

УДК 553.64:552.55(574.1)

## АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ В ФОСФОРИТАХ МАЛОГО КАРАТАУ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ СОСТАВА ПИТАЮЩИХ ПРОВИНЦИЙ

© 2004 г. Т. В. Литвинова

*Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН  
119180 Москва, Старомонетный пер., 22*

Поступила в редакцию 07.12.1998 г.

Цель работы – определение состава питающих провинций в Малокаратауском фосфатоносном бассейне с помощью акцессорных минералов. На основе детальных литологических исследований выделены 6 типов разрезов фосфатоносной свиты, в которых был определен состав акцессорных минералов и рассмотрена их генетическая принадлежность. Показано распределение этих минералов по мощности и по простиранию отложений, как для каждого отдельного месторождения, так и в пределах всего палеобассейна. Предпринята попытка использовать полученные данные по составу, генезису и распределению акцессорных минералов в фосфоритах Малого Каратау в качестве индикатора состава древних питающих провинций.

Изучение фосфоритов Малого Каратау (Южный Казахстан) проводилось на протяжении многих лет. За это время было опубликовано большое количество работ по литологии, геохимии и минералогии региона. Многие исследователи рассматривали район Малого Каратау в качестве модели фосфоритообразования [Еганов, Советов, 1979; Холодов, Пауль, 1999], так как в период его становления происходили сложные хемогенно-биогенные процессы, характерные и для других фосфатоносных палеобассейнов венда–кембрия.

Общеизвестна обогащенность фосфором морей в этот период времени. Предполагается, что фосфор мог поступать с суши, так как на протяжении всей геологической истории отчетливо прослеживается связь между изменениями состава питающих провинций и не только возникновением, но и широким распространением на поверхности Земли того или иного вида полезных ископаемых [Бушинский, 1966; Страхов, 1963; Холодов, 1975, 1993, 1996; Яншин, 1983]. Однако породы, окружавшие древние фосфатоносные бассейны, перекрыты, как правило, мощным чехлом более молодых осадочных отложений. Геофизические данные дают лишь самые общие представления о составе и залегании древних пород.

Важную информацию о составе и расположении древних питающих провинций можно получить в результате изучения распределения акцессорных минералов в пределах палеобассейна. Однако подобные работы не проводились ни в одном из фосфатоносных палеобассейнах. В статье сделана попытка восполнить этот пробел на примере Малого Каратау, то есть определить состав и местонахождение возможных питающих провинций с использованием в качестве индикатора

геназиса и пространственное распределение акцессорных минералов фосфатоносной свиты.

Для решения поставленной задачи необходимо: 1) четко представлять, что такое питающие провинции и каким образом акцессорные минералы могут помочь в определении их состава; 2) рассчитать необходимое и одновременно реальное количество проб и их объем (вес) для получения представительной информации; 3) разработать методику выделения акцессорных минералов из пород (фосфоритов, доломитов, кремней) с минимальными потерями и выбрать наиболее оптимальный способ их определения; 4) разграничить две индикаторные группы минералов: аутигенные и аллотигенные, и выявить генезис последних; 5) изучить особенности распределения акцессорных минералов по площади и в разрезах.

### ПИТАЮЩИЕ ПРОВИНЦИИ

Термин “питающие провинции” введен в геологическую литературу в 1922 г. Г.Б. Мильнером, который разработал главные принципы и методику определения их состава с помощью акцессорных минералов [Мильнер, 1968]. Основной способ выявления состава питающих провинций базируется на определении минералов тяжелой фракции, так как легкая фракция слишком малокомпонентна и неспособна отразить индивидуальные особенности питающих провинций [Батурин, 1947].

В.П. Батурин охарактеризовал весь комплекс геологических факторов, определяющих возникновение тех или иных осадочных пород (петрографических провинций). Он показал, что даже в результате различных комбинаций пород может

получаться осадочный материал одного состава, и наоборот, то есть одни и те же породы в неодинаковых условиях осадконакопления могут представлять различный осадочный материал.

Существует несколько ассоциаций акцессорных минералов, которые достаточно точно позволяют определить возможный тип пород питающих провинций. Так, присутствие дистена, ставролита, силлиманита говорит о том, что в составе эродированных площадей существенную или даже основную роль играли метаморфические породы. Пироксены, шпинель, хромит – минеральная ассоциация, указывающая на ультраосновной состав материнских пород. Однако пироксены могут являться и существенным компонентом основных интрузивных пород. Циркон, апатит, сфен, роговая обманка, монацит – индикатор кислых магматических пород. Для определения генезиса апатита и сфена требуется детальное исследование их диагностических признаков. Большинство апатитов в древних отложениях являются аутигенными, о чем свидетельствуют шестиугольная призматическая форма кристаллов минерала и отсутствие каких-либо дефектов на его гранях. Обломочный сфен может иметь метаморфический генезис, в таком случае он имеет буровато-желтую окраску, чем отличается от бесцветного и прозрачного сфена из кислых интрузивов.

Если питающие провинции были представлены основными и средними эффузивами, то в тяжелой фракции обычно преобладают пироксены и роговые обманки, а в легкой обязательно присутствуют обломки основной массы эффузивных пород. Существенным компонентом основных интрузивов являются минералы группы пироксенов, сопровождаемые ильменитом и магнетитом. При этом магнетит в изверженных породах составляет 3.15%, а ильменит – 1.45%, но в осадочных отложениях количество ильменита всегда гораздо больше, чем магнетита. Подобное перераспределение этих минералов связано с высокой устойчивостью ильменита в условиях химического и физического выветривания. Вместе с тем, это очень распространенный минерал в различных породах. Поэтому обнаружение более редкого магнетита может сыграть важную роль при определении состава пород питающих провинций.

Особенную сложность представляет исследование древних отложений, как в нашем случае. Независимо от происхождения пород, в них всегда находится группа так называемых устойчивых минералов – циркон, гранат, турмалин, рутил. Причины их присутствия пока еще недостаточно ясны, однако необходимо учитывать, что при интерпретации материала к этим минералам следует относиться с особым вниманием. Кроме того, существует возможность заимствования от-

дельных минералов из более древних пород. В то же время необходимо помнить, что питающие провинции могли быть гетерогенными, то есть сложными комплексом различных пород. Одним словом, при определении состава материнских пород приходится тщательно изучать свойства каждого минерала в отдельности и весь комплекс минералов в совокупности.

Несмотря на целый ряд сложностей, возникающих при изучении тяжелой фракции и интерпретации полученного материала, акцессорные минералы, по образному выражению В.П. Батурина [1947, с. 125], являются практически “фрагментами суши”, то есть древних питающих провинций, “не подвергнувшихся глубоким химическим разрушениям”.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МАЛОГО КАРАТАУ И МЕТОДИКА ПРОВЕДЕНИЯ ОПРОБОВАНИЯ

Хребет Малый Каратау протягивается на 120 км в длину при ширине 20–30 км. В его пределах выявлены около 40 месторождений и фосфатопроявлений, связанных с чулактауской свитой томмотского яруса нижнего кембрия [Миссаржевский, Мамбетов, 1981]. Продуктивная свита подстилается многокилометровыми толщами вулканогенно-терригенных отложений докембрия, а перекрывается мощной пачкой кембро-ордовикских карбонатных пород шабактинской свиты.

