

А.Л.ЯНШИН М.А.ЖАРКОВ

А.Л.ЯНШИН М.А.ЖАРКОВ

ФОСФОР
И
КАЛИЙ
В ПРИРОДЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
ВЫПУСК 673

А. Л. ЯНШИН М. А. ЖАРКОВ

ФОСФОР И КАЛИЙ В ПРИРОДЕ

Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук Ю. Н. Занин



НОВОСИБИРСК
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1986

Яншин А. Л., Жарков М. А. Фосфор и калий в природе.— Новосибирск: Наука, 1986.

В книге рассказывается о том, как распределены фосфор и калий в породах, осадках, природных водах, организмах и геосферах Земли, какая роль принадлежит этим элементам в жизни. Значительное внимание уделено характеристике фосфатных и калийных месторождений, выявленных в различных регионах земного шара, и условиям их образования. Анализируются проблемы эволюции фосфатообразования и калийного осадконакопления в геологической истории Земли.

Интересно и в доступной для неспециалистов форме освещаются важные проблемы геологии, связанные с круговоротом фосфора и калия в природе, и показываются современные достижения науки в этой области естествознания.

Монография предназначена широкому кругу читателей.

Рецензенты *В. С. Вышемирский, Р. Г. Матухин.*

ПРЕДИСЛОВИЕ

Фосфор и калий — важнейшие элементы для жизни. Они принадлежат к главным составляющим минеральных удобрений, без которых развитое сельское хозяйство теперь уже не может существовать. Об этих химических элементах известно очень многое. Изучены химические и физические свойства фосфора и калия, установлены главнейшие соединения, в которых они участвуют, выяснена принципиальная роль фосфора и калия в физиологии растений и определены особенности распространения фосфат- и калийсодержащих пород в недрах Земли, выяснены некоторые условия образования фосфоритовых и калийных месторождений. Можно удивляться тому, как быстро получены эти знания: ведь каких-то 150—200 лет тому назад фосфор и калий еще не умели получать в больших количествах.

Фосфор научились выделять еще арабские алхимики XII века. Но общепризнанной датой его открытия считается 1669 г., когда немецкий химик Х. Бранд получил светящееся в темноте вещество, которое он сначала назвал «холодным огнем», а позднее — «фосфором» (от греческого слова *phōsphoros* — светопосный). Долгое время фосфор не удавалось получать в значительных количествах, и только в 1771 г. был изобретен способ получения фосфора при прокаливании костяной муки с углем, который предложил К. Шеел.

Некоторые соединения калия, например поташ, тоже были известны очень давно. Они производились из древесной золы. Однако лишь в 1807 г. калий был впервые выделен Г. Дэви, который назвал его «потассий». Название «калий» (от арабского аль-кали, что значит — поташ) предложил Л. Гильберт. Оба названия применяются до сих пор. Потассий употребляется в английском и французском языках, а калий — в немецком, русском и ряде других языков. В России слово «калий» было введено в 1840 г.

XVIII век и первая половина XIX века были временем углубленного изучения природы, выяснения круговорота веществ на Земле, систематизации полученных фактов в области химии, физики, биологии, геологии, сельского хозяйства и других наук. В 30-х годах XIX века стали меняться представления о процессах питания растений. Существенный вклад в разработку этой проблемы внесли исследования французского ученого Ж. Буссенго и особенно немецкого ученого Ю. Либиха.

В 1840 г. вышла книга Юстуса Либиха «Химия в приложении к земледелию». В ней были сформулированы основные положения новой теории минерального питания растений, в которой обосновывалось положение о том, что главные питательные вещества растения получают за счет неорганических соединений. Ю. Либих предложил обрабатывать костяную муку серной кислотой для получения фосфорных удобрений. При таком процессе труднорастворимые фосфатные соединения превращались в хорошо растворимые в воде и потому легко усваивались растениями. Получаемое фосфатное удобрение было названо суперфосфатом. Оно до сих пор служит основным видом фосфатных удобрений, выпускаемых промышленностью. Кроме костяной муки, для получения суперфосфата предлагалось использовать природные фосфориты.

