

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ ВУЛКАНОЛОГИИ

# СОВРЕМЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ

*Труды Второго Всесоюзного  
вулканологического совещания*

*3—17 сентября 1964 г.*

Том I

(ОТДЕЛЬНЫЙ ОТТИСК)

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
МОСКВА 1966

---

## О ТРЕХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПАХ ФОСФОРИТОВ И ФОСФАТИЗИРОВАННЫХ ПОРОД, СВЯЗАННЫХ С ПОСТВУЛКАНИЧЕСКИМИ ПРОЦЕССАМИ

Н. Г. БРОДСКАЯ,  
М. Н. ИЛЬИНСКАЯ

(Геологический институт АН СССР)

Фосфориты, тесно связанные с вулканогенно-осадочными комплексами пород, описаны в работах многих геологов, но далеко не часто источник фосфорного вещества признавался эндогенным. Широкая миграция фосфора и его солей, большая роль его в живом веществе, разнообразие соединений фосфора в условиях гипергенезиса — все это побуждает большинство исследователей искать источник фосфора также в зоне гипергенеза. Образование фосфоритов объясняется чаще всего согласно известной теории А. В. Казакова. Однако полученный за последнее время фактический материал свидетельствует о достаточно широком накоплении фосфора, обусловленном вулканической деятельностью. Вопрос о размерах этих накоплений ни в коей мере нельзя считать решенным.

Очень важно при этом учитывать роль петрохимического состава магмы и типов извержений, определяющих не только формы проявления, но и масштабы фосфатонакопления и расположение фосфоритов

и фосфатизированных пород по отношению к очагам вулканической деятельности.

В результате проведенных исследований выделены три типа фосфоритов, генетически связанных с вулканическими процессами.

1. Фосфориты, приуроченные к щелочному эффузивному комплексу. Наиболее ярким примером их могут служить фосфориты верхнемелового возраста (турон) в Западной Грузии. Здесь фосфатизированные породы представлены небольшими прожилками, гнездами и линзами непосредственно в зонах измененных трахибазальтов на горе Кинис-Цвери, в оливин-анальцимовых базальтах на горе Мтавари, в туфах около сел. Гумбра и во многих других местах.

Мощность вулканогенно-осадочного комплекса (свита Мтавари) изменяется с 40 до 400 м. Прослой, обогащенные фосфором, имеют мощность от 0,2 до 2 м, проявляются в виде локальных метасоматических выделений внутри вулканических пород и совершенно отсутствуют в известняках, которые являются фациальным продолжением вулканических пород.

Таким образом, фосфориты, связанные со щелочным вулканогенным комплексом, обладают тем преимуществом, что отлагаются непосредственно внутри продуктов щелочной магмы, в отличие от других типов фосфатонакопления в вулканогенно-осадочных толщах, где наблюдается значительная удаленность от магматических очагов.

Вулканогенно-осадочный комплекс приурочен к Грузинской глыбе — структуре платформенного типа. Он представлен чередованием разнообразных вулканокластических пород, базальтовых покровов и известняков, а также секущими дайками камптонит-тешенитов. Отложения формировались в мелководных зонах моря. К группе вулканокластических относятся породы, образованные в процессе эксплозивной вулканической деятельности. Это различные туфы — от грубозернистых агломератовых разностей до тонкозернистых витрокластических. Среди обломков туфов различаются ювенильные компоненты, поступившие на поверхность из глубин земли, и резургентные, возникшие во время извержения в результате разрушения пород фундамента и конуса вулкана. Собственно пирокластический ювенильный компонент представлен мелкими обломками пористого или шлакового вулканического стекла основного состава, часто очень причудливой формы, которая указывает на пластичное состояние обломков в момент отложения. Размер их изменяется от сотых долей миллиметра до 1—2 мм, реже до 3—4 мм. Резургентные обломки состоят из спекшихся туфов, базальтов и известняков. Размер их крупнее ювенильных, от 0,01 до 50 см.