Геологическое строение Малого Каратау описано во многих работах [Анкинович, 1961; Еганов, Советов, 1979; Красильникова, 1975; Сагун, 1971; Табылдиев, Чербянова, 1976; Холодов, 1973 и др.]. Большинство исследователей в пределах чулактауской свиты выделяют четыре следующих горизонта: “нижние” доломиты, кремневый, фосфатный и железомарганцевый. Продуктивный горизонт сложен 1–3 фосфатными толщами, разделенными карбонатно-кремнисто-глинистыми сланцами. Учитывая многочисленные исследования и собственные наблюдения, в пределах Малого Каратау можно выделить следующие 6 типов разрезов продуктивной свиты: карбонатный линзовидно-брекчиевый, кремнисто-карбонатный конгломератовый, кремневый строматолито-биоморфный, карбонатный массивный, высокопродуктивный пластово-сланцевый, кремнистый слоисто-сланцевый.

При изучении пространственного распределения акцессорных минералов большое значение имеет методика опробования. Достаточно объективную информацию можно получить, проводя опробование на разрезах различного типа. Это обеспечит получение наиболее достоверных и полных данных по составу акцессорных минералов и их распределению в пространстве, то есть

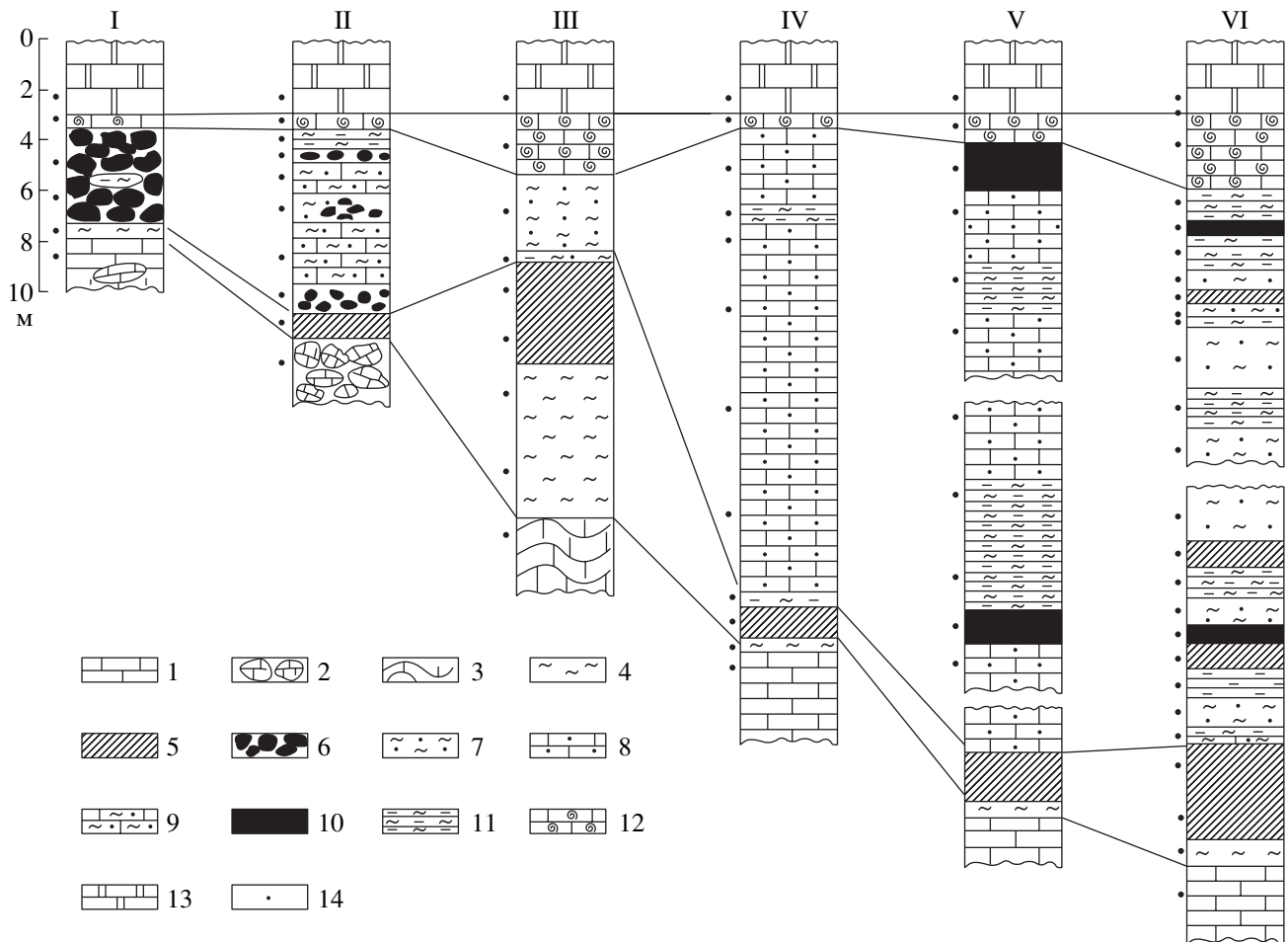


Рис. 1. Типы разрезов продуктивной свиты Малого Каратау.

1–3 – “нижние” доломиты: 1 – массивные доломиты, 2 – брекчированные доломиты, 3 – строматолитовые доломиты; 4–5 – кремневый горизонт: 4 – спонголиты, 5 – фтаниты; 6–11 – фосфатный горизонт: 6 – конгломератобрекчия, 7 – кремневые фосфориты, 8 – карбонатные фосфориты, 9 – карбонатно-кремнистые фосфориты, 10 – мономинеральные фосфориты, 11 – карбонатно-кремнисто-глинистые сланцы; 12 – доломиты железомарганцевого горизонта; 13 – “бурые” доломиты шабактинской свиты; 14 – места отбора проб.

по мощности и по простиранию разрезов. Привлечение большого количества взаимодублирующих проб способствует сглаживанию отдельных ошибок с помощью статистического анализа. В обобщенном виде типы разрезов представлены на рис. 1, там же показаны точки отбора проб.

**I. Карбонатный линзовидно-брекчиевый тип** фосфатноносных разрезов представлен на участках Баба-ата, Караул-тюбе, Аладжар, Кыршабакты-I. Он характеризуется небольшими мощностями всех горизонтов свиты и широким распространением обломочного материала. Горизонт “нижних” доломитов сложен массивными среднезернистыми доломитами, отдельные участки породы брекчированы. Кремневый горизонт образует редкие пласты и линзы, сложенные халцедоновой породой. Фосфатный горизонт морфологически представлен в разрезе линзами, максимальная мощность которых не превышает 3–3.5 м, а длина – 15 м. Он сложен

серыми карбонатно-фосфатными песчаниками, представляющими собой фосфатную брекчию с карбонатным цементом. В фосфоритах выявлены прослой кремней и сланцев, в которых распространены линзы карбонатной конгломератобрекчии. Железомарганцевый горизонт представлен в них небольшим слоем доломитов буровато-розового цвета за счет гидроксидов железа и марганца. Опробование проводилось на наиболее хорошо обнаженном фосфатопроявлении этого типа – Баба-ате, где по двум разрезам были отобраны 8 проб.

**II. Кремнисто-карбонатный конгломератовый тип** фосфатноносных разрезов выявлен на участках Северные Беркуты, Батырбай-1, Батырбай-2, Актас, Карашат, Кыршабакты-II, Арал-тюбе. Горизонт “нижних” доломитов характеризуется распространением в его пределах глыбовой брекчии карбонатного состава. Его мощность состав-

ляет 3–5 м. Кремневый горизонт в этом типе разрезов присутствует фрагментарно. Продуктивный горизонт небольшой мощности сложен карбонатно-кремнистыми фосфоритами, причем в его подошве и кровле распространены пласты конгломератов фосфатно-карбонатного состава. В средней части разреза встречаются прослойки и линзы карбонатно-глинистых сланцев. Железомарганцевый горизонт образует прерывистую цепь узких вытянутых линз, сложенных розовато-бурыми доломитами, интенсивно пропитанными гидроксидами железа и марганца. Среди разрезов этого типа было выбрано наиболее полное фосфатопоявление – Северные Беркуты; опробование проводилось на трех разрезах, где были отобраны 18 проб.