С 40-х годов прошлого века началось глубокое изучение и всестороннее использование фосфора и как химического элемента, и как полезного ископаемого. За сравнительно короткий исторический срок (всего лишь немногим более 130 лет), прошедший со времени начала поисков месторождений фосфатного сырья, принципиально изменились и качественно иными стали наши представления о распространении фосфоритов и апатитов на Земле. К настоящему времени на континентах и в Мировом океане выявлено более 80 фосфоритоносных бассейнов, в которых насчитывается свыше 700 месторождений и проявлений фосфоритов, а также 18 апатитоносных провинций, в пределах которых имеется около 100 месторождений апатитовых руд.

Углубленное изучение калия и калийных соединений тоже началось в 40-х годах XIX века. Особый интерес к калию появился после обоснования важной роли этого элемента в питании растений и необходимости его внесения в почву, наряду с фосфором, для повышения урожайности многих сельскохозяйственных культур. Открытие калийных руд было сделано в 1857 г. в Саксонии, а первая в мире фабрика по производству хлористого калия начала работать в Стасфурте в 1861 г. С тех пор были выявлены огромные залежи калийных солей во многих странах мира.

В настоящее время основной потребитель фосфора и калия — сельское хозяйство, где эти элементы используются главным образом в качестве минеральных удобрений. Огромен современный объем мирового производства минеральных удобрений. В 1980 г. было добыто около 50 млн. т фосфорного ангидрида (P_2O_5) и почти 33 млн. т K_2O , которые пошли на производство фосфорных и калийных удобрений. Чтобы получить это количество фосфорного ангидрида и окиси калия необходимо было добыть и переработать более чем 300 млн. т фосфатных и 150—200 млн. т калийных руд. Таким образом, человечество только в 1980 г. переработало для изготовления фосфатных и калийных удобрений почти 500 млн. т руды. И это не считая азотных удобрений, не считая различных органических удобрений и микроэлементов, которые производятся и используются тоже в очень больших количествах! Все эти удобрения идут на повышение урожайности сельскохозяйственных культур, а в конеч-

ном счете — на увеличение пищевых ресурсов, необходимых людям. Но потребности в минеральных удобрениях с каждым годом растут. Это можно показать на таком примере. В период с 1905 по 1950 г., т. е. за 45 лет, производство минеральных удобрений (в пересчете на 100% питательных веществ) увеличилось на 13 млн. т, а за последующие 25 лет (с 1951 по 1975 г.) оно возросло на 82 млн. т и достигло почти 100 млн. т в год. Сейчас этот уровень превзойден более чем в 1,5 раза.

История изучения минеральных удобрений и применения их в земледелии насчитывает всего лишь немногим более 130—140 лет. Одновременно с этим шло глубокое и всестороннее изучение поведения фосфора и калия в природе. Рассмотреть всесторонне имеющийся материал по фосфору и калию в одной монографии невозможно. Главное внимание нами будет уделено геологическим проблемам, а также проблемам эволюции фосфатообразования и калийного осадконакопления в истории развития Земли и вопросам биологической роли фосфора и калия. Мы выясним, какие фосфорные и калийные соединения существуют на Земле и как они распределены в земной коре, покажем, как осуществляется круговорот фосфора и калия в природе, как образуются залежи фосфоритов и калийных солей и где они обнаружены.

Наша книга предназначена для широкого круга читателей. Мы стремились поэтому изложить сложные проблемы геологии и вопросы поведения фосфора и калия в природе в доступной форме. Вряд ли случаев этого достичь было трудно, но мы надеемся, что основные положения и выводы, полученные учеными разных специальностей в области исследования фосфора и калия, будут понятны и неспециалистам.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ФОСФОРЕ И МИНЕРАЛОГИИ ФОСФАТОВ

Круговорот фосфора в природе исключительно сложен и разнообразен. Фосфор встречается во множестве форм и участвует в огромном количестве природных процессов. Только в последние годы роль его начинает осознаваться в полной мере, вследствие больших достижений исследователей Советского Союза и зарубежных стран при изучении свойств фосфора и его соединений.