Группа вулканокластических пород резко преобладает над остальными породами комплекса.

Все вулканические породы, — туфы и эффузивы подверглись в различной степени вторичным изменениям. Ведущим процессом, вероятно, был аутометаморфизм. Шлаковые туфы изменены равномерно по всей площади и по разрезу, в противоположность эффузивам, изменение которых крайне неравномерно — в виде зон различной мощности. Базальты в них имеют вид рыхлых осветленных оглиненных пород. Эти зоны обычно расположены перпендикулярно напластованию пород, напоминая жилы, уходящие вертикально вниз на глубину до 100 м. Ширина таких зон обычно 5—7 м, местами значительно меньше. При микроскопическом изучении измененных базальтоидных эффузивов видно, что в них сохраняется только структура, а все породообразующие минералы изменены: оливин превращен в хлорит-серпентиновый агрегат, окаймленный боулингитом или непрозрачной массой гидрокислов железа; иногда в таких псевдоморфозах развиваются кальцит, анальцит, игольчатый апатит.

Плагноклаз цеолитизирован и частично хлоритизирован. По основной массе развиваются цеолиты, хлориты, анальцим, кальцит, гидроксиды железа и глинистые минералы.

Именно к таким измененным зонам внутри эффузивных пород приурочена фосфорная минерализация. Она проявляется внешне в виде желваковых стяжений и небольших неправильных прожилков белого твердого фарфоровидного фосфорита, сложенного игольчатыми кристаллами апатита. Размер отдельных гнезд 7—20 см. Прожилки прослеживаются на расстояние 3—4 м, достигая в отдельных участках мощности 30 см. Содержание  $P_2O_5$  в таких выделениях составляет 30—36%. Обогащенные эффузивы в непосредственном контакте с высокосортным фосфоритом также имеют повышенные содержания  $P_2O_5$ , которые на отдельных участках достигают 1,12—1,54%, а на расстоянии 1,0—1,5 м — 0,79%. Не все измененные обогащенные зоны эффузивов включают в себе высококачественные гнезда фосфоритов, но все они имеют более высокое содержание  $P_2O_5$  (1—2%), чем неизмененные базальты, среднее содержание  $P_2O_5$  в которых составляет 0,4—0,5%.

В шлаковых туфах фосфориты образуют отдельные небольшие линзы длиной 20—25 см, при мощности 5—7 м. Такой фосфорит имеет желтовато-бурый или слегка красноватый цвет, землистый или мелоподобный облик, иногда с отчетливо заметной полосчатостью, с включениями шлаковых или резургентных обломков. На отдельных участках шлаковых туфов отчетливо видно, что фосфат является базальным цементом.

Структурные соотношения фторапатита с другими породообразующими и вторичными минералами показывают, что он очень агрессивен и выделяется, замещая метасоматически все минералы, одним из самых последних. Последовательность выделения вторичных минералов следующая: хлориты — лептохлориты — цеолиты — гематит — кальцит, — анальцим — фторапатит — биотитовидный минерал. В результате образования фторапатита обычно полностью исчезают все следы предшествовавших изменений минералов, после него выделяется пластинчатый изогнутый коричневатый-бурый минерал биотитового облика. Последовательность выделения вторичных минералов удается проследить только в тех случаях, когда нет фторапатита. К тому же типу фосфатопроявлений можно отнести гнезда апатита, приуроченные к щелочным эффузивам и их туфам в пермском стратовулкане на р. Даубаба, в северо-западных отрогах Таласского Алатау. Комплекс пород даубабинской свиты отлагался в наземных условиях.

Магма, давшая начало базальтоидным щелочным породам и их туфам, была обогащена весьма значительным количеством легколетучих компонентов, парами воды и газами, которые способствовали быстрой транспортировке распыленного взрывом силикатного расплава в виде мелких обломков пузыристого вулканического стекла.

Вследствие высокой активности легколетучих пепловые частицы впоследствии были полностью аутометаморфизованы, что хорошо видно при исследовании под микроскопом шлаковых туфов.