**III. Кремневый строматолито-биоморфный тип** фосфатноносных разрезов характерен для участков Джилан, Беркуты, Дегерес. Горизонт “нижних” доломитов характеризуется столбчато-строматолитовой текстурой. В основании мощного кремневого горизонта выявлен биостром [Еганов, 1988]; нижняя часть горизонта сложена толщей спонголитов, а верхняя представлена фтанитами, которые в результате процессов выветривания могут переходить в карбонатно-кремнисто-глинистые сланцы [Холодов, 1973]. В пределах всего кремневого горизонта выявлено широкое распространение желваковых, пластовых и столбчатых строматолитовых построек [Еганов, 1988; Литвинова, 1991]. Продуктивный горизонт характеризуется небольшой мощностью и кремнистым составом. Железомарганцевый горизонт представлен на этих разрезах наиболее полно и достигает своей максимальной мощности (3–4 м). Он характеризуется водорослевой текстурой, подчеркнутой избирательным распределением железа и марганца в доломитах и изобилует онколитами различного размера – от микроскопических до 25 мм в диаметре. Опробование проводилось в пределах наиболее полного и хорошо обнаженного фосфатопоявления Джилана, где на трех разрезах было отобрано 33 пробы.

**IV. Карбонатный массивный тип** фосфатноносных разрезов распространен на участках Котртас, Архалысай и на месторождениях Герес, Таутары, Кис-тас. Горизонт “нижних” доломитов представлен массивными темно-серыми доломитами с элементами крупноволнисто-слоистой, реже – столбчато-строматолитовой текстуры. Кремневый горизонт образует отдельные линзы, сложенные халцедоном. Продуктивный горизонт представлен карбонатными фосфоритами. Он образует мощную единую толщу (20–30 м), в которой встречаются отдельные линзы карбонатно-глинистых сланцев. Железомарганцевый горизонт сложен розовыми или темно-бурыми доломитами с гидроксидами железа и марганца; содержит редкие фосфатные зерна. Общая мощ-

ность чулактауской свиты может достигать 40 м. Пробы отбирались на месторождении Герес, где в той или иной степени представлены все горизонты продуктивной свиты; на трех разрезах были отобраны 24 пробы.

**V. Высокодуктивный пластово-сланцевый тип** фосфатноносных разрезов объединяет наиболее крупные месторождения – Жанатас, Коксу, Джаргас. Горизонт “нижних” доломитов сложен бесструктурными массивными доломитами, представляющими собой раскристаллизованную массу биогерма. Маломощный кремневый горизонт обычно сложен халцедоновой породой и характеризуется широким распространением в его пределах прослоев и линз доломитов.

Продуктивный горизонт представлен двумя (Жанатас, Джаргас) либо тремя (Коксу) фосфатными толщами, разделенными карбонатно-глинистыми сланцами. Фосфориты сложены фосфатными пеллетами, включенными в карбонатно-фосфатный материал, встречаются прослойки мономинерального фосфорита. В кровле каждого из продуктивных пластов может находиться слой фосфатных конгломератов, состоящих из обломков карбонатно-глинистых сланцев. Железомарганцевый горизонт присутствует в виде отдельных небольших линз, сложенных бордовым доломитом, пропитанным гидроксидами железа и марганца. Общая мощность чулактауской свиты – 40 м. Опробование проводилось по четырем разведочным канавам месторождения Коксу, всего были отобраны 44 пробы.

**VI. Кремнистый слоисто-сланцевый тип** фосфатноносных разрезов включает месторождения Учбас, Саркоба, Акджар. Горизонт “нижних” доломитов сложен преимущественно мелкозернистым доломитом. Кремневый горизонт имеет такое же полное строение, как и в третьем типе разрезов: биостром 0.2–0.5 м, спонголиты в нижней части, фтаниты – в верхней, среди последних широко распространены пласты и линзы фосфатно-кремнистых пород. Фосфатный горизонт представлен часто переслаивающимися фосфоритами и сильно фосфатизированными кремнисто-глинистыми сланцами. Фосфориты могут быть карбонатными, кремнистыми и даже мономинеральными, причем вверх по разрезу количество фосфатного материала возрастает, а кремнистого падает. Железомарганцевый горизонт мощностью 2.5–4 м сложен доломитами, импрегнированными железом и марганцем, неравномерно распределенными в породе. Горизонт имеет волнистослоистую текстуру, хорошо выраженную в центральной части разреза, содержит редкие отдельные онколиты. Общая мощность чулактауской свиты может достигать 80 м. Разрезы этого типа осложнены нарушениями, поэтому для опробования был выбран наименее “пострадавший”

**Таблица 1.** Количество проб, отобранных на месторождениях различного типа

Типы разрезов	I	II	III	IV	V	VI
Месторожд. фосфоритов	Баба-ата	С. Беркуты	Джилан	Герес	Коксу	Акджар
Число разрезов	2	3	3	4	4	4
Количество проб	8	18	33	24	44	54

в этом отношении объект – месторождение Акджар. По четырем разведочным канавам отображены 54 пробы.

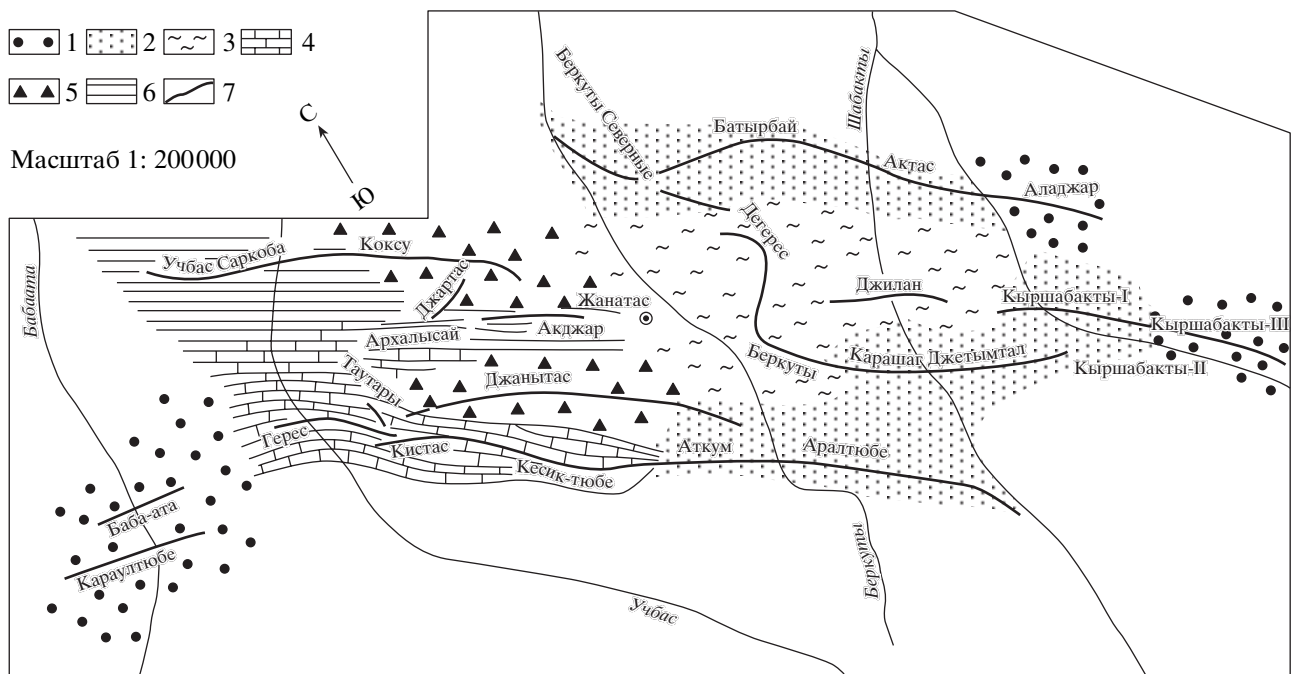
Общее количество разрезов и проб, отобранных на различных объектах, показано в табл. 1.