Сейчас уже можно хотя бы в общем виде получить ответ на сложнейшие вопросы, издавна привлекавшие внимание ученых. Главные из этих вопросов такие.

Как размещен фосфор в земной коре и существуют ли какие-либо закономерности в его распределении между типами и группами пород, структурными элементами Земли и ее оболочками?

Всегда ли условия, благоприятные для фосфатообразования, оставались неизменными или в истории развития Земли происходила эволюция процессов фосфатообразования, зависящая от изменяющихся палеогеографических и палеотектонических обстановок седиментации?

Можно ли подметить некоторые принципиальные особенности в размещении фосфора и его скоплений среди разновозрастных отложений, которые позволили бы установить эпохи значительного фосфатонакопления в геологической истории?

Конечно, однозначных ответов на эти вопросы дать еще нельзя, но сформулировать некоторые факты и на основе имеющихся данных привести их правдоподобное истолкование вполне возможно.

Прежде чем приступить к обсуждению поставленных вопросов, нам необходимо познакомиться с фосфором как химическим элементом, вспомнить его свойства и формы, в которых он встречается в природе.

Фосфор — один из важнейших химических элементов вселенной. Он входит в число 20 наиболее распространенных элементов солнечной системы и занимает по своей распространенности 11 место среди элементов земной коры.

Элементарный фосфор существует в виде нескольких модификаций, главные из них — белая, красная и черная. Белый фосфор представляет собой воскоподобное прозрачное вещество, которое в присутствии примесей имеет желтоватый оттенок. Он ядовит, на воздухе при температуре 40°C самовоспламеняется, используется в

зажпгательных и дымовых снарядах, бомбах. Красный фосфор аморфен, на воздухе не воспламеняется вплоть до температуры 240—250°C, но самовоспламеняется при трении или ударе; используется в спичечном производстве. Черный фосфор по внешнему виду похож на графит, с трудом воспламеняется при зажигании.

Фосфор может быть как отрицательно трехвалентным, так и положительно пятивалентным, в природе встречается почти исключительно в виде положительной пятивалентной формы. При окислении переходит в пятокись P_2O_5 , которая активно реагирует с водой, образуя метафосфорную (HPO_3), ортофосфорную (H_3PO_4) и пиррофосфорную ($H_4P_2O_7$) кислоты. В земной коре почти все известные минеральные соединения фосфора являются солями ортофосфорной кислоты. Выделено около 200 минералов, содержащих P_2O_5 . Большая часть фосфора в земной коре присутствует в минералах группы апатита, которая охватывает почти 96% всех природных фосфатов.

Общая формула апатита $Ca_{10}(PO_4)_6(F, Cl, OH)_2$. Изучением минералов группы апатита занимаются многие исследователи. Основное внимание ученых привлекают особенности кристаллической структуры апатита, изоморфные замещения и дефекты кристаллической решетки, которые определяют его свойства, в том числе растворимость, флотационные характеристики и пр.

