизоваться из силикатного расплава.

К этим рассуждениям следует добавить, что в результате изучения породообразующих минералов в породах спилито-кератофировой и спилито-диабазовой субформаций (Велинский, 1968) установлено, что альбит имеет различное происхождение. Кристаллизация натровых плагиоклазов в спилито-кератофировой субформации происходила в высокотемпературных условиях непосредственно из магмы и связана с первичным обогащением расплава натрием. Альбиты чистые и не содержат реликтов известковистых плагиоклазов. В породах спилито-диабазового ряда альбит возник в результате процессов аутометаморфизма. Первичноизвестковистые плагиоклазы альбитизированы, а также карбонатизированы и эпидотизированы. Альбит мутный, «загрязненный» хлоритом.

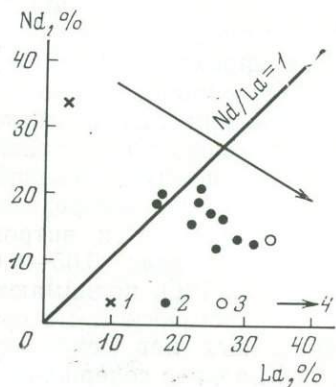
Возможно, что такая разница в поведении натрия в известной степени обусловила и распределение фосфора. На ранних этапах апатит не кристаллизовался, а повышенная активность щелочей, главным образом Na_2O , на более поздних этапах дифференциации могла способствовать переносу фосфора, частичной концентрации в верхних горизонтах лав

и дальнейшей миграции с летучими компонентами в поствулканическом этапе.

В вулканическом комплексе пород среднего состава ордовика Северного Казахстана (см. гл. IV) также намечается связь между ростом содержания щелочей (Na_2O) и накоплением фосфора в более поздних дифференциатах. Интенсивная альбитизация эффузивов и туфов в зонах тектонических нарушений в Терекском районе сопровождается апатитизацией и гематитизацией. Среди осадочных серий, где локализуются фосфориты Селеты-Степнякского района, отмечается большое количество альбита среди туфого материала. Не исключено, что в этих зонах мог происходить натровый метасоматоз. Накоплению фосфора в поздних дифференциатах, видимо, способствовал общий ход дифференциации,

Фиг. 91. Характеристика щелочности среды рудообразования и выноса фосфора по отношению Nd/La (Игнатъева, 19676)

1 — дорудный андезит; 2 — руды и оруденелые породы; 3 — послерудный липарит; 4 — увеличение щелочности среды рудообразования



хотя и протекавший в сторону появления пород с большей кислотностью (андезиты — дациты — липариты), но имевший свои специфические черты: постоянно отмечаются заниженное количество SiO_2 и повышенные значения щелочей (особенно натрия), в то же время в наиболее ранних дифференциатах значительно увеличено содержание извести и железа, а щелочей — относительно понижено, что приближает эти породы к базальтам. Фосфорная минерализация проявляется тогда, когда в породах заметно возрастает щелочность.

Интересные данные о выносе фосфора совместно с железом в процессе вулканической деятельности приведены Л. А. Игнатъевой (19676) в статье, посвященной редкоземельным апатитам одного из железорудных месторождений Армении. Месторождение приурочено к постплиоценовым андезито-базальтам, петрохимический состав которых свидетельствует о несколько повышенной щелочности. Линзовидные тела магнетитовых руд пространственно тяготеют к различным зонам вулканического комплекса и значительно обогащены апатитом.

На месторождении наблюдается три генерации апатита: 1) аксессуарный, рассеянный в безрудных андезитах; 2) жильный, залегающий в виде жилков совместно с магнетитовыми рудами; 3) прожилково-вкрапленный наиболее поздней генерации, приуроченный к краевым зонам магнетитовых руд, а также к гидротермально измененным зонам андезитов.

В качестве индикатора среды используется отношение неодимия к лантану. Уменьшение отношения Nd/La показывает увеличение щелочности среды минералообразования. Как видно на графике (фиг. 91), вынос фосфора происходил при увеличении общей щелочности среды рудоотложения. Редкие земли связаны с апатитами третьей генерации и приурочены к последней стадии рудообразования.

Для комплексов кислых вулканических пород фосфорная минерализация не характерна. В рассмотренном в главе II примере фосфориты и фосфатизированные породы чайской свиты Северного Прибайкалья генетически связаны с комплексом пород, образовавшимся в результате дифференциации магматического расплава, имевшего трахибазальтовый состав (Файзуллин, 1964). Основные эффузивы, входящие в состав комплекса наряду с кислыми разностями, отличаются повышенным содержанием щелочей, в то же время в кварцевых порфирах повышено содержание темноцветных компонентов. Фосфор выносился, видимо, щелочными термами и метасоматически замещал толщи кислых туфов и эффузивов.

При вулканических извержениях, сопровождаемых эксплозиями, некоторое значение в выносе фосфора в бассейны седиментации приобретает вулканокластический материал. Этот вопрос был отчасти затронут в главе IV при рассмотрении фосфоритности осадочных комплексов, обогащенных пирокластикой, и при рассмотрении фосфатопроявлений, связанных с щелочными базальтоидными породами.

При извержении лав известково-щелочного состава (нормального ряда), как было показано в нашей работе (Бродская, Ильинская, 1968) на примере миоценовых отложений Южного Сахалина, в вулканокластических породах фосфор распределяется следующим образом: в туфобрекчиях, литокластических и витрокластических туфах содержание его минимально и составляет 0,05—0,09%. В кристаллокластических туфах средние значения P_2O_5 поднимаются до 0,1—0,2%.

В вулканокластическом материале, сопровождающем излияния известково-щелочных лав сеноманского возраста на Кавказе (южный склон), максимальное содержание P_2O_5 приурочено к литокластическим туфам и составляет 0,32%, в то время как в кристаллокластических и витрокластических туфах оно не выше 0,05—0,1%. В вулканическом комплексе с кислым составом лав (кварцевые порфиры и альбитофиры), формировавшемся в позднем мелу в районе Малого Кавказа (Сомхитская глыба), в литокластических и кристалловитрокластических туфах содержится только 0,08% P_2O_5 .

Иная картина наблюдается при изучении распределения P_2O_5 в вулканокластическом материале, сопровождающем излияния щелочных пород. Ювенильный вулканокластический материал при излиянии щелочных базальтов натрового ряда содержит до 0,7—0,8% P_2O_5 , причем заметной разницы между содержанием фосфора в тонких витрокластических туфах и более грубых литокластических разностях не наблюдается. Относительно обогащены фосфором пепловые туфы, образующиеся при извержении лав трахиандезит-латитового состава.

Отмеченные особенности в распределении фосфора в вулканокластическом материале, вероятно, можно объяснить степенью дифференциации вулканических стекол. При извержениях андезито-базальтовой лавы стекло обычно в высокой степени отдифференцировано и по составу всегда много кислее основного расплава; при извержениях щелочных лав заметной дифференциации вещества не происходит. Другой процесс, связанный с эксплозивной деятельностью вулканов,— это сорбция различных компонентов, в том числе фосфора на поверхности пепловых частиц. Процесс этот был рассмотрен И. И. Гущенко (1965). Сорбированный фосфор легко подвижен и при быстром захоронении пеплов в осадке принимает участие в постседиментационных процессах. Фосфор, содержащийся в лито- и кристаллокластических туфах в минеральной форме апатита, значительно более устойчив к последующим процессам изменения породы.

Несомненно, что большая часть летучих компонентов, в том числе фосфора, при интенсивной эксплозивной деятельности рассеивается в атмосфере и гидросфере.

Приведенный в настоящем разделе материал, конечно, не может всесторонне осветить особенности миграции фосфора при вулканическом процессе, но все-таки ряд положений следует считать обоснованным.

1. Кристаллизация фосфора в минеральной форме апатита происходит как на собственно вулканическом этапе (акцессорный апатит), так и на более поздних вулканических и поствулканических этапах. Рудные концентрации апатита, а иногда и карбонатфторапатита происходят на поздневулканических и поствулканических этапах.

2. Акцессорный апатит присутствует в различных типах вулканических пород, концентрация же фосфора, главным образом в форме апатита и карбонатфторапатита, происходит в связи с породами определенного петрохимического состава: это щелочные базальтоиды натрового и калиевого рядов, основные и средние породы повышенной щелочности, реже кислые дифференциаты базальтового расплава, а также щелочные средние породы (трахиты, трахиандезиты). Для всех пород основного и среднего состава характерен дефицит кремнезема при повышенной щелочности, главным образом Na; темноцветные компоненты, как правило, преобладают над лейкократовыми.

3. Вулканические породы, с которыми генетически связаны процессы фосфатонакопления, как правило, принадлежат к интенсивно дифференцированным комплексам. Общая направленность магматической дифференциации выражается в увеличении щелочности при относительно низких значениях кремнекислоты.

4. В зависимости от особенностей дифференциации магматического расплава и характера вулканического процесса различаются условия концентрации и морфологические формы фосфорной минерализации. В щелочных базальтоидах происходит отделение летучих, в том числе фосфора, в поздневулканическую стадию, а концентрация фосфатов — в процессе аутометасоматоза, при остывании вулканического расплава. Фосфорная минерализация не выходит за пределы вулканических и вулканокластических комплексов и локализуется в виде линз и жил апатита или карбонатфторапатита.

В субщелочных основных и средних породах вынос фосфора осуществляется главным образом в поствулканическую стадию. Заметных концентраций фосфора на более ранних стадиях вулканического процесса не наблюдается, и вулканические породы содержат фосфор в пределах кларковых значений, а иногда даже ниже. Концентрация фосфора происходит вне зоны вулканического очага в осадочных сериях пород, образуя пласты, линзы или конкреционные стяжения.

С щелочными кислыми породами дифференцированных комплексов также связан поствулканический вынос фосфора с одновременным значительным выносом железа. Концентрации известны вблизи вулканических очагов в виде контактово-метасоматических залежей. В ультраосновных щелочных породах с карбонатитами (карбонатитовые комплексы) в условиях открытых систем фосфор концентрируется на поздневулканическом этапе и связан с наиболее ранними проявлениями карбонатитового процесса. В поствулканическом процессе отделения фосфора не происходит.