Вероятно, вслед за извержением огромных пепловых масс происходили излияния базальтоидных щелочных лав, в результате кристаллизации которых отделялся остаточный расплав, насыщенный фосфором, фтором, щелочами, углекислым газом и другими легколетучими компонентами.

2. Ко второму типу мы относим фосфориты и фосфатизированные породы, генетически связанные с подводными излияниями основных лав на относительно большой глубине моря.

Вулканогенно-осадочные комплексы пород, в состав которых входят диабазы, спилиты, миндалекаменные порфириды и их туфы, бы-

вают часто обогащены  $P_2O_5$  (до 1—2%). Однако более значительная концентрация фосфора редко наблюдается в зоне развития собственно вулканических пород. Обычно имеет место пространственный или некоторый временный разрыв, и фосфориты обнаруживаются в кремнистых и туфогенных комплексах, как бы избегая зоны развития вулканических пород.

Остановимся кратко на некоторых примерах, иллюстрирующих это положение.

На Южном Урале, в районе Мугоджар, в толще туфов андезитового состава, туфогенных аргиллитов и красных яшм ордовика обнаружены линзы и конкреции фосфата.

Фосфатопоявление приурочено к горизонту марганцевых руд, залегающих в толще красных яшм и связанных на Южном Урале с проявлением основного вулканизма в ордовике.

Рентгеноструктурным анализом в конкрециях определен апатит. В марганцевой руде примесь  $P_2O_5$  составляет 11—12%. Намечается обогащение рудного горизонта рядом малых элементов — Mo, Sr, почти отсутствующих в породах, вмещающих марганцевую руду. Дальнейшие исследования позволяют уточнить минералогическую природу фосфатного вещества и его геохимические особенности, но пока важен факт концентрации фосфора, марганца и ряда малых элементов в вулканогенно-осадочном комплексе с основным составом лав.

Другим примером могут служить очень интересные конкреционные образования фосфоритов в отложениях сенона — палеоцена Карпат (Польша). Здесь в пестроцветных мергелистых породах подсилезского покрова обнаружены многочисленные конкреции фосфата с содержанием до 28—30%  $P_2O_5$ . Горизонт с фосфоритами протягивается на расстояние около 200 км. Доказано, что во времени образование этих фосфоритов совпадает с вулканическими проявлениями в осевой части геосинклинали (Iasinovicz a. oth., 1959). Геохимические особенности фосфоритов хорошо изучены (Narembski, 1960). Привлекает внимание обогащение некоторых конкреций карбонатами марганца, молибденом, стронцием, барием, т. е., по существу, тем же комплексом малых элементов, что и в фосфоритах Мугоджар.

Следует отметить, что по простирацию толща мергелей с описанными фосфоритами переходит в кремнисто-глинистую толщу с прослоями фосфатизированных пеплов, о которых будет сказано ниже. Предположение некоторых польских геологов о влиянии вулканического процесса на образование этих фосфоритов кажется нам вполне справедливым. Вулканические породы верхнемелового — палеоценового возраста представлены спилитами, базальтами, андезитами — лавами основного состава. Связь фосфоритов с вулканической деятельностью мы отмечали при описании месторождения фосфоритов на п-ове Шмидта (Сахалин). Здесь в основании кремнисто-туфогенной толщи, содержащей фосфориты, залегают миндалекаменные базальты с повышенным содержанием фосфора, а у непосредственного контакта эффузивов с вулканогенно-осадочной толщей обнаруживается пласт карбонатной породы, обогащенной фосфором. Образование этого карбонатного пласта, по-видимому, обусловлено поствулканическими газовыми эксгаляциями, выносящими в зону седиментации вместе с  $SiO_2$  также  $CO_2$  и фосфор. Фосфориты образуют несколько горизонтов в кремнистых и туфогенно-кремнистых породах и в них содержатся до 36%  $P_2O_5$ .