Кристаллическая решетка апатита весьма благоприятна для внедрения различных ионов, замещающих Ca^{2+} , PO_4^{3-} , OH^- или F^- . Так, кальций может замещаться стронцием, натрием и некоторыми другими катионами, PO_4^{3-} — анионами CO_3^{2-} , SO_4^{2-} , SiO_4^{2-} , AlO_4^{3-} . одновалентные анионы OH^- и фтор нередко замещаются O^{2-} . Этим обусловливается разнообразие состава минералов группы апатита и их разновидностей. Апатиты магматических и метаморфических пород представлены большей частью фторгидроксильными разновидностями. Апатиты осадочного происхождения, входящие в состав фосфоритов или целиком слагающие их, обычно содержат в своем составе CO_3 — ион. Их принято называть карбонатапатитами. Наиболее широко распространены фторсодержащие карбонатапатиты (карбонатфтороapatиты), среди которых иногда различают франколиты (с низким содержанием CO_2) и курскиты (с высоким его содержанием, до 5—6%). Реже встречаются гидроксилсодержащие карбонатапатиты (карбонатгидроксилапатиты), так называемые даллиты, подолиты и др. Различаются двух- и трехзамещенные ортофосфаты. Последние обычно именуются нормальными фосфатами, большая часть которых представлена водными формами. Наиболее распространены среди водных соединений фосфаты железа, алюминия и меди (виванит — $Fe_3(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$, варисцит — $Al(PO_4) \cdot 2H_2O$, вавеллит — $Al_3(PO_4)_2(OH)_3 \cdot 5H_2O$, крацдаллит — $CaAl_4(PO_4)_2(OH)_8 \cdot H_2O$, бирюза — $CuAl_6(PO_4)_4(OH)_8 \cdot 5H_2O$ и др.).

Приведенные, далеко не полные, сведения по минералогии фосфатов достаточно наглядно показывают сложность этого природного объекта. Несмотря на комплекс глубоких и исключительно

тщательных исследований, остаются принципиальные разногласия даже по номенклатуре и классификации фосфатов кальция.

Обычно в работах, посвященных фосфору, авторы стараются избегать неопределенностей минералогического порядка. С этой целью для выяснения особенностей распространения фосфора в земной коре, установления содержания фосфорных минералов в породах или фосфатных рудах используются результаты химических анализов, фиксирующие содержание фосфора или фосфорного ангидрида: (P_2O_5). Мы также будем главным образом учитывать среднее содержание фосфора или P_2O_5 в породах, изредка добавляя эти данные сведениями о составе фосфатных минералов. Следует иметь в виду, что для перевода P_2O_5 в фосфор необходимо процентное содержание P_2O_5 умножить на 0,436.

ФОСФОР В ПОРОДАХ, ОСАДКАХ, ОРГАНИЗМАХ И ПРИРОДНЫХ ВОДАХ

Наиболее обоснованные и представительные материалы о содержании фосфора приведены в табл. 1, которая составлена по опубликованным данным. Кратко рассмотрим эти материалы и сформулируем наиболее важные выводы.

В первую очередь обращает на себя внимание тот факт, что в основном разновидности горных пород содержат небольшое количество фосфора, преимущественно около 0,01—0,20%. В магматических породах средние содержания фосфора более высокие, чем в осадочных и метаморфических. Повышенное количество фосфора фиксируется в щелочных изверженных породах, таких как габбро, монзониты, мангериты. Наиболее высокое содержание фосфора отмечается в ультращелочных породах — до 0,732, а в отдельных случаях и до 1,5%.

Среди основных групп осадочных пород повышенным содержанием фосфора характеризуются аргиллиты и вообще глинистые породы — в среднем около 0,06% фосфора. В песчаниках количество фосфора колеблется около 0,04%, а в карбонатных породах в среднем составляет 0,03%. Эти данные фиксируют среднюю цифру, полученную на основе обобщения многих анализов. Это не значит, что среди осадочных образований отсутствуют породы с высоким содержанием фосфора. Хорошо известно, что именно среди осадочных толщ находятся крупнейшие месторождения фосфоритов. Они характеризуются развитием карбонатных, кремнисто-карбонатных и других пород с повышенным содержанием фосфатов, которые считаются уже рудами. Эти породы будут описаны в другом разделе.