Формирование каждого из шести типов разрезов фосфатноносной толщи осуществлялось в различных условиях в пределах одного водоема и определялось его положением в бассейне (рис. 2). Так, первые три типа, характеризующиеся небольшой мощностью, формировались в мелководных условиях. Карбонатные линзовидно-брекчиевые фосфориты образовались в приливо-отливной области моря. Кремнисто-карбонатные конгломератовые фосфориты осаждались вдоль близбереговой линии бассейна, так как при перемыве фосфатного материала конгломераты перекачивались по дну более продолжительное время, чем брекчии. В центральной части бассейна интенсивность развития биогенных текстур сопоставима с известными в более позднее время

рифовыми постройками или так называемыми банками. Здесь распространены кремневые строматолито-биоморфные фосфориты.

Следующие три типа формировались в относительно глубоководных условиях северо-западной части бассейна. Они характеризуются большой мощностью и хорошей сортировкой тонкого алевро-пелитового фосфатно-карбонатного материала. Так, карбонатный массивный и мономинеральный пластово-сланцевый типы фосфоритов осаждались в спокойных условиях, а кремнистые слоисто-сланцевые – при постоянных течениях, доставляющих алевро-аргиллитовый материал.

Из каждого горизонта чулактауской свиты были отобраны килограммовые пробы, причем таким образом, что возможность попадания в них минералов пострудных даек исключена. На тех месторождениях, где фосфатный горизонт имеет сложное строение, пробы отбирались из каждой толщи, отличающейся от других по литологическому составу. В пределах одного месторождения

**Рис. 2.** Схема расположения типов разрезов чулактауской свиты Малого Каратау.

1–6 – типы фосфатных разрезов: 1 – карбонатный линзовидно-брекчиевый, 2 – кремнисто-карбонатный конгломератовый, 3 – кремневый строматолито-биоморфный, 4 – карбонатный массивный, 5 – высокопродуктивный пластово-сланцевый, 6 – кремнистый слоисто-сланцевый; 7 – выходы пород чулактауской свиты.

опробование производилось по трем-четырем пересечениям: в центральной части объекта и на его флангах. Всего были отобраны 181 проба (см. табл. 1)

### МЕТОДИКА ВЫДЕЛЕНИЯ И ДИАГНОСТИКИ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ

Основной метод диагностики акцессорных минералов заключался в разделении рудного концентрата на фракции с небольшим числом минералов [Чуева, 1950; Мильнер, 1968].

Подготовка пробы включала: измельчение породы до размера частиц менее 1 мм, растворение в уксусной кислоте, взятие усредненной пробы, рассев на ситах, магнитную и электромагнитную сепарацию, разделение по удельному весу в тяжелых жидкостях. После взятия средней пробы осуществлялась магнитная сепарация. Минералы, обладающие слабыми магнитными свойствами, были выделены из оставшегося осадка с помощью электромагнитной сепарации. Таким образом, по магнитным свойствам минералы были разделены на три фракции: сильно электромагнитную, средне- и слабоэлектромагнитную. Как известно, магнитные свойства минералов обусловлены главным образом содержанием в них железа [Мильнер, 1968]. Соответственно, в сильно магнитную фракцию вошли рудные железосодержащие минералы, которые характеризуются черным цветом, непрозрачностью и высоким удельным весом – гематит, ильменит, хромит. В среднюю электромагнитную фракцию попали большей частью пороодообразующие силикаты, окрашенные и прозрачные с удельным весом меньше 4 – амфиболы, пироксены, гранат, эпидот. В слабоэлектромагнитной фракции оказались либо минералы с небольшим количеством железа, либо минералы, магнитные свойства которых обусловлены содержанием других компонентов, например, оксидов марганца или редких земель.

Следующим этапом работы явилось разделение неэлектромагнитной фракции в тяжелых жидкостях (в бромформе, плотность 2.8–2.9) с целью отделения от нее минералов легкой фракции, так как они засоряют пробу и затрудняют проведение минералогического анализа. Обычно разделение в бромформе шлихов, то есть концентратов отложений происходит быстро и качественно [Чуева, 1950]. Но при работе с измельченной породой, как в нашем случае, процесс получается более длительным, причем часть тяжелых минералов, находящихся в сростках с легкими, остается во взвешенном состоянии. В связи с этим после разделения рудного концентрата производился дополнительный отбор тяжелой фракции под бинокуляром.

**Таблица 2.** Возможный генезис акцессорных минералов чулактауской свиты

детритовые	аутигенные		рутил, апатит, пирит
	из метаморфических пород		турмалин, биотит, гранат, эпидот, гр. амфиболов, гематит, мусковит, ставролит, сфен, рутил
	из магматических пород	из основных и щелочных пород из кислых пород	ильменит, гр. пироксенов, магнетит, биотит циркон, мусковит, биотит, рутил

Несмотря на представительность проб, вес каждой из полученных таким образом тяжелых фракций составил лишь первые граммы, то есть 0.3–0.8% от общего веса пробы. Определение минералов осуществлялось обычным способом в иммерсионных жидкостях.

В основном при диагностике минералов в иммерсионных жидкостях производится ряд замен на нескольких зернах минерала и из полученных данных выбирают наибольшее и наименьшее значения. Но в нашем случае особенная сложность определения была связана с тем, что их очень мало. Поэтому приходилось искать минералы с ориентированным сечением, получаемым при дроблении минеральных зерен, причем их количество находится в прямой зависимости от спайности минералов. Для нахождения главных сечений определялись промежуточные показатели Ng и Np. В результате проведенной работы были диагностированы 17 различных минералов.

### АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Легкая фракция в основном представлена глинистыми минералами, кварцем, аморфным кремнеземом, причем иногда ожелезненным, сростками карбонатов и фосфоритов, окремненным фосфоритом. Слюды, удельный вес которых 2.8–3.2, в основном оказались в тяжелой фракции.

Тяжелая фракция состоит из следующих минералов: ильменита, группы пироксенов, группы амфиболов, рутила, циркона, граната, магнетита, апатита, биотита, пирита, эпидота, ставролита, турмалина, сфена, мусковита, гематита, группы хромшпинелей. Среди них, с учетом поставленной задачи, выделяются две группы минералов: аутигенные и детритовые (кластогенные), возможный генезис которых приведен в табл. 2. К первой группе относятся апатит, пирит и частично рутил, ко второй – все остальные. Аутигенные минералы, образовавшиеся *in situ*, характеризуются хорошо выраженной кристаллической формой. Детритовые акцессорные минералы обычно окатаны благодаря длительному перемещению.

### 1. Аутигенные минералы

Апатит выявлен в виде прозрачных очень мелких зерен (0.01 мм) правильной призматической формы зеленоватого цвета без следов перемыва и без включений.

Пирит встречается в виде кубических кристаллов латунно-желтого цвета, на некоторых зернах проявляется тусклая побежалость, обусловленная позднейшими изменениями, на гранях куба бывает штриховка.

Рутил характеризуется высоким светопреломлением, он образует призматические, реже игольчатые кристаллы от красновато-коричневого до темно-бурого цвета с пирамидами в вершинах призмы, признаки окатанности отсутствуют.