Большой интерес представляет фосфоритоносность отложений рифея и нижнего кембрия Приморья. По данным А. Ф. Шехоркиной (1963) в бассейне р. Кабарги (Ханкайский массив) фосфориты и фосфатизированные породы приурочены к толщам кварцитов, кварцевым песчаникам, джеспилитам и туфопесчаникам. Фосфориты образуют самостоя-

тельные прослои, а иногда фосфор обогащает цемент туфопесчаников. По простиранию эти толщи замещаются толщами основных и средних эффузивов с несколько повышенным содержанием фосфора (до 1,5%  $P_2O_5$ ). В пределах Спасского прогиба фосфориты встречены в верхней части вулканогенной формации, представленной спилитами и порфиритами.

При изучении нижнекембрийских отложений Казахстана и Киргизии с целью выяснения генезиса Каратауского месторождения фосфатов нами был просмотрен разрез вулканогенно-осадочных пород района горы Джамбул (Бет-Пак-Дала). Здесь на миндалекаменных эффузивах вулканической толщи залегают песчаники серовато-зеленого цвета, плотные, карбонатные, с линзами, прослойками и мелкими включениями черного глинистого вещества. Вся порода сильно рассланцована и приобретает вид мозаичной структуры. Содержание  $P_2O_5$  в породе достаточно велико, мощность слоя 20—25 м. Выше по разрезу следует пачка кремнистых, кремнисто-глинистых и песчаных пород, в значительной степени туфогенных, в которых отдельные прослои обогащены фосфором. Эта пачка сменяется по вертикали глинистыми сланцами, содержащими ванадий и молибден, а иногда марганец.

Интересно отметить, что описанный горизонт фосфоритов очень напоминает продуктивный фосфоритоносный горизонт в месторождении Малого Каратау.

Известные фосфатопоявления, генезис которых авторы связывают с постмагматической деятельностью, приведенными примерами не ограничиваются. К этому же типу относятся фосфоритовые конкреции в Пиринях, описанные Бидо, некоторые фосфоритовые месторождения Северного Казахстана и др.

Изучение поствулканических процессов современного вулканизма показывает, что фосфаты действительно выносятся в морскую среду фумаролами. По данным К. К. Зеленова, индонезийский подводный вулкан Баня-Вуху выносит фосфор вместе с марганцем и железом в количестве около 8%.

Фактический материал, подтверждающий связь фосфатонакопления в ряде районов с излияниями лав основного состава, позволяет подойти к решению вопроса о генезисе крупнейшего месторождения фосфоритов — Малый Каратау. Работы, начатые нами в этом направлении, еще не завершены, но, несомненно, специфические структурные и геохимические особенности этого месторождения могут найти объяснение, если допустить эндогенный источник фосфата, поступавший вместе с поствулканическими эксгаляциями в морской эвгеосинклинальный бассейн. Фосфор вместе с другими компонентами — марганцем, железом, кремнеземом и ванадием попадал в морскую среду, коагулировался и выносился струей подводного течения в мелководную зону миогеосинклинали.

Осаждение фосфатов происходило в зоне садки карбонатов, что хорошо согласуется с ролью иона кальция как осадителя фосфора. Среди вулканогенного комплекса нижнекембрийских отложений Тянь-Шаня преобладают миндалекаменные порфириты и их туфы, со сравнительно высоким содержанием фосфора.

3. К третьему типу вулканогенно-осадочных фосфоритов мы относим фосфатизированные туфы и различные туфогенные породы, образование которых связано с вулканическими извержениями центрального типа, преимущественно с основным андезитово-базальтовым составом лав.

Повышенная фосфатизация, до 5—10%  $P_2O_5$ , наблюдалась нами в пеплах и туфах в меловых отложениях Кавказа, среди верхнемеловых туфов флишевой зоны Польских Карпат, кайнозойских туфогенных по-

род Сахалина, кембрийских отложений Тянь-Шаня и в других местах. Для этого типа фосфатизированных пород характерно повышенное значение  $Ti$  (до 1,0—1,5%), иногда и других малых элементов.