Сравнительная характеристика концентраций фосфора в связи с эффузивным и интрузивным процессом, т. е. в открытой и закрытой системах, схематично показана в табл. 42, 43. Несколько условно мы выделяем три типа фосфорного оруденения, отвечающих трем этапам магматического процесса в закрытой системе (см. табл. 42). Первый этап — собственно магматический, когда в результате пересыщения расплава фосфорным ангидритом, летучими и темноцветными компонентами предполагается ликвидационный процесс отделения фосфора. Второй этап — позднемагматический, когда апатитом обогащены меланократовые дифференциаты полно дифференцированных массивов. Третий этап — пост-

Фосфорное оруденение в связи с интрузивным процессом (закрытая система)

Типы магматических комплексов пород	Содержание P_2O_5 , %	Этапы фосфорного оруденения			Месторождения
		магматический	позднемагматический	постмагматический	
		Остаточный расплав	Метасоматоз + аутометасоматоз	Гидротермально-метасоматический	
Нефелиновые щелочные породы натрового ряда	0,2	Основное значение Пластовые тела апатита	Жилоподобные тела апатита по зонам дробления	—	Кольский полуостров (Хибинский и Лавозерский массивы)
Нефелиновые щелочные породы калиевого ряда	0,16—0,2	Нет	Ксенолитоподобные тела, обогащенные апатитом	Основное значение Жилоподобные тела, жилы апатита	Забайкалье (Сыннырский массив)
Ультраосновные щелочные породы с карбонатитами	0,2—0,5 (иногда до 1)	»	Основное значение Апатит-магнетитовые руды	—	Сибирь (массивы Ковдор, Арбарастан), массивы Восточного Саяна, массивы Африки и др.
Габброидные породы дифференцированных массивов (габбро-сиениты)	0,4—0,6 (иногда до 1—2)	»	Основное значение Аккумуляционное обогащение летучих компонентов (шпиры)	Жилы апатита в зонах метасоматоза	Основные породы Южного Урала (Копанский массив), Средний Урал (Волковский массив), Алтай-Саянская область
Средние породы сиенит-диоритовых комплексов		»	?	Основное значение Линзы и прожилки апатита	Бурятия (Ощурковское месторождение)

Фосфорное оруденение в связи с эффузивным процессом (открытая система)

Тип вулканических комплексов пород	Содержание P_2O_5 , %	Этапы фосфорного оруденения		Материал взрывов	Примеры
		позднелавканический	поствулканический		
		Метасоматоз + аутометасоматоз	Газовые эксгаляции, гидротермы		
Щелочные базальтоиды натрового ряда	0,2—0,3	Основное значение Жилы, линзы, цемент туфов	—	—	Миоценовые базальтоиды Судет, верхнемеловые базальтоиды Грузии
Щелочные базальтоиды калиевого ряда	До 1	—	Основное значение Гидротермальные жилы (апатит-магнетитовые)	Незначительная фосфатизация кристаллокластических туфов (до 1—2%)	Верхнемеловые отложения Курил, пермские базальтоиды Таласского Алатау
Ультраосновные щелочные комплексы с карбонатитами	?	Основное значение Фосфатизация карбонатитов	—	—	Карбонатиты Африки
Субщелочные основные и средние породы дифференцированных комплексов	0,4—0,8	—	Основное значение Линзы и пласты фосфоритов в вулканогенно-осадочных комплексах	—	Миоцен Северного Сахалина, верхний мел Кавказа, ордовик Казахстана, кембрий Удско-Селемджинского района, кембрий Казахстана и др.
Средние породы щелочных комплексов трахиандезитового состава	0,3—0,5	—	Основное значение Линзы и пласты фосфоритов в вулканических и вулканогенно-осадочных комплексах	Желваковые фосфориты в осадочных толщах, обогащенных пепловым материалом	Олигоценные отложения Родоского массива
Щелочные, средние и кислые породы дифференцированных комплексов	0,6—0,8	—	Основное значение Линзы фосфорита в вулканических породах, цемент туфов	—	Протерозой Прибайкалья (чайская свита)

Химический состав (в вес. %) эффузивных пород

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅
1	44,20	—	14,01	7,25	8,24	0,15	8,06	10,16	2,94	1,89	2,28	—
2	44,12	3,15	11,93	7,52	6,13	0,05	11,20	11,06	3,30	1,49	0,07	0,29
3	50,55	2,25	17,89	4,22	3,36	0,14	3,58	6,94	3,78	2,77	2,29	0,66
4	45,76	3,75	13,76	6,28	9,45	0,25	5,24	6,94	4,17	0,88	2,75	0,57
5	43,49	3,75	15,03	7,12	10,39	0,23	5,04	4,88	4,85	0,22	4,28	0,50
6	54,12	0,81	18,67	3,78	3,92	0,19	2,00	6,23	4,35	2,45	—	0,42
7	48,20	2,80	17,20	9,90	6,70	0,12	3,00	8,00	4,00	1,90	—	0,70
8	47,76	2,35	14,11	2,56	5,59	0,13	7,69	7,50	3,74	1,90	3,02	0,37
9	68,25	0,26	11,30	2,15	4,26	0,03	1,54	0,62	2,20	7,70	0,03	0,80
10	47,35	2,34	13,18	2,42	4,16	0,11	5,60	9,81	3,74	2,91	4,80	0,34
11	53,16	3,38	13,27	10,55	3,34	0,10	3,42	3,01	0,82	2,69	3,24	0,23
12	58,60	0,97	18,20	2,18	1,01	0,14	1,20	1,70	4,05	8,51	0,90	0,21
13	41,28	0,86	16,27	7,48	0,23	0,22	1,41	11,95	0,32	8,50	10,94	0,50

1 — базальт, ситовитовый, Каяках; 2 — базальт, миоцен, Судеты; 3 — базальт, миоцен, Сахалин; порфирит, верхний ордок, Северный Кавказ; 7 — щелочной базальт, миоцен, Калифорния; 8 — базальт, верхний мел, Кавказ; 11 — игнеспунг, нижний кембрий, Приполярье; 12 — трахандезит, олигоцен, Родопы;

магматический гидротермальный (или гидротермально-метасоматический). Для различных типов интрузивных комплексов, как следует из таблицы и изложенного выше материала, характерно фосфорное оруденение, происходящее на разных этапах магматического процесса. В табл. 43 мы попытались выделить подобные этапы оруденения в связи с эффузивным процессом, т. е. магматизмом в открытой системе. Намечается поздневулканический и поствулканический этапы. Кроме того, условно включен третий этап, связанный с ролью пирокластического эксплозивного материала в обогащении фосфором осадочных толщ.

В первых графах обеих таблиц показаны типы магматических пород, с которыми связаны проявления апатитов и фосфоритов. Бросается в глаза общность петрохимических типов пород: щелочные базальтоиды, ультраосновные щелочные комплексы с карбонатитами, габброидные породы дифференцированных массивов, а также сиецит-диоритовые комплексы — в интрузивном процессе, щелочные базальтоиды, карбонатиты, субщелочные основные и средние породы и трахандезит-латитовые комплексы — в эффузивном. Кроме того, для эффузивного процесса известна фосфатизация, связанная с щелочными кислыми дифференциатами; для интрузивного — некоторые значения имеют пегматиты в связи с граптоидами (в таблицу не внесены).

В щелочных базальтоидных комплексах обеих систем фосфорное оруденение проявляется на относительно ранних стадиях магматического процесса, но принципиально различно в закрытой и открытой системах. В габброидных породах интрузивных дифференцированных массивов основное значение в концентрации апатита приобретает позднемагматический этап, где в результате процессов кристаллизационной дифференциации происходит аккумуляционное обособление фосфора совместно с темноцветными компонентами и образуются апатитовосыщие шхеры, меньшая роль принадлежит постмагматическим гидротермально-метасоматическим процессам. В субщелочных основных и средних вулканических породах имеет значение поствулканический этап, на котором происходит отделение фосфора с летучими компонентами в наиболее поздних диф-

из различных зон фосфатопоявлений

Числовые характеристики по Л. Н. Заваришину													
a	c	\bar{c}	\bar{b}	S	f'	m'	c'	a'	n	φ	t	Q	a/c
9,04	4,0	—	34,3	51,4	36,7	40,7	22,6	—	70,3	18,5	—	-20,8	2,3
8,82	3,07	—	38,71	49,4	23,5	45,9	24,6	—	—	15,5	5,0	-21,8	2,9
13,2	6,3	—	16,7	63,8	44,4	39,1	16,5	—	68,7	22,8	3,3	-5,1	2,1
11,6	4,2	—	21,4	60,8	36,5	41,7	21,8	—	87,0	25,4	6,6	-5,8	2,8
11,6	4,9	—	27,6	55,9	61,8	32,9	5,3	—	97,5	23,1	6,1	-16,3	2,4
14,0	6,3	—	13,2	66,5	58,4	27,8	13,8	—	72,9	1,1	1,1	-1,3	2,2
11,8	5,7	—	24,3	58,2	62,2	21,0	16,8	—	76,5	35,3	4,2	-12,9	2,1
11,3	4,1	—	26,7	57,9	29,6	50,3	20,1	—	75,1	8,4	3,6	-10,9	2,8
14,9	—	0,8	8,1	76,3	59,8	31,2	9,0	—	26,2	12,3	0,4	-21,9	18,6
13,0	3,0	—	25,3	58,7	24,0	39,0	37,0	—	66,1	7,3	3,6	-11,6	4,3
6,0	5,6	—	21,3	67,1	60,5	28,7	—	10,8	31,8	44,6	4,6	-16,6	1,0
22,1	1,8	—	6,3	70,0	59,0	33,0	8,0	—	42,0	—	1,2	-5,8	14,0
15,4	5,3	—	23,2	56,1	35,0	12,0	53,0	—	—	—	—	-23,0	3,0

4, 5 — мидалекаменный трахандезит, нижний кембрий (?), Центральный Кавказ; 6 — андезитовый мел, Кавказ; 9 — фельзитовый порфир, протерозой, Прибайкалье; 10 — мидалекаменный базальт, 13 — лейцитовый территовый порфирит, пермь, Таласский Алатау.

ференциатах. Для средних комплексов пород сиецит-диоритового состава в интрузивных массивах и трахандезит-латитового — в эффузивных вынос фосфора происходит на постмагматическом и поствулканическом этапах вместе с газовыми эксгаляциями и гидротермами.

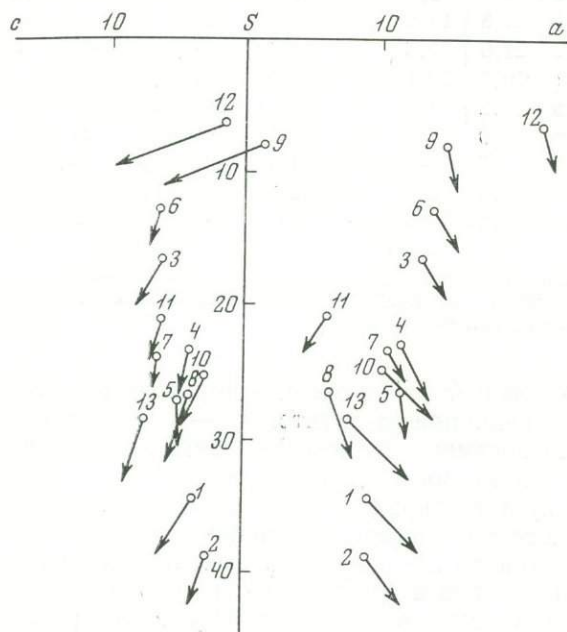
К поствулканическому этапу для открытой системы нами отнесен вынос фосфора с пирокластическим материалом при сильном эксплозивном вулканизме. Как было показано в соответствующем разделе работы, выбросы пирокластиков, несущей фосфор в среду осадконакопления, могут происходить при извержениях продуктов магматических очагов различного состава (риолит-дацитового, андезит-базальтового, трахитового и др.).

В табл. 43 показана только роль пирокластического материала щелочно-базальтоидного вулканизма калиевого ряда, а также трахандезитового, с которым связана некоторая фосфатизация в вулканоосадочных толщах.

Среднее содержание фосфора в магматических породах, с которыми связаны процессы фосфорной минерализации и образования осадочных фосфоритов, обычно невысоки и отвечают средним значениям. Однако в ряде случаев отмечаются значительные колебания содержания P₂O₅, и максимальные значения могут превышать средние цифры, установленные для данного типа пород. В эффузивных породах содержание фосфора возрастает в мидалекаменных разностях, насыщенных газовыми, легколетучими компонентами; в интрузивных наблюдаются в отдельных участках скопления акцессорного апатита, повышающего пределы колебания значений P₂O₅.