### 2. Детритовые (кластогенные) минералы

Наиболее распространенными из них являются магнетит, ильменит, гр. пироксенов, гр. амфиболов, циркон, гранат.

Магнетит встречается в виде непрозрачных округлых зерен тускло-серого цвета без спайности, с зубчатым изломом.

Ильменит выявлен в виде непрозрачных угловатых неправильных зерен черного цвета, реже встречаются хорошо окатанные зерна, в которых наблюдается переход в гидроксиды железа. Последние характерны для железомарганцевого горизонта.

Минералы группы пироксенов встречаются в виде хорошо окатанных желтовато-зеленых зерен округлого очертания.

Минералы группы амфиболов представлены удлиненными по спайности полуокатанными анизотропными зернами неправильной формы голубовато-зеленого или темно-зеленого цвета.

Циркон встречается в виде прозрачных бесцветных, реже бледно-розовых зерен средней окатанности с неровным изломом.

Гранат представлен хорошо окатанными фиолетово-красными зернами ромбической формы с неровным изломом и с включениями биотита, реже – циркона.

Наши исследования показали, что менее распространены детритовыми минералами в породах фосфатной свиты являются, биотит, рутил, эпидот.

Биотит представлен неправильными крупными (0.2–0.4 мм) пластинчатыми зернами бурого цвета, без признаков окатанности, иногда с зубчатыми границами.

Рутил присутствует в виде слабоокатанных неправильных зерен с поверхностями излома янтарной окраски и со стекляннным блеском.

Эпидот образует тусклые желтовато-зеленые неправильные зерна, по цвету, степени прозрачности и форме напоминающие бутылочные осколки.

Наиболее редко встречаются следующие минералы: ставролит, гематит, турмалин, сфен, мусковит, группа хромшпинелей.

Ставролит выявлен в виде зерен неправильной формы желтовато-бурого цвета с неровным зубчатым изломом, ограниченных поверхностями спайности, в иммерсионных препаратах плеохроирует от желтого до красноватого цветов. На гранях минерала иногда наблюдается примазка тонкочешуйчатой слюды (мусковит?).

Гематит представлен неправильными или округлыми землистыми зернами красновато-бурого цвета в отраженном свете. Спайность отсутствует, излом неровный, полупрозрачный до непрозрачного, блеск тусклый. Зерна просвечивают в тонких осколках кроваво-красным цветом.

Турмалин образует неправильные удлиненные или удлиненно-призматические зерна с неровным изломом, прозрачные, голубовато-зеленого цвета, без признаков разложения, выявлено единичное включение циркона.

Сфен встречается в виде угловато-окатанных зерен неправильной формы буровато-оранжевого цвета, ограниченных поверхностями по /110/.

Мусковит – тонкие бесцветные чешуйки с совершенной спайностью, крупные (0.3 мм) и округлые по форме, с низким светопреломлением и волнистым угасанием.

Группа хромшпинелей выявлена в виде окатанных зерен неправильной угловатой формы черного или коричневатого-черного цвета с неровным изломом; в тонких осколках просвечивает желтовато-красным или бурым цветом.

Сопоставление доли участия в тяжелой фракции каждой из генетических групп, то есть аутигенной группы и двух типов пород из детритовой группы: метаморфических и магматических (см. табл. 2), соответственно можно представить следующим соотношением: 1 : 2 : 4.

### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ В ПОРОДАХ МАЛОГО КАРАТАУ

Анализ распределения акцессорных минералов в породах Малом Каратау осуществлялся по трем направлениям.

1. Изменение состава акцессориев в пределах отдельно взятого месторождения.
2. Сравнение минерального состава разрезов разного типа.
3. Распределение акцессорных минералов по различным горизонтам продуктивной свиты.

**Таблица 3.** Распределение акцессорных минералов на месторождениях различного типа разрезов чулактауской свиты Малого Каратау

Акцессорные минералы		Типы разрезов чулактауской свиты					
		I	II	III	IV	V	VI
аути- генные	рутил	$\frac{0.01-0.5}{0.26/8}$	$\frac{0.01-0.35}{0.3/24}$	$\frac{0.01-0.45}{0.32/33}$	$\frac{0.01-0.61}{0.44/24}$	$\frac{0.01-0.74}{0.45/44}$	$\frac{0.02-0.89}{0.51/54}$
	апатит	0.01/8	следы	следы	0.01	$\frac{0-1.05}{0.18/44}$	$\frac{0.1-0.6}{0.19/54}$
	пирит	$\frac{0.01-0.6}{0.3/8}$	0-0.02/24	$\frac{0-3.05}{0.77/33}$	$\frac{0-0.5}{1.16/24}$	$\frac{0-0.84}{0.1/44}$	$\frac{0.01-0.9}{0.12/54}$
детри- товые	ильменит	$\frac{0.01-0.19}{0.06/8}$	$\frac{0.01-0.21}{0.06/24}$	$\frac{0.02-0.23}{0.07/24}$	$\frac{0.02-1.25}{0.10/24}$	$\frac{0.03-1.52}{0.11/44}$	$\frac{0.03-1.61}{0.14/54}$
	магнетит	$\frac{0.01-1.09}{1.05/8}$	$\frac{0.01-1.21}{1.16/24}$	$\frac{0.02-1.23}{1.18/24}$	$\frac{0.03-21.3}{1.42/24}$	$\frac{0.03-23.62}{1.98/44}$	$\frac{0.04-24.1}{2.1/54}$
	гр. пироксенов	$\frac{0.01-1.29}{1.12/8}$	$\frac{0.001-1.51}{1.13/24}$	$\frac{0.01-2.54}{1.14/33}$	$\frac{0.02-2.81}{1.17/24}$	$\frac{0.02-2.86}{1.18/44}$	$\frac{0.02-2.92}{1.23/54}$
	биотит	0.06/8	0.07/24	0.07/33	0.08/24	0.09/44	0.09/54
	рутил	0.01/8	0.01/24	0.02/33	0.03/24	0.04/44	0.05/54
	циркон	$\frac{0-0.09}{0.06/8}$	$\frac{0-0.1}{0.06/24}$	$\frac{0-0.81}{0.07/33}$	$\frac{0.01-1.03}{0.22/24}$	$\frac{0.01-1.04}{0.26/45}$	$\frac{0.01-1.06}{0.3/54}$
	мусковит	нет	следы	следы	следы	0-0.01	0-0.01
	турмалин	0.01/8	нет	следы	0.1	0.01	0.01
	гранат	0.01/8	следы	$\frac{0.1-5.6}{0.68/33}$	$\frac{0.02-0.07}{0.04/24}$	$\frac{0.01-3.59}{0.45/45}$	$\frac{0.01-3.62}{0.47/54}$
	эпидот	0.01/8	нет	0.01/33	$\frac{0.01-0.27}{0.02/24}$	$\frac{0-0.4}{0.05}$	0.05
	гр. амфиболов	0.01/8	0.01/24	$\frac{0.01-1.83}{0.35/33}$	$\frac{0.01-4.38}{1.14/24}$	$\frac{0.01-7.12}{1.0/45}$	$\frac{0.01-7.99}{1.04/54}$
	гематит	следы	нет	$\frac{0-5.14}{0.5/33}$	$\frac{0.01-1.44}{0.2/24}$	нет	нет
	ставролит	следы	следы	следы	0.01	0.01	0.01
	сфен	следы	нет	нет	0.01	0.01	0.01
	гр. хромшпинелей	следы	следы	нет	$\frac{0-0.48}{0.24}$	нет	нет

Примечание. Числитель дроби – наименьшее и наибольшее значения количества минералов в пробе (в граммах). Знаменатель – среднее значение количества минералов в пробе и общее количество проб.