Фосфатизированные пепловые туфы, изученные нами на Кавказе и в Польских Карпатах, имели очень близкие как макро-, так и микроскопические характеристики. Это маломощные прослои желтоватой или светло-серой, почти белой породы, сравнительно легкой, тонкопористой, состоящей в основном из глиноподобного вещества, с заметной структурой вулканического стекла. Залегают они в районе Карпат среди глинистых пород и песчаных разностей, а на Кавказе — в толще бентонитовых глин, образовавшихся по пеплам и туфам. Нам представляется, что для объяснения повышенной фосфатизации пород этого типа могут быть привлечены данные, опубликованные недавно И. И. Гущенко (1965). На поверхности вулканических стекол при взрывах происходит сорбция ряда элементов и в том числе фосфора. Основным фактором сохранения этой пленки, очень неустойчивой в условиях гипергенеза, является, видимо, быстрое захоронение материала на дне морского бассейна под плотными глинистыми осадками.

Кроме фосфатизированных туфов описанного состава, на Кавказе среди верхнемеловых вулканогенно-осадочных серий встречены фосфатизированные литокластические туфы и туфогенные разности. Это обычно розоватые или зеленовато-серые породы мелкой или средней зернистости, состоящие из обломков основных эффузивов, кристаллов плагиоклаза и часто из незначительной примеси туфогенного материала. Фосфора в этих породах содержится 5—10%; он концентрируется в небольших конкрециях или же обогащает глинистый цемент. Фосфор первоначально входил в состав обломков эффузивов в количествах, отвечающих кларку пород основной магмы, а в процессе диагенеза произошло перераспределение вещества и образование конкреций. Фосфатизированные породы подобного типа отличаются выдержанностью горизонтов, сравнительно широкими площадями распространения, но процентное содержание фосфора в породе, видимо, остается сравнительно низким.

Приуроченность выделенных генетических типов фосфоритов к различным магматическим очагам хорошо объясняется геохимическими особенностями фосфора. А. Е. Ферсман (1959) подчеркивал, что благодаря своим геохимическим особенностям «фосфор идет в основные породы и избегает кислотной фации, с другой стороны, он идет в сторону летучих компонентов, которые, между тем, идут по преимуществу с кислыми остаточными магмами гранитного типа». Таким образом, для накопления фосфора необходимо, чтобы магматический расплав был меланократовым и летучим. При подводных излияниях щелочных базальтоидных магм летучие компоненты обогащают лавы, и фосфор в резко щелочной среде осаждается в непосредственной близости от очагов.

При подводных излияниях основной магмы происходит отделение летучих, выносимых вместе с кремнеземом и фосфором в виде остаточных растворов в водную среду. Вулканыты в этих случаях содержат лишь кларковые значения фосфора, а основная масса фосфатов поступает в зону седиментации.

При извержении вулканов взрывного типа с андезито-базальтовыми магмами газовая составляющая выносится в атмосферу, и накопление фосфора может происходить только путем сорбции пепловыми частицами или же входить в состав литокластов в количествах, не превышающих кларковых содержаний изверженных пород. Последующие процессы диагенеза приводят к перераспределению и некоторой концентрации фосфатов.

## ЛИТЕРАТУРА

- Гущенко И. И. Пеплы Северной Камчатки, условия их образования. Изд-во «Наука», 1965.
- Шехоркина А. Ф., Погорелова М. Г. Фосфоритоносность кремнисто-вулканических формаций рифея и нижнего кембрия Ханкайского массива.— Сообщ. Дальневост. филиала АН СССР, 1963, вып. 18.
- Ферсман А. Е. Избранные труды, том V. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Jasińowicz, Koszarski L., Symakowska F. Geologiczne warunki występowania konkrecji fosforytowych w pstrych marglach meglowieckich (gorna Kreda) Karpat Srodkowych.— Kwart. Geol., 1959, 3.
- Nagembski W. Konkrecje fosforytowe z pstrych margel we glowieckich.— meglowieckich.— Acta geol. polon., 1960, 10, № 2.
-