Как и в интрузивном процессе, в эффузивном миграционные особенности фосфора зависят от соотношений петрогенных элементов в исходных расплавах. Преобладание щелочей (особенно Na₂O) над кальцием способствует удержанию в растворе фосфора и накоплению его в более поздних дифференциатах. А. Е. Ферсман, подчеркивая своеобразные условия, необходимых для накопления фосфора, писал: «Для накопления фосфора нужно одновременное и притом весьма редкое сочетание

природных факторов — меланократности магматического расплава и летучести» (Ферсман, 1959, стр. 106). Основным осадителем апатита является избыточный ион кальция. Иными словами, необходимо, чтобы накапливался магматический остаток, богатый Fe^{3+} , Ti, Na, летучими компонентами, F, Cl, CO_2 , P, и чтобы для осаждения фосфора в форме апатита присутствовал кальций. Анализируя петрохимический состав вулканических пород, известных в зонах, где накапливаются фосфоритоносные вулканогенно-осадочные комплексы (табл. 44, фиг. 92), мы постоянно констатируем, что почти все породы недосыщены кремнеземом ($Q < -6$) и насыщены щелочами ($a/c > 2$; иногда $a/c > 4$). Как правило, в составе щелочей натрий преобладает над калием ($n > 65$), а темноцветная составляющая над лейкократовой [$b/(a+c) = 2$]. В составе цветной



Фиг. 92. Петрохимическая диаграмма эффузивных пород из различных зон фосфатопоявлений

Цифры соответствуют номерам анализов в табл. 44

части основную роль играют магнезиально-железистые компоненты [$(j'+m')/c > 4$] при резком преобладании железа над магнием ($j'm' > 2$). В том случае, когда порода насыщена кремнеземом ($Q = +21,9$), резко возрастает пересыщение породы щелочами ($a/c = 18,6$). По основным петрохимическим характеристикам вулканические породы из зон фосфатонакопления отвечают составу интрузивных апатитоносных комплексов и, исходя из теоретических предпосылок, могут являться источником фосфора для его концентраций как в вулканических, так и в вулканогенно-осадочных сериях.

Поступление эндогенного фосфора в зону гипергенеза определяется главным образом постмагматическим процессом. Ход этого процесса в условиях закрытых или открытых систем различен. В условиях открытых систем магматическая дистилляция возникает значительно раньше, чем в системах закрытых, и соответственно газовая фаза получает возможность более ранней миграции. Конденсации газов в растворе может не происходить. Иными словами, основной вынос летучих компонентов должен происходить в газовой фазе на относительно ранних стадиях формирования вулканических комплексов, а гидротермальные растворы отличаются иным, чем в закрытых системах, способом образования. При вулканическом процессе газовая фаза, отделявшаяся от кристаллизующегося расплава, смешиваясь с подземными водами, может превращать последние в гидротермы (Котляр, 1970). В отдельных случаях допуска-

ется и конденсация газовой фазы, что, видимо, имело место при излияниях базальтоидных лав Даубабинского вулкана (Таласский Алатау).

Следует оговорить, что источник растворов генетически связан не с излившимися продуктами (лавами), а с магматическими очагами, давшими эти вулканические продукты.

Возвращаясь к имеющемуся фактическому материалу, можно считать, что при вулканическом процессе основное значение для концентрации фосфора имеет поствулканический этап, на котором происходит вынос фосфора в составе газовых эксгаляций и гидротерм. Лишь для щелочных базальтоидов натрового ряда и карбонатитов основное значение приобретает поздневулканический этап.

Мы рассмотрели вопросы, связанные с возможным поступлением фосфора в составе вулканических продуктов в поверхностную зону земли. Дальнейшая судьба фосфора определяется палеогеографическими и конкретными фаціальными условиями бассейнов, в которых происходит седиментация.

Роль палеогеографических и фаціальных условий в реализации эндогенного фосфора

При рассмотрении различных фосфатоносных вулканогенно-осадочных комплексов была дана краткая характеристика палеогеографических условий районов их распространения. Мы показали, что фосфориты и фосфатизированные породы образовались в морских бассейнах, располагавшихся в различных климатических поясах и структурных зонах. Предполагаемые морфологические особенности бассейнов, их глубины и петрографический состав питающих провинций также различны. Вулканизм проявлялся с разной степенью интенсивности. Излияние лав носило главным образом трещинный характер и происходило в подводных условиях, однако для некоторых бассейнов следует допустить участие в седиментации значительных масс взрывного материала, поступавшего в связи с вулканизмом центрального типа из соседних районов. В ряде случаев удается различить вулканотерригенный (вулканомиктовый) материал — результат размыва вулканических построек. Скорости накопления вулканокластического ювенильного материала в большинстве примеров, видимо, уступают скоростям формирования хемогенных (биохемогенных) и биогенных отложений. На фоне почти постоянной примеси вулканокластических компонентов к терригенным кремнистые и карбонатные образования почти лишены пирокластики.

Фосфориты и фосфатизированные породы тяготеют к участкам бассейнов, морфологически представляющих собой склоны небольших поднятий, возможно, вулканического происхождения. Общая мощность разреза вулканогенно-осадочных серий в этих зонах относительно сокращена.

В бассейнах, где фиксируются вулканогенно-терригенно-карбонатно-кремнистые комплексы, фосфориты тяготеют к кремнистым фациям, но локализуются вблизи отложений, обогащенных карбонатным материалом (прослой известняков, карбонатизированные кремнистые осадки). Характерна фаціальная зона перехода от кремнистых силицитов (фтанитов) к опоковидным разностям пород. В области накопления туффитовых отложений возможна незначительная фосфорная минерализация, сопровождающая образование цеолитов и глауконитов.

В бассейнах с карбонатно-кремнистым типом вулканогенно-осадочных комплексов, отличающихся от описанных выше меньшим количеством терригенного материала и более интенсивным карбонатонакоплением, фосфориты залегают в зонах перехода кремнистых фацій в карбонатные или же на контактах вулканогенных образований с кремнистыми или карбонатными. Очень характерны зоны фосфоритизированных брекчий,

также располагающиеся на границе отложений разного типа. В общем плане морского бассейна фосфориты и фосфатизированные отложения тяготеют к приподнятым участкам, часто сопряженным со срединными массивами. Возможны латеральные переходы фосфоритоносных отложений в марганцевые и железорудные (кембрийские отложения Западного Саяна, Приохотья).

В бассейнах с интенсивным карбонатонакоплением и периодически возникающими биогермными и рифогенными постройками вулканогенно-терригенно-карбонатные комплексы обогащены фосфором, как в карбонатных фациях, в областях смены их глинистыми, так и в туффитовых и туфовых осадках. В первом случае фосфориты образуют пласты или залегают в виде линз, в туфогенных же отложениях фосфатизированным является карбонатный цемент. В рифовых фациях фосфориты приурочены к зонам перехода от склона рифа к лагуне.

Обогащение донных илов фосфором, попадающим в бассейн в результате поствулканической эксгальационной деятельности, зависит от ряда факторов, прежде всего от физико-химической обстановки, имевшей место в придонных слоях. Следует при этом учитывать возможность поступления фосфора в составе как щелочных, так и кислых растворов, так как фосфор растворим при высоких и низких значениях рН.

При изучении процессов эндогенной минерализации наблюдаются случаи отчетливой приуроченности некоторых минеральных компонентов к участкам чередования карбонатных и алюмосиликатных пород. При этом в подстилающей толще сланцев следы минерализации могут отсутствовать (Рундквист, Чистяков, 1960). Такая избирательная минерализация объясняется существованием оптимальных условий, необходимых для высаживания минеральных компонентов из газово-гидротермальных растворов. Д. В. Рундквист (1963) рассматривает четыре возможных случая рудоотложения. Первый случай — минерализация связана с растворами щелочной стадии и развивается среди алюмосиликатных пород, подстилаемых «фильтром» пород основного состава¹. Щелочные растворы, проникая через породы основного состава с щелочной реакцией (рН=8—10), не претерпевают значительных изменений и достигают вышележащих алюмосиликатных пород. В результате резкого изменения химизма среды происходит отложение рудного компонента.

Второй случай — растворы щелочной стадии проникают из пород с условной кислой средой в основные. В результате щелочного метасоматоза по пути следования растворы обогащаются кремнеземом, несколько обедняясь рудным компонентом, и эффект минерализации получается слабый, происходящий на фоне окварцевания основных пород.

Третий и четвертый случаи соответственно относятся к прохождению кислых растворов через основные породы в алюмосиликатные и наоборот. Как и в предыдущих примерах, интенсивное рудоотложение происходит только в четвертом случае, т. е. когда кислые растворы проходят через нейтральную или слабокислую среду, и затем наступает резкое изменение химизма среды.

Приведенные рассуждения обоснованы наблюдением над процессами метасоматоза в условиях переноса рудного компонента гидротермами и, конечно, не могут быть полностью применены к условиям, в которых происходит осаждение фосфора в морском бассейне. Однако некоторые положения могут быть использованы.

Если фосфор будет выноситься в водоем кислыми термами или в составе соответствующей газовой фазы, то в обстановке кремненакопления

¹ Под породами основного состава Д. В. Рундквист условно понимает различные породы, бедные SiO₂ и обладающие щелочной реакцией (ультраосновные, основные, карбонатные); под кислыми — алюмосиликатные породы со свободным кремнеземом, обладающие близкой к нейтральной реакцией (гранитоиды, сланцы, эффузивы кислого состава и др.).

в илах осаждения фосфора не произойдет, он будет поступать в морскую воду, обогащая ее и способствуя расцвету планктонных организмов. По мере накопления кремнистых осадков термальные воды могут проходить через илы, не высаживая фосфаты. Выпадение фосфора в осадок может наступить после прекращения садки кремнезема в обстановке начавшегося карбонатакопления. Иными словами, между уровнями выхода гидротерм и концентраций рудного компонента может находиться достаточно мощная однородная толща кремнистых отложений, лишенная фосфорной минерализации.

При появлении фосфора в подобной же обстановке бассейна, но в составе щелочных терм фиксация его в осадке может произойти только при наличии в придонных слоях иона Са как необходимого осадителя фосфатов. В случае, если кальция будет недостаточно, фосфаты лишь частично, участвуя в процессах метасоматоза, будут «размазываться» в кремнистых осадках, и при смене кремнистых илов карбонатными интенсивного рудообразования не произойдет.

Если обогащенные фосфором термы выходят в зону карбонатакопления и имеют кислый состав, то следует ожидать выпадение фосфора в осадок в результате резкой смены величины рН. Поведение фосфора, выносимого щелочными термами в обстановку карбонатакопления, видимо, сложное. Незначительное изменение химизма среды затруднит хемогенную садку фосфатов, но в образующихся карбонатных илах, согласно экспериментальным работам Л. Амеса (Ames, 1959), может произойти образование апатита путем медленного замещения кальцита по реакции $\text{NaOH} + 3\text{Na}_2\text{PO}_4 + 5\text{CaCO}_3 \rightarrow \text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{OH} + 5\text{Na}_2\text{CO}_3$, о чем мы уже писали в главе IV.

Естественно, что предложенная схема лишь в очень приближенном виде может осуществляться в природной обстановке бассейнов седиментации. Однако состав поступающих термальных растворов в физико-химическую среду осадконакопления следует принимать во внимание при интерпретации закономерностей фосфатакопления в вулканогенно-осадочных комплексах.