Изучение изменения состава тяжелой фракции осуществлялось на каждом из шести месторождений, представляющем определенный тип разрезов: на Баба-ате (I), С. Беркутах (II), Джилане (III), Гересе (IV), Коксу (V), Акджаре (VI). Было проведено сопоставление качественного и количественного минерального состава на нескольких разрезах в пределах каждого отдельно взятого месторождения. Оказалось, что акцессорные минералы распределены относительно

равномерно. Некоторое уменьшение их количества фиксируется лишь на флангах месторождений, при значительном сокращении мощности горизонтов.

Сравнение данных по распределению акцессорных минералов на различных объектах показало, что для всех без исключения месторождений характерен практически один и тот же состав (табл. 3). Однако аутигенные минералы и минералы из метаморфических и из магматических



Таблица 4. Распределение акцессорных минералов по горизонтам фосфатоносной толщи Малого Каратау

Акцессорные минералы		Кырша- бактская свита	Чулактауская свита				Шабактин- ская свита
		“нижние” доломиты	кремни	фосфориты	сланцы	железомарганцевые доломиты	“бурые” доломиты
Аути- генные	Рутил	0.02/20	0.02/17	$\frac{0.01-0.89}{0.6/95}$	0.03/15	0.07/14	0.01/20
	Апатит	0.01/20	0.06/17	$\frac{0-0.63}{0.12/95}$	нет	следы	0.01/20
Детри- товые	Пирит	$\frac{0.01-1.85}{0.54/20}$	$\frac{0.01-1.85}{0.41/17}$	$\frac{0.01-3.06}{0.24/95}$	следы	0.02/14	$\frac{0-0.6}{0.3/20}$
	Ильменит	$\frac{0.01-0.19}{0.08/20}$	$\frac{0.01-0.21}{0.09/17}$	$\frac{0.02-1.52}{0.1/95}$	$\frac{0.03-0.23}{0.09/15}$	$\frac{0.01-0.2}{0.09/14}$	$\frac{0.01-0.19}{0.09/20}$
	Магнетит	$\frac{0.01-1.5}{1.08/20}$	$\frac{0.01-1.04}{1.01/17}$	$\frac{0.02-23.62}{1.98/95}$	$\frac{0.01-0.6}{1.08/15}$	$\frac{0.01-0.5}{1.07/14}$	$\frac{0.01-0.5}{1.08/20}$
	Гр. пироксенов	$\frac{0.01-0.86}{0.44/20}$	$\frac{0.01-0.49}{0.39/17}$	$\frac{0.02-2.4}{1.03/95}$	$\frac{0.01-0.49}{0.39/15}$	$\frac{0.01-0.5}{0.38/14}$	$\frac{0-0.59}{0.39/20}$
	Биотит	0.08/20	0.08/17	0.1/95	0.1/15	0.07/14	0.07/20
	Рутил	0.01/20	0.01/17	$\frac{0.02-0.05}{0.03/95}$	0.03/15	0.02/14	0.01/20
	Циркон	следы	0.01/17	$\frac{0-1.06}{0.07/95}$	0-0.01/15	0.01/14	0.03/20
	Мусковит	следы	нет	0.01	следы	нет	следы
	Турмалин	0.01/95	следы	следы	следы	следы	следы
	Гранат	$\frac{0.01-3.55}{0.72/20}$	$\frac{0.01-1.13}{0.24/17}$	$\frac{0.01-1.58}{0.16/95}$	$\frac{0.01-0.07}{0.02/20}$	0.01	следы
	Эпидот	$\frac{0.02-0.33}{0.14/20}$	$\frac{0.01-0.27}{0.12/17}$	0.03/95	$\frac{0.04-0.32}{0.15/15}$	следы	0-0.01/20
	Гр. амфиболов	$\frac{0.001-4.38}{1.44/20}$	$\frac{0.01-1.34}{0.17/17}$	$\frac{0.01-7.99}{1.87/95}$	0.02/15	0.01/14	следы
	Гематит	0.02/20	$\frac{0-1.44}{0.05/17}$	нет	нет	нет	0.01/20
	Ставролит	$\frac{0-7.7}{0.1/20}$	0.01	следы	нет	нет	нет
	Сфен	следы	0-0.02	нет	следы	нет	нет
Гр. хромшпинелей	$\frac{0-1.4}{0.23/20}$	нет	нет	нет	0.01	нет	

Примечание. Числитель дроби – наименьшее и наибольшее значения количества минералов в пробе (в граммах). Знаменатель – среднее значение количества минералов в пробе и общее количество проб.

пород ведут себя по-разному. Так, для двух первых групп, за исключением рутила, типично неравномерное распределение минералов на различных типах разрезов. Минералы магматичес-

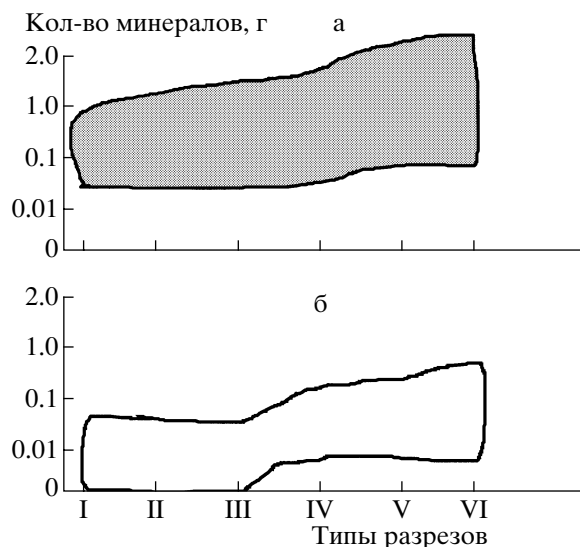
кой группы, в том числе аутигенный рутил, распределены достаточно равномерно, причем их количество увеличивается одновременно с возрастом мощности фосфатоносного разреза.

Несколько иная картина представляется при анализе распределения минералов по горизонтам фосфатоносной толщи (табл. 4). Отмечается тенденция некоторого уменьшения количества метаморфических минералов вверх по разрезу, что указывает на возможность их частичного заимствования из более древних пород. Акцессорные минералы магматического генезиса распределены достаточно равномерно, причем их количество заметно возрастает в пределах фосфатного горизонта.

**ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ**

Для определения состава питающих провинций наиболее информативными являются минералы магматического происхождения, так как аутигенные минералы возникли либо одновременно с фосфоритами, либо в более поздний период перераспределения осадков. Метаморфические породы не могли служить источником фосфора, поскольку отделены от продуктивной свиты многокилометровыми бесфосфатными толщами карбонатных и вулканогенно-терригенных пород.