Обращаясь к известному нам фактическому и литературному материалу по фосфатоносным вулканогенно-осадочным комплексам, мы можем констатировать, что положение фосфоритов и фосфатизированных пород в разрезах достаточно изменчиво. В одних случаях фосфориты залегают на значительном интервале от вулканогенных и покрывающих их кремнистых толщ, в зоне перехода к карбонатным. В других — фосфатизированными оказываются низы разреза кремнистых отложений, контактирующих с эффузивами и вулканокластическими образованиями. Так же непостоянна фосфатизация в карбонатных сериях по отношению к кремнистым алюмосиликатам (глинистым) или вулканогенным толщам.

Однако почти во всех случаях наиболее продуктивной оказывается смена пород разного химического состава, отражающая смену физико-химических условий осадконакопления.

Остается заметить, что так же как и для формирования кремнистых отложений, при фосфатакоплении значительная роль принадлежит процессам биохемогенной садки. В бассейнах, в которых предполагается поступление эндогенного фосфора, интенсивное развитие микроорганизмов возникает как следствие большего количества жизненно необходимого элемента. Повышенное значение органического вещества, сопровождающее в отдельных случаях образование фосфоритов, может свидетельствовать, таким образом, об участии эндогенных компонентов в общем цикле осадконакопления.

**Структурно-тектоническое положение
фосфатоносных комплексов пород
(интрузивных, вулканогенных, вулканогенно-осадочных)**

В табл. 45 мы даем краткую характеристику палеоструктурного положения интрузивных, вулканогенных и вулканогенно-осадочных комплексов и особо выделяем тип разломов земной коры, имевших место в период формирования этих комплексов.

Интрузивные апатитоносные комплексы известны на древних платформах, в краевых частях платформ, граничащих со складчатыми областями, в областях завершённой складчатости и в геосинклинальных системах на ранних стадиях развития.

Таблица 45

**Структурно-тектоническое положение фосфатоносных магматических
и вулканогенно-осадочных комплексов**

Комплексы	Структурно-тектоническое положение	Тип разломов
Интрузивные апатитоносные	Окраины древних платформ. Платформы. Области завершённой складчатости	Сквозьструктурные разломы. Разломы по шву между платформой и областью завершённой складчатости. Разломы в зонах завершённой складчатости
Вулканогенные фосфатоносные	Срединные массивы. Орогенные впадины. Грабенообразные геосинклинальные прогибы вблизи срединных массивов	Глубинные разломы
Вулканогенно-осадочные фосфатоносные	Грабенообразные геосинклинальные прогибы вблизи срединных массивов. Краевые части геосинклиналей вблизи стабильных сооружений	Разломная тектоника в связи с блоковым строением геосинклинальных впадин. Разломы, ограничивающие геосинклинальные прогибы от ранее консолидированных зон

На древних платформах апатитоносные комплексы расположены в окраинных частях и тяготеют к зонам разломов глубокого заложения. Для Кольской апатитоносной провинции (северная окраина Русской платформы) характерно пересечение широтных разломов с тектонически ослабленной региональной зоной северо-западного простирания (Кононова, 1968).

На окраинах Сибирской платформы апатитоносные массивы приурочены к расколам, возникшим под влиянием тектонических движений в соседней геосинклинальной области (Маймеча-Котунская, Алданская зоны).

Сквозьструктурные разломы (рифты) контролируют появление апатитоносных комплексов в Восточной Африке, ФРГ (Рейнский грабен), возможно, на севере Сибирской платформы (Гулинский массив).

На границе между платформой и областью завершённой складчатости известны апатитоносные массивы в Восточном Саяне. Приурочены они к шовной зоне, главным образом на пересечениях крупного разлома с поперечными нарушениями. В областях завершённой складчатости апатитоносные массивы, как правило, локализуются в разломных системах, ограничивающих участки более ранней консолидации. К этому типу относятся девонские массивы Байкальской провинции, вытянутые вдоль линейного разлома, девонские массивы Кузнецкого Алатау, Минусин-

ской котловины и др. Следует отметить апатитоносные габброидные массивы на Среднем и Южном Урале, которые размещены вдоль разлома на границе двух различных структурных зон геосинклинали.

Вулканогенные фосфатоносные комплексы, как было показано в работе, расположены в пределах срединных массивов, во впадинах орогенов и в грабенообразных геосинклинальных прогибах вблизи срединных массивов. Структурами, контролирующими вулканические очаги, в большинстве случаев являются разломы.

Вулканогенно-осадочные фосфатоносные комплексы формировались в достаточно разнообразных структурных условиях. Они распространены в грабенообразных геосинклинальных прогибах обычно вблизи срединных массивов, в краевых частях многогеосинклинальных бассейнов, в зоне сопряжения с ранее консолидированными структурами, в эвгеосинклинальных прогибах, в разломной зоне, ограничивающей прогиб от более древних, относительно консолидированных сооружений, во впадинах наложенного характера, развивавшихся на срединном массиве. Разломная тектоника очень характерна для перечисленных структур. По разломам происходили опускание блоков и образование грабенообразных прогибов, в которых накапливались вулканогенно-осадочные комплексы. В большинстве случаев разломы служили путями подъема магматических продуктов, а по системам оперяющих трещин, по всей видимости, происходил вынос поствулканических эксгаляций. Сравнительный анализ структурной приуроченности фосфатоносных комплексов (интрузивных, вулканогенных и вулканогенно-осадочных) выявляет некоторые общие черты, главной из которых является несомненная жесткость участков земной коры, в которых формировались перечисленные комплексы. Наиболее четко эта закономерность проявляется для апатитоносных интрузивных и вулканогенных комплексов, но и фосфатоносные вулканогенно-осадочные комплексы, как мы могли убедиться на представленном материале, тяготеют к относительно стабильным структурам.

Для фосфатоносных комплексов характерны зоны швов между относительно мобильными и стабильными структурами, причем типы этих структур могут быть различными (платформенные и геосинклинальные зоны, прогибы и зоны более ранней консолидации и др.). Так же как интрузивные и вулканогенные комплексы, вулканогенно-осадочные тяготеют к системам разломов, активно живущих в период формирования фосфатоносных отложений.

Нам представляется, что отмеченные черты сходства являются не случайными и обуславливаются общностью магматических процессов, необходимых для накопления и отделения фосфатов в условиях закрытых и открытых систем.

В условиях определенных структурных элементов земной коры и в связи с разломами глубокого заложения происходили процессы дифференциации растворов, приводившие к появлению магматических продуктов, высокая щелочность которых сочетается с относительно высокой основностью.

Хорошо известно, что щелочные породы тяготеют к участкам земной коры, обладающим малой подвижностью. Независимо от того, где формируются щелочные комплексы: на платформах или в складчатых областях, они постоянно приурочены к зонам разломов. Возникновение щелочных пород связано с развитием магматизма по двум главным линиям:

1) глубинная дифференциация ультраосновной и основной магмы с дифференцированным накоплением щелочей в условиях относительно тектонического покоя;

2) прогрессивное увеличение щелочности при эволюции гранитных очагов (Воробьева, 1960).

В широком спектре пород, характерных для фосфатоносных комплексов, рассмотренных в нашей работе, несомненна ведущая роль щелочных ассоциаций, являющихся производными ультраосновной или основной магмы.

Фосфатоносные вулканогенно-осадочные комплексы сопровождаются основными и средними породами повышенной щелочности (субщелочные), которые также появляются в результате процессов дифференциации основных магм, протекавшей, возможно, в несколько более активной тектонической обстановке. Эти комплексы формируются большей частью в геосинклинальных областях, но в силу специфики образования пород повышенной щелочности локализуются в зонах, сопряженных с более жесткими структурами (срединные массивы, древние выступы, краевые шовные зоны геосинклиналей и т. п.).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Фосфатоносные вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы были рассмотрены в работе в достаточно широком стратиграфическом диапазоне среди отложений кайнозоя, мезозоя и палеозоя. Не отрицая возможности эволюции процесса фосфатонакопления в геологической истории (Красильникова, 1966), мы подчеркиваем постоянную связь рассмотренных комплексов с вулканическими проявлениями определенного типа. Анализ процессов миграции фосфора в магматическом цикле, а также выяснение структурного положения районов фосфатонакопления позволяют установить характер этой связи.

Рассматриваемые фосфатоносные комплексы приурочены к структурам, благоприятным для образования наиболее полно дифференцированных магматических пород.

Петрохимический состав вулканических пород в зоне развития комплексов отражает процессы дифференциации магматических расплавов, в результате которых должно происходить накопление и отделение фосфора.

Учитывая общее сходство петрохимического состава эффузивных пород фосфатоносных комплексов с интрузивными апатитоносными породами и близость их структурно-тектонического положения, мы предполагаем для областей активного вулканизма существование генетической связи между фосфатонакоплением и вулканическими процессами.

Выделяются два типа фосфорной минерализации: вулканогенный и вулканогенно-осадочный (табл. 46). В вулканогенном типе концентрация фосфора происходит в результате автотермического и гидротермально-метасоматических процессов. В вулканогенно-осадочном типе выделяются седиментационные и седиментационно-диагенетические образования фосфоритов. Кроме того, в вулканогенно-осадочный тип мы включаем диагенетические образования фосфоритов, характерные для осадочных комплексов, обогащенных пепловым материалом.

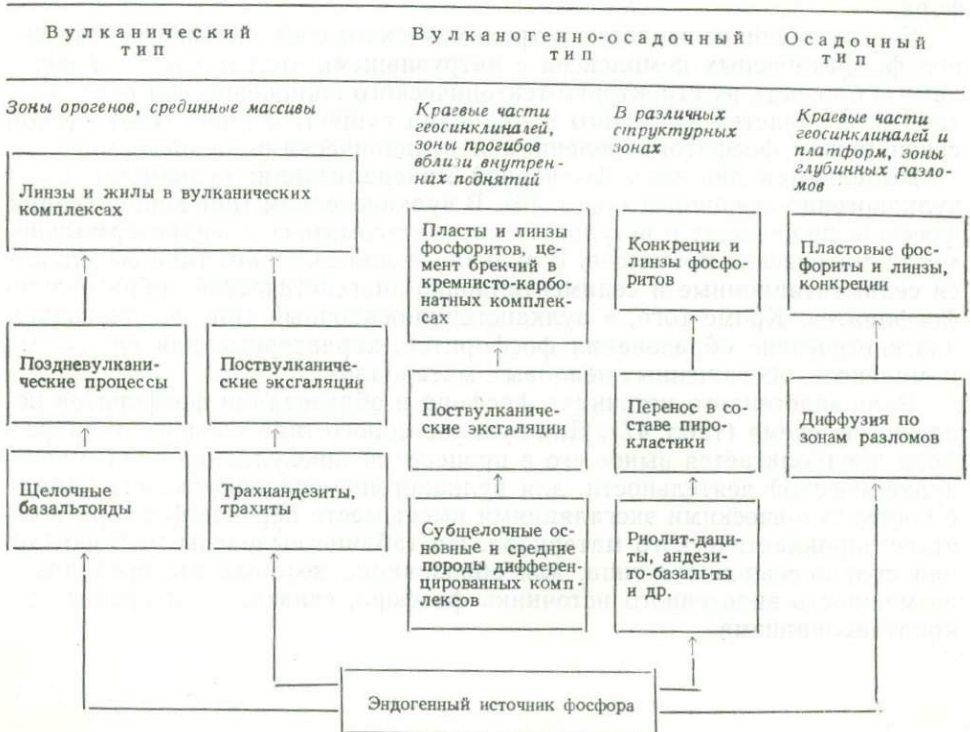
Роль эндогенного источника фосфора в образовании фосфоритов показана на схеме (табл. 47). Для вулканогенного типа концентрации фосфора предполагается вынос его в процессе поздневулканической и поствулканической деятельности, для вулканогенно-осадочного типа наряду с поствулканическими эксгаляциями имеет место перенос фосфора в составе пирокластического материала. На таблице выделены месторождения спорно-осадочного типа, для образования которых мы предлагаем возможность эндогенного источника фосфора, связанного с процессами криптовулканизма.

Типы концентраций фосфатов в связи с процессами вулканизма

Генетический тип концентраций	Морфологические формы концентраций	Минералогический состав	Комплексы вмещающих пород	Состав вулканических продуктов	
Вулканогенный	Гидротермально-метасоматический	Линзы, жилы, цемент туфов	Апатит, карбонатфторapatит	Вулканические и вулканокластические	Щелочные базальтоиды натрового и калиевого рядов
	Метасоматический	Линзы, цемент брекчий и туфов	То же	Вулканические и осадочные (чаще карбонатные)	Трахиандезиты, трахиты
Вулканогенно-осадочный	Седиментационный	Линзы, пластобразные тела	Карбонатфторapatит	Вулканогенно-карбонатно-кремнистые, вулканогенно-карбонатные	Субщелочные, основные и средние породы дифференцированных магматических комплексов
	Седиментационно-диагенетический	Конкреции, плиты	То же	Вулканогенно-терригенно-карбонатно-кремнистые	
	Диагенетический	Конкреции, фосфатизированные прослои	»	Различные осадочные толщи, обогащенные пирокластическим материалом	?

Таблица 47

Схема влияния вулканизма на образование различных типов концентраций фосфоритов



ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Решения вопросов, поставленных перед нашим исследованием, кратко могут быть сформулированы следующим образом:

1. Фосфатонакопление в зонах активной вулканической деятельности сопровождается проявлением вулканизма определенного типа. Характерно присутствие вулканических пород, являющихся продуктами полно дифференцированного магматического расплава. В ряде случаев устанавливается не гомодромный ход эволюции от основных к кислым лавам, а чередование лав различной основности. Чаще наблюдается повышение основности вулканических продуктов с обязательным возрастанием щелочности. Характерны комплексы щелочных базальтоидов, субщелочных основных и средних пород, комплекс пород сиенитовой группы (трахиты, трахитовые порфиры, трахиандезиты-латиты).

2. Фосфорная минерализация известна в вулканических и вулканокластических комплексах пород, сложенных щелочными базальтоидами калиевого и натрового ряда, андезитовыми лавами повышенной щелочности с относительно низким содержанием кремнекислоты и с лавами трахитового состава. Фосфатизация приурочена к измененным зонам вулканических и вулканокластических пород и в ряду метасоматических новообразований занимает одно из последних мест. Характерен натровый тип метасоматоза. Главная роль в концентрации фосфора принадлежит активным летучим соединениям. Процесс концентрации фосфора близок по времени к формированию вулканического комплекса.

3. Фосфатонакопление в вулканогенно-осадочных комплексах пород происходило в морских бассейнах в различных палеогеографических обстановках. Активная вулканическая деятельность, синхронная или предшествующая фосфатонакоплению, по типу относится к подводным трещинным излияниям интенсивно дифференцированных продуктов базальтовой магмы. Среди эффузивов распространены базальты, базальтовые порфириты, диабазы, диабазовые порфириты, вариолиты, андезитовые порфириты, трахиандезиты и некоторые другие разновидности основных и средних пород повышенной щелочности. Кислые разновидности пород не характерны, но могут встречаться в комплексах с более основными эффузивами. Вулканокластический материал в ряде случаев не соответствует по составу излившимся лавам и поступал в бассейны в результате извержений отдаленных вулканов центрального типа. Осадочный материал преимущественно кремнистый, карбонатный и терригенный. Количество последнего относительно небольшое.

Выделяются три типа фосфатонесных вулканогенно-осадочных комплексов: вулканогенно-терригенно-карбонатно-кремнистый, вулканогенно-карбонатно-кремнистый и вулканогенно-терригенно-карбонатный. С каждым из этих комплексов ассоциирует определенный тип фосфоритов.

4. Структурно-тектоническое положение районов, в которых формировались фосфатоносные вулканогенно-осадочные и вулканические комплексы, имеет ряд особенностей, выражающихся в относительной жесткости этих зон и приуроченности их к крупным разломам. Различаются грабенообразные впадины геосинклинальных систем, грабенообразные впадины на срединных массивах, краевые части геосинклиналей вблизи стабильных поднятий, впадины орогенов.

5. Миграция фосфора в эффузивном процессе в общих чертах соответствует миграции в интрузивном и определяется соотношением петрогенных элементов расплава, главным образом щелочей (натрия), кальция, алюминия, кремнезема, железа. Кристаллизация фосфора в форме апатита происходит на различных этапах вулканического процесса в различных типах вулканических пород. Рудные концентрации фосфора возникают в связи с породами определенного петрохимического состава, сопоставимыми с интрузивными апатитоносными разностями. В эффузивном процессе — щелочные базальтоиды, карбонатиты ультраосновных щелочных комплексов, субщелочные основные и средние породы и трахиандезит-латиты; в интрузивном — щелочные породы (нефелиновые и лейцитовые сиениты), ультраосновные щелочные комплексы с карбонатитами, габброиды, сиениты.

Поступление эндогенного фосфора в зону гипергенеза определяется главным образом постмагматическим процессом. Ход этого процесса в условиях открытых и закрытых систем различен. В открытой системе вынос в газовой фазе летучих компонентов и вместе с ними фосфора происходит на ранних стадиях постмагматического процесса. Перенос фосфора гидротермами, возникающими при ранней консолидации газовой фазы (в вулканическом очаге), осуществляется в условиях излияния щелочных базальтоидных лав и не характерен для субщелочных комплексов пород.

В зависимости от особенностей дифференциации магматических расплавов и характера вулканического процесса различаются условия концентрации фосфорных минералов. В щелочных базальтоидах концентрация фосфора происходит в поздневулканическую стадию в процессе автосоматоза.

Фосфорная минерализация локализуется в пределах вулканического очага в виде линз и жил апатита или карбонатфторапатита. С субщелочными основными и средними породами, с комплексом трахитов и трахиандезитов, связаны концентрации фосфора вне зоны вулканического очага в сериях вулканогенно-осадочных пород, где фосфориты и фосфатизированные породы встречаются в виде линз, пластов или конкреций.

С щелочными кислыми дифференциатами основных расплавов также связан поствулканический вынос фосфора с одновременным значительным выносом железа. Концентрация происходит вблизи вулканических очагов в виде контактово-метасоматических залежей.

6. Судьба эндогенного фосфора, выносимого в морские водоемы, зависит от сочетания различных факторов: условий осадконакопления в бассейне и состава газовой гидротермальной растворов.

Основываясь на представлениях о необходимости резкого изменения химизма среды для рудоотложения (Рундквист, 1963), можно предположить, что в случае выноса фосфора в составе кислых терм и одновременно интенсивного кремнезема накопления осаждение фосфатов станет возможным только при увеличении рН в илах и придонных слоях, т. е. при начавшемся карбонатонакоплении. Аналогичный процесс будет в случае накопления глинистых толщ, сменяющихся глинисто-карбонатными. Если кислые термы при выходе на поверхность дна попадают в зону карбонатонакопления, фосфаты должны фиксироваться вблизи выходов или же метасоматически замещать карбонатные илы.

Противоположная картина должна наблюдаться при выносе фосфора щелочными растворами с высоким значением рН. Основное осаждение фосфора будет происходить при смене более щелочных условий нейтральными или слабокислыми.

Определенная часть фосфора при поствулканических процессах рассеивается в морской воде, обогащая ее в местах выхода и способствуя интенсивному развитию планктона. Не исключен в связи с этим биохимический способ осаждения фосфатов. Непременным условием для более или менее значительных концентраций фосфоритов является замедленный темп седиментации. Роль постседиментационных диагенетических процессов в концентрации эндогенного фосфора наиболее ярко проявляется при захоронении в осадке пирокластического материала, сорбирующего фосфор во время эксплозивного извержения или содержащего повышенное количество фосфора в вулканическом стекле. Условия осадконакопления в этих случаях отличны от описанных выше. Скорость седиментации достаточно большая. Осадочные комплексы, вмещающие пепловые прослойки, обогащены органическим веществом. В условиях кислой или резко щелочной среды происходит растворение и последующее перераспределение выносимого с пирокластикой фосфора.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдрахманов К. А., Иванов А. И., Монич В. К., Мороков В. Д.* 1961. Абсолютный возраст щелочных пород северо-запада Таласского Алатау.— Изв. АН Каз. ССР, серия геол., № 4 (45).
- Адамов Е. А.* 1964. Чайская свита Домугдо-Кутимского междуречья и новые данные по ее фосфоритоносности.— В кн. «Новые данные по геологии, нефтеносности и полезным ископаемым Иркутской области». М., «Недра».
- Андреев Г. В.* 1968. Генетические особенности Ощурковского апатитового месторождения.— В кн. «Апатиты». М., «Наука».
- Аникеева Н. Ф.* 1964. Роль различных ассоциаций химических элементов в геохимической и металлогенической специализации магм.— В кн. «Металлогеническая специализация магматических комплексов». М., «Недра».
- Архангельская В. В.* 1968. Апатитоносность Сыннырского щелочного массива.— В кн. «Апатиты». М., «Наука».
- Аскинази Д. Л.* 1949. Фосфатный режим и известкование почв с кислой реакцией. М., Изд-во АН СССР.
- Баев В. Г., Аземко Ю. П.* 1968. Фосфоритоносность альб-сеноманского флиша южного склона северо-западного Кавказа.— В кн. «Тезисы докладов III Конференции по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа». Ессентуки.
- Бейли Д. К.* 1969. Карбонатитовые комплексы восточной Уганды.— В кн. «Карбонатиты». М., «Мир».
- Белянкин Д. С.* 1912. Тешенит из Курсеби и его положение в системе горных пород.— Изв. СПб. политехн. ин-та, отд. техн., естеств. и мат., 17, вып. 1.
- Бсгатигов О. А.* 1968а. Основные породы Алтае-Саянской складчатой области и связанная с ними апатитовая и титаномагнетитовая минерализация.— В кн. «Апатиты». М., «Наука».
- Богатигов О. А.* 1968б. Основные породы СССР и место в них апатитовой минерализации.— В кн. «Апатиты». М., «Наука».
- Богданов А. А., Четверикова Н. П.* 1961. О тектоническом положении Карагандинского бассейна.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 36, вып. 4.
- Борнеман-Старинкевич И. Д.* 1940. Об изоморфных замещениях в карбонатапатите.— Докл. АН СССР, 26, № 8.
- Борукаев Р. А., Ившин Н. К.* 1960. Верхний кембрий и нижний ордовик северо-востока и востока Центрального Казахстана.— В кн. «Труды Совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана», т. 1. Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР.
- Бродская Н. Г.* 1959. Фосфатонакопление в третичных отложениях Сахалина.— Сообщ. Сахалинск. компл. науч.-исслед. ин-та АН СССР, вып. 7.
- Бродская Н. Г.* 1961. Фосфориты полуострова Шмидта (Сахалин).— Гесл. рудн. м-ний, № 1.
- Бродская Н. Г.* 1963. Ряды формаций кайнозойских геосинклинальных прогибов Сахалина, Камчатки и Японии.— Труды ГИН АН СССР, вып. 81.
- Бродская Н. Г.* 1966. О трех генетических типах кремнистых пород в геосинклинальных формациях.— В кн. «Геохимия кремнезема». М., «Наука».
- Бродская Н. Г.* 1968. Некоторые геохимические особенности пород вулканогенно-осадочных комплексов геосинклинальных зон.— В кн. «Геохимия осадочных пород и руд». М., «Наука».
- Бродская Н. Г., Ильинская М. Н.* 1963. Фосфатизация в вулканогенно-осадочных комплексах верхнего мела Грузии.— Докл. АН СССР, 151, № 2.
- Бродская Н. Г., Ильинская М. Н.* 1968. Фосфатонакопление в вулканических областях.— Труды ГИН АН СССР, вып. 196.
- Бродская Н. Г., Соловьев А. В.* 1956. Фосфориты в третичных отложениях Сахалина.— Докл. АН СССР, 109, № 4.
- Бушинский Г. И.* 1956. Фосфаты кальция фосфоритов.— В кн. «Вопросы геологии агрономических руд». М., Изд-во АН СССР.
- Бушинский Г. И.* 1966. Древние фосфориты Азии и их генезис.— Труды ГИН АН СССР, вып. 149.
- Велинский В. В.* 1968. Кембрийский вулканизм Западного Саяна. Новосибирск, «Наука».