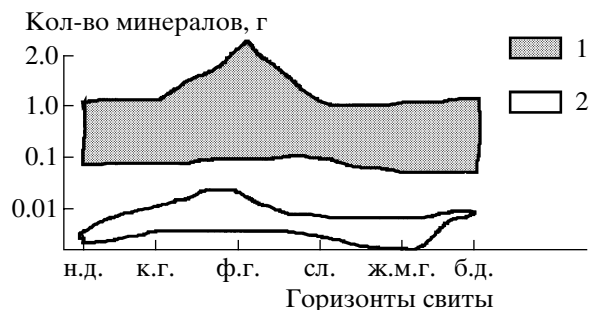
Увеличение количества минералов магматического генезиса в фосфоритах указывает на то, что в период возникновения фосфатного горизонта роль магматических пород в качестве питающих провинций возрастает. Минералы магматического происхождения вынесены из кислых, основных и щелочных пород. К представителям кислых магматических пород можно было бы отнести циркон, слюды, сфен, апатит, рутил. Но, как было отмечено выше, весь апатит является аутигенным, а сфен окрашен в буровато-оранжевый цвет, что указывает на его вынос из щелочных или метаморфических пород [Батурин, 1947; Мильнер, 1968]. Обломочного рутила очень мало, кроме того, по крайней мере часть его может быть доставлена и из метаморфических пород. Слюды имеют очень широкое распространение среди различных горных пород, поэтому не являются в нашем случае показательными. Биотит и мусковит – обязательные спутники метаморфических пород, кроме того, биотит обычно входит в состав основных интрузий, а мусковит – кислых, однако количество последнего в изученных пробах оказалось ничтожно малым. Кроме того, волнистое угасание мусковита указывает на его связь с метаморфическими породами. Сопоставление распределения количественного соотношения акцессорных минералов из магматических пород двух групп (кислого и основного состава) в различных типах разрезов (рис. 3) и по горизонтам фосфатоносной толщи (рис. 4) показывает, что они ведут себя сходным образом. Однако количество первых значительно уступает вторым. Среди минералов



**Рис. 3.** Распределение акцессорных минералов на месторождениях различного типа.

I–VI – типы разрезов: I – карбонатный линзовидно-брекчиевый; II – кремнисто-карбонатный конгломератовый; III – кремневый строматолито-биоморфный; IV – карбонатный массивный; V – высокопродуктивный пластово-сланцевый; VI – кремнистый слоисто-сланцевый.

а – распределение акцессорных минералов из магматических пород основного и щелочного состава; б – распределение акцессорных минералов из магматических пород кислого состава.

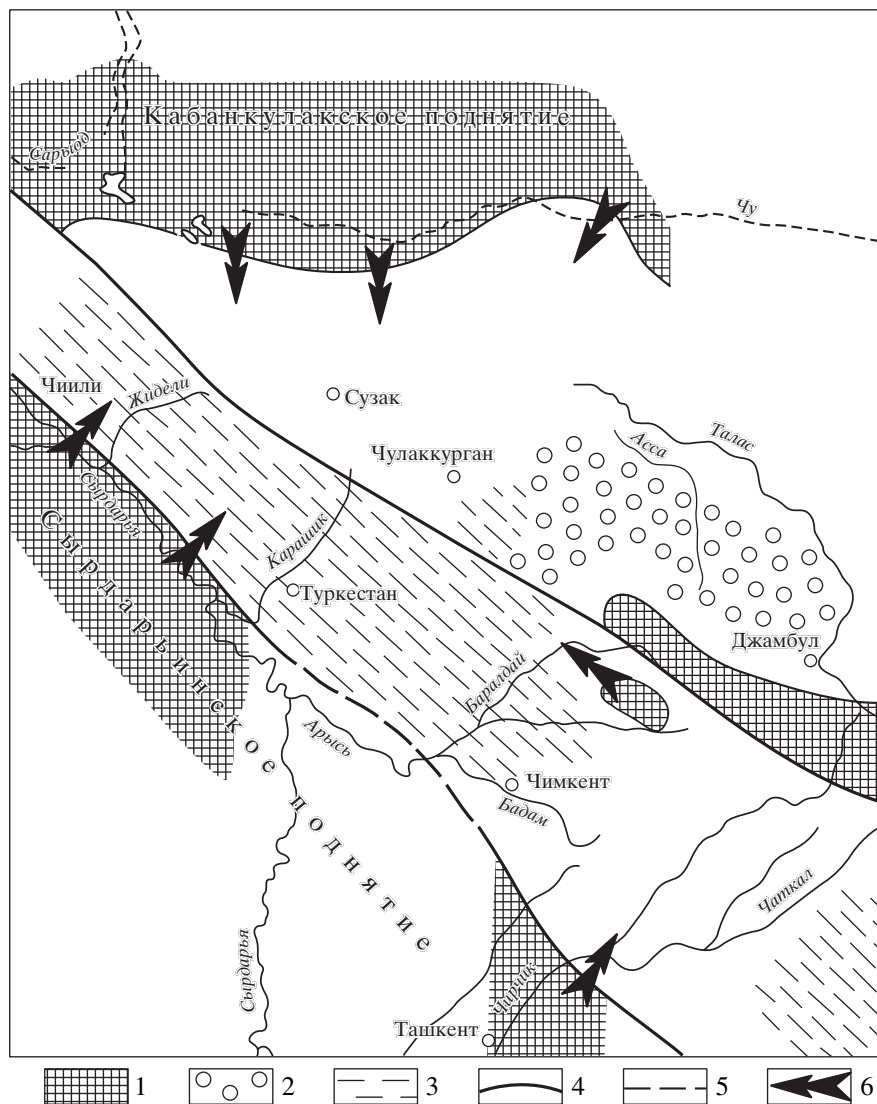


**Рис. 4.** Распределение акцессорных минералов по горизонтам фосфатоносной толщи.

Горизонты продуктивной свиты: н.д. – “нижние” доломиты, к.г. – кремневый горизонт, ф.г. – фосфатный горизонт, сл. – карбонатно-кремнисто-глинистые сланцы, ж.м.г. – железомарганцевый горизонт, б.д. – “бурые” доломиты.

1 – распределение акцессорных минералов из магматических пород основного и щелочного состава; 2 – распределение акцессорных минералов из магматических пород кислого состава.

магматических пород ведущая роль принадлежит минералам, вынесенным из основных и щелочных интрузий: магнетиту, ильмениту, группе пироксенов и аутигенному рутил, большая часть



**Рис. 5.** Палеогеографическая схема строения хребта Каратау в эпоху формирования курумсакско-чулактауских нижнекембрийских отложений. Составлена В.Н. Холодовым [1973].

1 – докембрийские поднятия, участки суши; 2 – отложения фосфоритов; 3 – отложения фтанитов; 4 – главные разломы; 5 – предполагаемые разломы; 6 – направление сноса обломочного материала.

которого образовалась за счет ильменита, группе амфиболов (см. табл. 3, 4).

По-видимому, питающие провинции имели сложный состав. Однако ведущая роль принадлежала основным и щелочным магматическим породам. Кислые интрузии в качестве материнских пород имели резко подчиненное значение. Их участие невелико по двум причинам. Во-первых, их было меньше, а во-вторых, в процессе выветривания они всегда оказываются более стойкими, чем другие породы [Холодов, 1973, 1996].

Постоянство минерального состава, по-видимому, теснейшим образом связано с тем, что поставка осадочного материала осуществлялась с огромных гомогенных площадей, то есть регио-

нов, почти целиком сложенных основными магматическими породами. Это не могло не отразиться на составе осадков, отложенных после разрушения этих пород. Некоторое уменьшение количества акцессорных минералов на флангах месторождений объясняется, по-видимому, тем, что палеобассейн представлял собой систему небольших водоемов, периодически объединяющихся в одно мелкое море [Литвинова, 1991, 2000; Холодов, Пауль, 1999].

Существенную роль питающих провинций, способных поставлять определенный материал в бассейны седиментации, и их эволюцию на протяжении всей геологической истории показал в своих работах В.Н. Холодов [1975, 1993, 1996]. Он продемонстрировал тесную зависимость распро-

странения тех или иных рудообразующих компонентов от состава эродируемых пород. Так, в позднерифейское время вместе с основными эффузивными породами все большее значение приобретают основные интрузии, что привело к образованию габбро-анортозитовых поясов Земли. С последними, как показал В.Н. Холодов, связаны гигантские скопления ванадиеносных фтанитов, пластовых и желваковых фосфоритов, железомарганцевых и железных руд, сформировавшихся в вендско-кембрийскую эпоху. Изменение состава питающих провинций в фанерозое привело к резкому уменьшению этих компонентов и к разбавлению их осадочным материалом [Холодов, 1993].