- Виноградов А. П. 1962. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— *Геохимия*, № 7.
- Вировлянский Г. М. 1968. Особенности размещения апатитовых руд в Хибинских месторождениях и их значение для поисков в других массивах.— В кн. «Апатиты». М., «Наука».
- Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. 1959. Ловозерский щелочной массив. М., Изд-во АН СССР.
- Воробьев В. А., Шануренко Н. К. 1968. Об апатитоносности изверженных пород хребта Бырранга (полуостров Таймыр).— В кн. «Апатиты». М., «Наука».
- Воробьева О. А. 1960. Щелочные породы СССР.— В кн. «Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы». Междунар. геол. конгр. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 13. М., Изд-во АН СССР.
- Воробьева О. А., Петров В. П. 1968. Главные типы магматических и метаморфических пород, концентрирующих апатитовое оруденение.— В кн. «Апатиты». М., «Наука».
- Гамкрелидзе П. Д. 1957. Основные черты тектонического строения Грузии.— Труды Геол. ин-та АН Груз. ССР, 10.
- Гарсон М. С. 1969. Карбонатиты Малави.— В кн. «Карбонатиты». М., «Мир».
- Герасимовский В. И. 1968. Геохимия фосфора в нефелинсодержащих магматических породах.— В кн. «Апатиты». М., «Наука».
- Герасимовский В. И., Волков В. П., Когарко Л. Н., Поляков А. И., Сапрыкина Т. В., Балашов Ю. А. 1966. Геохимия Ловозерского щелочного массива. М., «Наука».
- Герасимовский В. И., Поляков А. И., Тузова А. М., Холика Ю. Б. 1968. Апатитоносность Сыннырского щелочного массива.— В кн. «Апатиты». М., «Наука».
- Герасимовский В. И., Тузова А. М. 1963. К геохимии фосфора в нефелиновых сиенитах.— *Геохимия*, № 7.
- Гиммельфарб Б. М., Нарчешавили О. В. 1955. Новые данные о фосфоритоносности верхнемеловых отложений Грузии.— Докл. АН СССР, 103, № 2.
- Глаголев А. А. 1968. Апатитоносность массивов Арбарастах.— В кн. «Апатиты». М., «Наука».
- Глаголев А. А., Эпштейн Е. М. 1968. Особенности апатитового оруденения и его место в генетической истории массивов ультраосновных щелочных пород.— В кн. «Апатиты». М., «Наука».
- Гроссгейм В. А. 1961а. История терригенных минералов в мезозое и кайнозое Северного Кавказа и Предкавказья.— Труды ВНИГРИ, вып. 180.
- Гроссгейм В. А. 1961б. К истории геологического развития территории северо-западного Кавказа в верхнемеловую эпоху.— Изв. высш. учебн. завед. Геол. и развед., № 10.
- Груза В. В., Мызников В. А. 1970. Фосфор в генетических сериях магматических пород.— *Геохимия*, № 3.
- Гуцушвили В. И. 1964. Явления гальмиролиза в вулканогенной свите мтавари.— Сообщ. АН Груз. ССР, 33, № 1.
- Гущенко И. И. 1965. Пеплы Северной Камчатки и условия их образования. М., «Наука».
- Дэузон Дж. Б. 1969. Олдоиньо-Ленгаи — действующий вулкан с потоками лав натровых карбонатитов.— В кн. «Карбонатиты». М., «Мир».
- Джонсон Р. Л. 1969. Карбонатитовые комплексы Шава и Дорова, Родезия.— В кн. «Карбонатиты». М., «Мир».
- Дзоценидзе Г. С. 1941. Коллофанит из свиты мтавари.— Сообщ. АН Груз. ССР, 11, № 6.
- Дзоценидзе Г. С. 1948. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси, Изд-во АН Груз. ССР.
- Дзоценидзе Г. С. 1954. Об одном случае миграции фосфата кальция в фосфоритовом месторождении.— Сообщ. АН Груз. ССР, 15, № 10.
- Дзоценидзе Г. С. 1965. Влияние вулканизма на образование осадков. М., «Недра».
- Дзоценидзе Г. С. 1969. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., «Недра».
- Дудкин О. Б., Козырева Л. В., Померанцева Н. Г. 1964. Минералогия апатитовых месторождений Хибинских тундр. М., «Наука».
- Еганов Э. А. 1968. Геосинклинальные фосфориты Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука».
- Егоров Л. С. 1964. К проблеме происхождения карбонатитов.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Егоров Л. С. 1968. Апатит в Маймеча-Котунском комплексе ультраосновных — щелочных пород.— В кн. «Апатиты». М., «Наука».
- Еремеев В. П. 1968. Апатитоносные диориты Тувинской АССР.— В кн. «Апатиты». М., «Наука».
- Жидков А. Я. 1968. Апатитоносность щелочных интрузий Северного Прибайкалья.— В кн. «Апатиты». М., «Наука».
- Зак С. И., Пак А. С., Горстка В. Н., Дудкин О. Б. 1968. Новые данные о геологическом строении и апатитоносности Сыннырского массива.— В кн. «Апатиты». М., «Наука».
- Зеленов К. К. 1965. Некоторые особенности подводного вулканизма на примере вулкана Бану-Вуху (Индонезия).— В кн. «Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые». М., «Наука».

- Зеленов К. К. 1969. Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ. Автореф. докт. дисс. Петропавловск-Камчатский.
- Иванова Т. Н. 1968. Апатитоносность Кольского полуострова.— В кн. «Апатиты». М., «Наука».
- Игнатьева Л. А. 1967а. Литология сисианской диатомитовой свиты в неогене Армении.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 62, вып. 4.
- Игнатьева Л. А. 1967б. Редкоземельный апатит из Абовянского железорудного месторождения.— Геохимия, № 6.
- Игнатьева Л. А., Рогожин Е. А. 1971. Редкие земли в сисианской диатомитовой свите Малого Кавказа.— Литол. и полезн. ископ., № 3.
- Ильинская М. Н. 1962. О фосфоритоносных вулканогенных породах Западной Грузии (свита мтавари).— Докл. АН СССР, 147, № 3.
- Ильинская М. Н. 1964. О фосфатной минерализации в щелочном вулканическом комплексе свиты мтавари.— Литол. и полезн. ископ., № 3.
- Ильинская М. Н. 1966. Поствулканические преобразования и фосфатизация щелочных вулканических комплексов (на примере свиты мтавари в Западной Грузии и даубабинской свиты в Таласском Алатау). Автореф. канд. дисс. М.
- Ирдли А. 1954. Структурная геология Северной Америки. Пер. с англ. М., ИЛ.
- Караулов В. Б. 1970. Палеозойские структуры Западного Приохотья (Удско-Шантарский и Тугурский районы).— Геотектоника, № 1.
- Кириллова И. В., Люстих Е. К., Растворова В. А., Сорский А. А., Хаин В. Е. 1960. Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа.— М., Изд-во АН СССР.
- Козарко Л. Н., Рябчиков И. Д. 1969. Особенности дифференциации богатых летучими щелочных магм.— Геохимия, № 12.
- Константинов А. К. 1964. Фосфориты Межозерного участка в Селеты-Степнякском районе.— Минер. сырье, вып. 10.
- Кононова В. А. 1968. Размещение нефелиновых щелочных пород, сопровождающих ультраосновные и основные породы, в связи с их апатитоносностью.— В кн. «Апатиты». М., «Наука».
- Королева М. Н. 1959. Ордовикские отложения Пристепнякского района Северного Казахстана.— Сов. геол., № 9.
- Котляр В. Н. 1970. Основы теории рудообразования. М., «Недра».
- Красильникова Н. А. 1966. Фосфориты Сибири. Закономерности, геологическое размещение и перспективы поисков. Автореф. докт. дисс. М.
- Криштофович Л. В. 1960. Обоснование выделения ярусов в третичных отложениях Сахалина.— Труды ВНИГРИ, вып. 154. Палеонтол. сб., № 2.
- Ксенжевич М., Визэр Т. 1954. Верхнемеловой вулканизм карпатской флишевой геосинклинали.— Bull. Acad. polon. Cl. III, 2, N 4.
- Ксенжевич М., Самсонович Я. 1956. Очерк геологии Польши. М., ИЛ.
- Лалин В. В. 1949. О ливкации некоторых фосфоритов и фторсодержащих силикатных расплавов.— Труды ИГН АН СССР, вып. 106, петрогр. серия, № 30.
- Лебедев Л. М. 1963. О природе силикагеля из Второго теплого ручья на Паужатке (Камчатка).— В кн. «Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР». М., Изд-во АН СССР.
- Левина С. Д. 1964. Формационный и палеогеографический контроль размещения ордовикских фосфоритов Северного Казахстана.— Минер. сырье, вып. 10.
- Лисицына Н. А. 1966. К методике геохимического изучения кор выветривания.— Литол. и полезн. ископ., № 1.
- Ломизе М. Г. 1963. Мезозойский эффузивный вулканизм северо-западного Кавказа и его связь с тектоникой. Автореф. канд. дисс. М.
- Ломизе М. Г. 1969. Вулканизм северо-западного Кавказа и его связь с тектоникой. Изд-во МГУ.
- Ляхович В. В. 1957. К минералогии полагонитов.— Минер. сб. Львовск. геол. об-ва, № 11.
- Маркова Н. Г. 1961. Стратиграфия и тектоника палеозоя Бет-Пак-Далы.— Труды ГИН АН СССР, вып. 62.
- Меланхолина Е. Н. 1968. О сравнительной тектонике Западного Сахалина, Хоккайдо, Тайваня и Калифорнии.— Геотектоника, № 2.
- Милтон Ч. 1961. Минеральные ассоциации формации Грип-Ривер.— В кн. «Геохимические исследования». М., ИЛ.
- Михайлов А. С. 1968. Геохимия фосфора и проблема происхождения фосфоритов.— Труды СНИИГГИМС, вып. 69.
- Михайлов А. С. 1970. Литологические и физико-химические исследования процессов образования фосфатных и карбонатных осадков. Автореф. докт. дисс. Казань.
- Мищенко В. С. 1962. О генетической связи полиметаллического редкометалльного и фосфорного оруденения с эффузивно-интрузивным комплексом пород карадокского яруса (северо-восток Центрального Казахстана).— Изв. высш. учебн. завед., Геол. и развед., № 8.
- Молчанова Т. В. 1966. Структурное положение, петрология и происхождение калиевых основных щелочных пород (на примере Среднего Тянь-Шаня и Алдана).— Труды ГИН АН СССР, вып. 159.

- Моссаковский А. А. 1963. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. М., Госгеолтехиздат.
- Муратов М. В. 1940. Очерк тектоники окрестностей минеральных источников р. Чвижепсе (южный склон Главного Кавказского хребта).— Бюлл. МОИП, стд. геол., 18, вып. 2.
- Набоко С. И. 1959. Вулканические эксгальции и продукты их реакций.— Труды Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 16.
- Нарчешавили О. В. 1957. Верхнемеловые фосфориты Грузии. Автореф. канд. дисс. М.
- Нарчешавили О. В. 1958. Верхнемеловые фосфориты Грузии.— Труды Гос. науч.-исслед. ин-та горно-хим. сырья, вып. 4.
- Науменко В. В. 1964. Про роль вулканізму, тектоніки, палеогеографії, в процесі фосфоритоутворення.— Геол. ж. АН УССР, 24, вып. 6.
- Недовизин А. А. 1963. Докембрий и кембрий Чу-Илийских гор и юго-восточной Бет-Пак-Далы.— Изв. АН Каз. ССР, серия геол., вып. 3.
- Недовизин А. А. 1964. Докембрий и нижний палеозой Чу-Балхашского водораздела и юго-восточной Бет-Пак-Далы. Автореф. канд. дисс. Алма-Ата.
- Недовизин А. А. 1967. О новой находке фосфоритов в Чу-Илийских горах.— Вестн. АН Каз. ССР, № 10.
- Никитин И. Ф., Анпслонов М. К., Цай Д. Т. 1968. Корреляционная схема ордовика Восточного Казахстана.— Изв. АН Каз. ССР, серия геол., № 3.
- Николаев В. А. 1930. К стратиграфии и тектонике северных цепей Тянь-Шаня.— В кн. «Труды III Всесоюзного съезда геологов (сентябрь, 1928 г.)», вып. 2. Ташкент.
- Овчинников Л. Н. 1960а. Контактново-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала.— Труды Горно-геол. ин-та Урал. фил. АН СССР, вып. 39.
- Овчинников Л. Н. 1960б. Некоторые закономерности магматогенного рудообразования (по экспериментальным данным).— В кн. «Генетические проблемы руд». Междунар. геол. конгр. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 16. М., Изд-во АН СССР.
- Орлова М. П. 1959. Щелочные базальтоиды реки Даубаба (Таласский Ала-Тай).— Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 16.
- Пастушенко Ю. Н. 1956. О верхнемеловом магматическом комплексе в бассейнах рек Псоу, Мзымты и Сочи (Юго-Западный Кавказ). Изв. АН СССР, серия геол., № 12.
- Паффенгольц К. Н. 1970. Очерк магматизма и металлогении Кавказа. Ереван. Изд-во АН Арм. ССР.
- Петренко А. А., Ренгарген Н. В. 1954. Фосфатопоявления в нижних угленосных свитах Карагандинского бассейна и Завьяловского месторождения.— Докл. АН СССР, 97, № 2.
- Петрова Е. А. 1964. Петрографический состав и геохимические особенности эффузивных пород фосфоритоносных формаций ордовика Селеты-Степнякского района Северного Казахстана.— Минер. сырье, вып. 10.
- Пушаровский Ю. М. 1964. О тектонике Сахалина.— Изв. АН СССР, серия геол., № 12.
- Ратеев М. А. 1968. Аутигенное глинообразование при вулканогенно-осадочном литогенезе.— В кн. «Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого». М., «Наука».
- Ратновский И. И. 1960. Геологическое строение полуострова Шмидта на Сахалине.— Труды ВНИГРИ, вып. 146.
- Римская-Корсакова О. М. 1968. Апатитоносность Ковдорского массива.— В кн. «Апатиты». М., «Наука».
- Рундквист Д. В. 1963. О влиянии химического состава вмещающих и подстилающих пород на развитие эндогенной минерализации.— В кн. «Конференция проблемы постмагматического рудообразования с особым вниманием к геохимии рудных жил», т. 1. Прага.
- Рундквист Д. В., Чистяков Н. Е. 1960. О берилл-флюорит-мусковитовом типе минерализации.— Геол. редких м-ний, № 2.
- Салоп Л. И. 1964. Геология Байкальской горной области, т. 1. Стратиграфия, М., «Недра».
- Сагпаев К. П., Монич В. К., Иванов А. П. и др. 1963. Абсолютный возраст некоторых магматических и металлогенических формаций Казахстана.— Изв. АН Каз. ССР, серия геол., вып. 3.
- Сауков А. А. 1951. Геохимия. Изд. 2-е, испр. и доп. М., Госгеолиздат.
- Светлицкий Н. И. 1968. О фосфоре и марганце в вулканогенно-кремнистой формации кембро-рифея Западного Саяна и Тувы.— Труды ВСЕГЕИ, вып. 69.
- Сивов В. А. 1967. Новые данные по геологии фосфоритов Горной Шории.— В кн. «Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири», вып. 2. Изд-во Томск. ун-та.
- Смирнов Ф. Л. 1968. Роль фосфора и условия его концентрации в магматических горных породах.— В кн. «Апатиты». М., «Наука».
- Смирнов Ф. Л., Костромин С. В., Жукова Г. В. 1968. Геологическое строение и апатитоносность Ошурковского месторождения.— В кн. «Апатиты». М., «Наука».
- Соловьева Н. А. 1969а. Литология вулканогенно-осадочных комплексов Малой Курильской гряды.— Литол. и полезн. ископ., № 6.
- Соловьева Н. А. 1969б. Особенности формирования верхнемелового вулканогенно-осадочного комплекса Малой Курильской дуги. Автореф. канд. дисс. М.

- Страхов Н. М. 1963. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат.
- Страхов Н. М., Залманзон Э. С. 1955. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Сычев П. М. 1966. Особенности строения и развития земной коры Сахалина и прилегающих к нему акваторий. М., «Наука».
- Табылдиев К. Т. 1966. Литолого-геохимические особенности фосфоритоносной толщи и вопросы генезиса фосфоритов Малого Каратау.— Труды Ин-та геол. АН Каз. ССР, 16.
- Тихоненкова Р. П., Осокин Е. Д., Мухитдинов Г. Н. 1968. Генетические типы апатитовой минерализации Сынырского массива.— В кн. «Апатиты». М., «Наука».
- Уилли П. Дж. 1969. Проблема образования карбонатитов в свете экспериментальных данных. Возникновение и дифференциация карбонатитовой магмы.— В кн. «Карбонатиты». М., «Мир».
- Файзуллин Р. М. 1964. Петрохимическая и геохимическая характеристика среднепротерозойских эффузивов западного Прибайкалья и Северо-Байкальского нагорья.— В кн. «Новые данные по геологии, нефтеносности и полезным ископаемым Иркутской области». М., «Недра».
- Ферсман А. Е. 1959. Избранные труды, т. 5. М., Изд-во АН СССР.
- Фишер Р. 1954. Несмесимость расплавов, содержащих окислы тяжелых металлов, силикаты и фосфаты и значение несмесимости для геохимии и учения о рудных месторождениях.— В кн. «Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования». М., ИЛ.
- Фишман М. В., Голдин Б. А. 1968. Апатит в магматических горных породах Приполярного Урала.— В кн. «Апатиты». М., «Наука».
- Фремд Г. М. 1963. Даубабинский щелочной стратовулкан в Таласском Алатау.— В кн. «Геологические и геофизические исследования в вулканических областях». М., Изд-во АН СССР.
- Фролов А. А. 1968. Геологическое строение и апатитоносность массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов Восточного Саяна.— В кн. «Апатиты». М., «Наука».
- Хворова И. В. 1968. Вулканогенно-кремнистые формации.— В кн. «Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого». М., «Наука».
- Чайников В. И., Репечка М. А. 1967. Проявление подводного вулканизма в северо-восточной части Тихого океана.— Докл. АН СССР, 173, № 1.
- Ченцов И. Г. 1962. Некоторые минералого-геохимические особенности апатитовых проявлений Северного Казахстана.— Труды ИГЕМ АН СССР, 70.
- Шатский Н. С. 1955. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей.— В кн. «Советские по осадочным породам», вып. 2. М., Изд-во АН СССР.
- Шехоркина А. Ф., Погорелова М. Г. 1963. Фосфоритоносность кремнисто-вулканогенных формаций рифея и нижнего кембрия Ханкайского массива.— Сообщ. Дальневост. фил. СО АН СССР, вып. 18.
- Школьник Э. Л., Сигов В. Ф., Мамонтов Ю. А., Махинин А. В., Беляева Г. В., Щербина Ю. И. 1965. Новые данные о распространении кембрия в хребте Джагды (Хабаровский край).— Геол. и геофиз., № 11.
- Школьник Э. Л., Сигов В. Ф., Беляева Г. В., Журавлева И. Т., Мамонтов Ю. А. 1966. Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя бассейна р. Уды (Хабаровский край).— Сов. геол., № 7.
- Школьник Э. Л., Сигов В. Ф., Мамонтов Ю. А., Щербина Ю. И., Махинин А. В. 1966. Фосфориты в вулканогенно-кремнистых отложениях нижнего кембрия хребта Джагды.— Геол. и геофиз., № 12.
- Шлыгин Е. Д., Королева М. Н. 1956. Типы стратиграфических разрезов и палеогеография ордовика Пристепняковского района Северного Казахстана.— Изв. АН Каз. ССР, серия геол., вып. 22.
- Штейнберг Д. С. 1968. Апатитоносность интрузивных и метасоматических комплексов базальтоидного происхождения на Среднем и Северном Урале.— В кн. «Апатиты». М., «Наука».
- Штеренберг Л. Е. 1965. К диагностике карбонатов методом окрашивания.— Литол. и полезн. ископ., № 2.
- Шутов В. Д. 1971. Угленосные формации Караганды.— В кн. «Граувакки». М., «Наука».
- Шерба Г. Н. 1964. Частные типы связей оруденения с магматизмом.— Вестн. АН Каз. ССР, № 9.
- Щербина В. В. 1966. Критерии степени кислотности фосфатного аниона в силикатных расплавах.— В кн. «Исследование природного и технического минералообразования». М., «Наука».
- Юркова Р. М. 1968. Формирование терригенных минеральных ассоциаций неогена Северо-Восточного Сахалина. Автореф. канд. дисс. М.
- Яговдик В. В. 1955. О влиянии рН на устойчивость некоторых фосфоритов в водных растворах.— Изв. Днепрпетровск. горн. ин-та, 23.
- Яншин А. Л. 1964. Перспективы и научные проблемы поисков калийного и фосфатного сырья в Сибири.— Булл. МОИП, отд. геол., 39, № 5.