Состав минералов тяжелой фракции и их распределение в пространстве Малокаратауского фосфатоносного бассейна позволяют утверждать, что роль материнских пород могли играть основные интрузии. Большинство палеогеографических реконструкций показывают, что снос в палеоводоем осуществлялся с юго-запада и с северо-востока от Каратауского хребта (рис. 5), где находятся соответственно Кабанкулакское и Сырдарьинское поднятия, перекрытые более молодыми отложениями. По данным геофизической разведки, проводившейся Жанатасской геологоразведочной экспедицией, эти массивы действительно сложены преимущественно основными магматическими породами. В составе пород Кабанкулакского поднятия основные эффузивы и кислые интрузии принимают незначительное участие. Ограниченное присутствие последних отразилось и на составе акцессориев, среди которых роль минералов из кислых магматических пород невелика. В пределах Сырдарьинского массива обнаружены также метаморфические докембрийские отложения. На северо-западе от Джамбула выявлена зона локальных магнитных аномалий, соответствующая основным интрузивным породам предположительно протерозойского возраста.

В.Н. Холодов [1973], воссоздавший палеогеографию Евразии на рубеже венда и кембрия, показал, что во время образования фосфоритов эти области являлись участками суши (см. рис. 5). Они могли играть роль питающих провинций, причем снос в палеобассейн осуществлялся именно по этим направлениям.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. На каждом отдельно взятом месторождении Мало Каратау, вне зависимости от его типа, выявлено относительно равномерное распределение минералов тяжелой фракции как по горизонтам, так и в пределах всего разреза.

2. Уменьшение количества минералов на флангах месторождений согласуется с предполо-

жением о существовании в Малом Каратау в томотском веке системы мелководных впадин-ловушек [Литвинова, 1991, 2000; Холодов, Пауль, 1999].

3. Состав акцессорных минералов на шести месторождениях различного типа практически одинаков, а их количество возрастает одновременно с увеличением мощности разрезов продуктивной свиты, что указывает на существенную роль материнских пород в период ее образования.

4. Минеральный состав тяжелой фракции всех горизонтов фосфатоносной толщи, представленных различными породами, существенно не различается, что указывает на длительное по времени воздействие питающих провинций, сложенных относительно гомогенными породами.

5. Наиболее распространенными акцессорными минералами в породах Мало Каратау являются: группа пироксенов, ильменит, аутигенный рутил, группа амфиболов, магнетит, биотит. Количество этих минералов заметно возрастает в фосфоритах, что связано с усилением в период их образования роли питающих провинций.

6. Анализ распределения минерального состава тяжелой фракции показал, что питающие Малый Каратау провинции действительно могли быть сложены гомогенными магматическими породами преимущественно основного состава, при возможном участии щелочных пород, наиболее легко подвергающихся процессам разрушения.

7. Судя по составу акцессорных минералов, кислые магматические породы играли резко подчиненную роль при образовании чулактауской свиты Мало Каратау, некоторое увеличение их количества в фосфоритах объясняется общей обогащенностью фосфором практически всех пород пограничных толщ венда-кембрия [Ронов, Корзина, 1960; Яншин, 1983, 1986].

Снос в палеоводоем мог осуществляться с юго-запада и северо-востока, где находились древние участки суши, сложенные докембрийскими магматическими породами преимущественно основного состава.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анкинович С.Г.* Нижний палеозой ванадиеносного бассейна Северного Тянь-Шаня и западной окраины Центрального Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН Каз. ССР, 1961. Ч. 1. 272 с.
- Батулин В.П.* Петрографический анализ прошлого по терригенным компонентам. М.: Изд-во АН СССР, 1947. 335 с.
- Бушинский Г.И.* Древние фосфориты Азии и их генезис. М.: Наука, 1966. 232 с.
- Еганов Э.А., Советов Ю.К.* Каратау – модель региона фосфоритообразования. Новосибирск: Наука, 1979. 192 с.

- Еганов Э.А.* Фосфоритообразование и строматолиты. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. 89 с.
- Красильникова Н.А.* Типы фосфоритоносных месторождений, закономерности их размещения и геологические предпосылки поисков // Геология месторождений горнохимического сырья Средней Азии. Ташкент: Наука, 1975. С. 4–14.
- Литвинова Т.В.* О строматолитовой природе кремнистого горизонта чулактауской свиты Малого Каратау // Литология и полез. ископаемые. 1990. № 2. С. 121–133.
- Литвинова Т.В.* Литолого-фациальный анализ фосфоритоносной свиты Малого Каратау (Казахстан). Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса. Материалы к 1-му Всероссийскому литологическому совещанию. М.: ГЕОС, 2000. Т. 1. С. 413–418.
- Литвинова Т.В.* Литология чулактауской свиты северо-западной части Малого Каратау / Автореф. дисс. ... канд-та геол.-мин. наук, М.: ГИН РАН, 1991. 25 с.
- Мильнер Г.Б.* Петрография осадочных пород // Руководство по петрографии осадочных пород. Т. 2. М.: Недра, 1968. 665 с.
- Миссаржевский В.В., Мамбетов А.М.* Стратиграфия и фауна пограничных слоев кембрия и докембрия Малого Каратау. М.: Наука, 1981. 90 с.
- Ронов А.Б., Корзина Г.А.* Фосфор в осадочных процессах // Геохимия. 1960. № 8. С. 667–687.
- Сагунов В.Г.* Геология агрономических руд Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН Каз. ССР, 1971. 192 с.
- Страхов Н.М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 534 с.
- Табылдиев К.Т., Чербянова Л.Ф.* Фациальные условия осадконакопления фосфоритоносной толщи Каратауского бассейна // Литология фосфоритоносных отложений. М.: Наука, 1976. С. 76–97.
- Холодов В.Н.* К проблеме эволюции осадочного процесса в истории Земли // Проблемы доантропогенной эволюции биосферы. М.: Наука, 1993. С. 123–167.
- Холодов В.Н.* Об эволюции состава питающих провинций в истории Земли // Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975. С. 191–208.
- Холодов В.Н.* Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М.: Наука, 1973. 275 с.
- Холодов В.Н., Пауль Р.К.* Фации и генезис фосфоритов Каратау. Сообщение 2. Происхождение фосфатных пеллет и общая схема развития томмотского палеоводоема // Литология и полез. ископаемые. 1999. № 5. С. 503–517.
- Холодов В.Н.* Эпохи фосфоритообразования как отражение эволюции магматизма в истории Земли // Докл. РАН. 1996. Т. 347. № 4. С. 531–534.
- Чуева М.Н.* Минералогический анализ шлихов и рудных концентратов. М.: Гос. изд-во геол. литературы, 1950. 179 с.
- Янишин А.Л.* Эволюция геологических процессов в истории Земли. Л.: Наука, 1983. 39 с.
- Янишин А.Л., Жарков М.А.* Фосфор и калий в природе. Новосибирск: Наука, 1986, 160 с.

---

Сдано в набор 24.11.2003 г.

Подписано к печати 23.01.2004 г.

Формат бумаги 60 × 88<sup>1</sup>/<sub>8</sub>

Офсетная печать

Усл. печ. л. 14.0

Усл. кр.-отт. 3.0 тыс.

Уч.-изд. л. 13.9

Бум. л. 7.0

Тираж 206 экз.

Зак. 8185

---

Учредители: Российская академия наук,  
Геологический институт РАН

---

Адрес издателя: 117997 Москва, Профсоюзная ул., 90

Оригинал-макет подготовлен МАИК “Наука/Интерпериодика”

Отпечатано в ППП “Типография “Наука”, 121099 Москва, Шубинский пер., 6