- Атанасов Г., Белмустаков Е. М., Грашлев Ст., Горанов Ал. 1965. Стратиграфия и литология на палеогена в околностите на с Златналивада, Чирпанско.—Годишник на Софийския ун-т. Кн. 1, геология, София.
- Боянов Ив., Маврудчиев Б. 1959/1960. Палеогенският магматизъм в Северозточните Родопи. Част първа.—Годишник на Софийския ун-т. Кн. 2, геология, София.
- Горанов Ал., Боянов Ив. 1968. Младопалеогенски магматити.— В кн. «Стратиграфия на България». София, «Наука и изкуство».
- Начева Л., Кокев Ив. 1966. Олигоценски фосфорити в Пловдивске.—Списание на Българското геологическо дружество, год XXVII, кн. 2.
- Ames L. L. 1959. The genesis of carbonate+apatites.—Econ. Geol., 54, N 5.
- Baak J. A. 1949. A comparative study on recent ashes of the Java Volcanoes Smeru, Kelut, Merapi.—Allgem. Proefst. voor de Lanidboun Station, Buiten Zorg Java, N 83.
- Bidaut H. 1953. Note préliminaire sur un mode de formation possible des phosphates di-nantiens des Pyrénées.—Compt. rend. Congr. géol. internat., sess. XIX, sect. 11, fasc. 11, Alger.
- Bramlette M. N. 1946. The Monterey formation on California and the origin of its sili-ceous rocks.—U. S. Geol. Surv. Profess. Papers, 212.
- Buljan M. 1955. Deep-submarine volcanisms and the chemistry of ocean.—Bull. volcanol., ser. 2, N 17.
- Chodyncka L. 1967. Bacalt z gory Swiet Anny.—Prace mineral., 8.
- Dickert P. F. 1966. Neogen phosphatic facies in California. Stanford.
- Goguel J. 1963. A hypothesis on the origin of the «cryptovolcanic structures» of the Central Platform of North America.—Amer. J. Sci., 261, N 7.
- Goodwin J. H., Surdam R. C. 1967. Zeolitization of tuffaceous rocks of the Green River Formation, Wyoming.—J. Sci., 157, N 3786.
- Gower H. D., Madsen B. M. 1964. The occurrence of phosphate rock in California.—U. S. Geol. Surv. Profess. Papers, N 501-D.
- Green J. 1959. Geochemical table of the elements for.—Bull. Geol. Soc. America, 70, N 9.
- Growell J. C. 1962. Displacement along the San Andreas Fault, California. N. Y., GSA Spec. Papers (Regional Revs), N 71.
- Gucik S., Jasinowicz J., Koszarski L. 1962. Atlas Geologiczny polski Zaganmiena Stratyczafucznofacjalna. Zesz. 1. Warszawa.
- Hoots H. W. 1931. Geology of the Eastern part of the Santa Monica Mountains.—U. S. Geol. Surv. Profess. Papers, 165-C.
- Jerzmanski J. 1956. Bazalty w okolicy Jawore na Dolnym Slasku. Z Badań geologicznych na Dolnym Slasku, t. III. Warszawa.
- Kamienski M., Skoczylas-Ciszewska K. 1956. O skale Wzbogaconej w P₂O₅ W Karpatach fliszowych.—Arch. mineral. Polska Akad. Nauk, 19, z. 2.
- Kozłowski S., Parachoniak W. 1960. Produkty wietrzenia bazaltow w rejonie Lubania na Dolnym Slasku.—Acta geol. polon., 10, N 3.
- Love J. D. 1964. Uraniferous phosphatic lake beds of Eocene age in Intermontane basins of Wyoming and Utah.—U. S. Geol. Surv. Profess. Papers, 474-E.
- Luft S. J. 1964. Mafic lavas of Dome Mountain caldera, Southern Nevada.—U. S. Geol. Surv. Profess. Papers, 501-D.
- Mansfield G. R. 1940. The role of fluorine in phosphate deposition. Amer. J. Sci., 238, N 12.
- Murata K. L., Erd R. C. 1964. Composition of sediments from the Experimental Mohole Project (Guadalupe site).—J. Sediment. Petrol., 34, N 3.
- Narembki W. 1960. Konkrecje fosforytowe z pstrych margel weglowieckich (Karpaty Fliszowe).—Acta geol. polon., 10, N 2.
- Oakeshoff C. B. 1966. San Andreas Fault in the California Coast Ranges Province.—Bull. Calif. Div. Mines and Geol. N 190.
- Okada T. 1936. Report of the oceanographical observation in the neighbouring seas of a new Volcanic Island «Jwozima Sinto» in July, 1933.—J. Oceanogr., N 1.
- Page Ben M. 1966. Geology of the Coast ranges of California.—Bull. Calif. Div. Mines and Geol., N 190.
- Pendlas H. 1961. Uwagi o wietzeniu bazaltow w rejonie Legnicay i Ludania Slaskiego.—Kwartalnik geol., 5, z. 2.
- Reed R. D. 1953. California's record in the geologic history of the world.—In: Geologic formations and economic development of the oil and gas field of California, Bull. N 118.
- Rittmann A. 1952. Nomenclature of volcanic rocks.—Bull. Volcanol., ser. 11, N 12.
- Rooney T. P., Kerr P. F. 1967. Mineralogic nature and origin of phosphorite, Beaufort County, North Carolina.—Bull. Geol. Soc. America, 78, N 6.
- Smulikowski K. 1960. Wulkanity trzeciorzedowe.—Regionalna geologia Polski, t. III, z. 2. Krakow.
- Szpila K. 1966. Fosforan wapniowy w szczelinach Bazaltow zareby cornej kolo Lubania.—Arch. mineral. Polska Akad. nauk, t. 26, z. 1, 2.
- Taliaferro N. L. 1943. Geologic history and structure of the Central Coast Ranges of California.—In: Geological formations and economic development of the oil and gas field of California, Bull. N 18.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение	5
Глава I	
Роль вулканизма в образовании фосфоритов (история вопроса)	9
Глава II	
Фосфатопроявления в вулканических и вулканокластических комплексах пород	13
Миоценовые щелочные базальтоидные породы польской части Судет (Нижняя Силезия) и связанная с ними фосфорная минерализация	13
Верхнемеловая свита мтавари в Западной Грузии и ее фосфорная минерализация	18
Пермские щелочные базальтоиды Таласского Алатау (даубабинская свита) и связанная с ними фосфорная минерализация	31
Вулканический комплекс пород карадокского яруса ордовика Северного Казахстана и его фосфорная минерализация	37
Верхнепротерозойская чайская свита Северного Прибайкалья и ее фосфорная минерализация	42
Особенности фосфатопроявлений в вулканических и вулканокластических комплексах пород	46
Глава III	
Фосфориты в вулканогенно-осадочных комплексах пород	52
Миоценовый вулканогенно-осадочный комплекс пород Северного Сахалина (п-ов Шмидта)	52
Миоценовый вулканогенно-осадочный комплекс пород Калифорнии (формация Монтерей)	72
Олигоценый вулканогенно-осадочный комплекс пород района г. Пловдив (Болгария)	80
Верхнемеловой вулканогенно-осадочный комплекс пород южного склона Большого Кавказа	86
Вулканогенно-осадочный комплекс пород карадокского яруса ордовика Селеты-Степнякского района (Северный Казахстан)	93
Нижнекембрийский вулканогенно-осадочный комплекс пород района Чу-Илийских гор (Казахстан)	99
Кембрийский вулканогенно-осадочный комплекс пород Удско-Селемджинского междуречья (Западное Приохотье)	107
Нижнекембрийский вулканогенно-осадочный комплекс пород Западного Саяна	116
Особенности фосфатопроявлений в вулканогенно-осадочных комплексах пород	124

Глава IV	
Фосфатонакопление в осадочных комплексах, обогащенных пепловым материалом	132
Морские осадочные комплексы	132
Верхнемеловые фосфатизированные пепловые отложения польской части Карпат и Грузии	132
Нижнекарбоновые кульмовые формации	136
Озерные отложения	140
Роль постседиментационных процессов в концентрации фосфора	144
Глава V	
Эндогенный источник фосфора и его роль в образовании фосфоритов	148
Миграция фосфора в интрузивном процессе	151
Миграция фосфора в эффузивном процессе	164
Роль палеогеографических и фациальных условий в реализации эндогенного фосфора	179
Структурно-тектоническое положение фосфатоносных комплексов пород (интрузивных, вулканогенных, вулканогенно-осадочных)	182
Заключение	185
Основные выводы	187
Литература	190

CONTENTS

Introduction	5
Chapter I	
The role of volcanism in phosphorite formation (history of the problem)	9
Chapter II	
Phosphate occurrence in volcanic and volcano-clastic rock complexes	13
Miocene alkaline basaltoid rocks of the Polish part of the Sudets (Lower Silesia) and related phosphoric mineralization	13
Upper Cretaceous suite Mtavari in West Georgia and its phosphoric mineralization	18
Permian alkaline basaltoids of the Talass Alatau (Daubabina suite) and related phosphoric mineralization	31
Volcanic complex of rocks of the Ordovician Caradoc stage of North Kazakhstan and its phosphoric mineralization	37
Upper Proterozoic Chaya suite of the North Baikal region and its phosphoric mineralization	42
Peculiarities of phosphate occurrence in volcanic and volcanoclastic complexes of rocks	46
Chapter III	
Phosphorites in volcanogenic sedimentary rock complexes	52
Miocene volcanogenic sedimentary rock complexes of the North Sakhalin (Schmidt peninsula)	52
Miocene volcanogenic sedimentary rock complexes in California (Monterey formation)	72
Oligocene volcanogenic sedimentary rock complex in the region of Plovdiv (Bulgaria)	80
Upper Cretaceous volcanogenic-sedimentary rock complex of the southern slope of the Great Caucasus	86
Volcanogenic-sedimentary complex of the Ordovician Caradoc stage of the Selety-Stepnyak region (North Kazakhstan)	93
Lower Cambrian volcanogenic sedimentary rock complex in the region of the Chu-Iliya mountains (Kazakhstan)	99
Cambrian volcanogenic-sedimentary rock complex of the UdsK-Selemdjinsk interfluvium (Western Priokhotie)	107
Lower Cambrian volcanogenic sedimentary rock complex of the West Sayan	116
Peculiarities of phosphate occurrence in volcanogenic sedimentary complexes of rocks	124

Chapter IV

Phosphate accumulation in sedimentary complexes enriched with ash material . . . 132
Marine sedimentary complexes 132
 Upper Cretaceous phosphatized ash deposits of the Polish Carpathians and Georgia 132
 Lower Carboniferous culm formations 136
Lacustrine deposits 140
 The role of post-sedimentary processes in phosphorus concentrations 144

Chapter V

The endogenous source of phosphorus and its role in phosphorite formation . . 148
Migration of phosphorus in the intrusive process 151
Migration of phosphorus in the effusive process 164
The role of paleogeographical and facies conditions in realization of endogenic phosphorus 179
Structural-tectonic position of phosphate-bearing rock complexes (intrusive, volcanogenic and volcanogenic-sedimentary) 182
Conclusion 185
Summary 187
Bibliography 190

Нелли Григорьевна Бродская

**Роль вулканизма
в образовании фосфоритов**

*Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом АН СССР*

Редактор издательства *Н. М. Митяшова*
Художественный редактор *В. Н. Тикун*
Технический редактор *В. А. Григорьева*

Сдано в набор 13/VIII 1973 г.
Подписано к печати 7/I 1974 г.
Формат 70×108^{1/16}. Бумага типографская № 1.
Усл. печ. л. 17,5. Уч.-изд. л. 16,4.
Тираж 650. Т-03605. Тил. зак. 5586.
Цена 1 р. 64 к.

Издательство «Наука»
103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука».
121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

1 р. 64 к.

71
б.к. 258.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»