Следует иметь в виду, что некоторые разновидности осадочных пород, особенно богатые железом, отличаются также и высокими количествами фосфора. Например, в составе отложений, включающих лимонитовые, гематитовые, шамозитовые и сидеритовые руды, средние содержания фосфора достигают почти 0,7%. Повышенное количество фосфора (до 0,5%) имеют глауконитовые пески, где фосфат

Таблица 1

Содержания фосфора в горных породах, современных осадках, организмах, природных водах и оболочках Земли

Породы, осадки, организмы, природные воды, оболочки Земли	P
1	2

Породы, вес. %

Изверженные

Щелочные граниты	0,061
Субщелочные граниты	0,03
Известково-щелочные граниты	0,078
Граодиориты,	0,092
Щелочные сyenиты	0,083
Субщелочные сyenиты	0,074
Нефелиновые сyenиты	0,083
Известково-щелочные сyenиты	0,166—0,305
Монциты	0,192

Эффузивные

Мангериты	0,187—0,275
Диориты	0,153
Габбро	0,105—0,192
Пироксениты	0,039—0,237
Перидотиты	0,022
Нефелиновые монциты	0,196
Тералиты	0,135
Ультращелочные породы	0,009—0,732
Риолиты	0,013—0,031
Делениты	0,052
Дациты	0,074
Трахиты	0,052—0,087
Долериты	0,144—0,288
Андезиты	0,122—0,227
Базальты	0,1—0,17
Фолюлиты	0,074
Нефелиновые латиты	0,161
Нефелиновые орданциты	0,262
Нефелиновые тефриты	0,153
Анальцимовые тефриты	0,292
Нефелиниты	0,153—0,445

Осадочные

Песчаники	0,035—0,052
Аргиллиты	0,057—0,078
Известняки	0,017
Доломиты	0,022
Карбонатные породы	0,017—0,039
Средний сланец	0,074

Метаморфические

Гнейсы	0,087
Филлиты, слюдястые сланцы	0,087
Амфиболиты	0,131

1	2
<i>Современные океанические и морские осадки</i>	
Пески	0,01—0,135
Крупные алевроиты	0,03—0,66
Мелкоалевритовые илы	0,03—0,121
Алевритово-пелитовые илы	0,03—0,18
Пелитовые илы	0,03—0,22
Прибрежно-морские глины	0,044
Синие и зеленые глины	0,092
Красные глины	0,02—0,69
Известковые осадки	0,02—0,56
Кремнистые илы	0,04—0,27
Глубоководные карбонаты (глобигриновый, штероподовый, кокколлитовый илы)	0,18—0,30
Железомарганцевые конкреции	0,07—3,55
<i>Остатки организмов, % на сухой вес</i>	
Морских животных	
известковых губок	до 1,744
известковых коралл	до 1,6
морских ежей	до 0,03
морских лилий	до 0,174
мшанок	до 0,48
известковых брахиопод	до 0,08
фосфатных брахиопод	12,644—15,696
пластинчатожаберных	до 0,06
брюхоногих	до 0,17
ракообразных	1,3—8,72
рыб	0,94—1,84
моллюсков	0,29—0,46
Морских водорослей	
зеленых	0,23—2,70
бурых	0,04—0,28
красных	0,033—0,247
золотистых	1,2—3,0
микрофитов	0,8—1,4
диатомей	0,31—2,0
<i>Организмы, мг на 100 г сухого вещества</i>	
Наземные животные	1700—4400
Наземные растения	230—350
Кости животных	свыше 5000
Бактерии	около 3000
<i>Гуано, вес. %</i>	
Современное	4,36—5,23
Выщелоченное	8,52—13,95
<i>Природные воды, мг/л</i>	
Морская	
Растворенный минеральный фосфор	
в поверхностных водах	0,1—40,0
в глубинных водах	2,0—309,0

1	2
Растворенный органический фосфор в поверхностных водах	6—60
в глубинных водах	40—68
Взвешенный фосфор	0,1—0,37
мг/л	
Растворенный фосфор в речной воде	0,001—0,18
Взвешенный фосфор в речной воде	0,02—3,75
Подземные воды	0,003—0,4
Термальные воды и гейзеры	0,001—981,0
Атмосферные осадки (дождь, снег, иней)	0,0003—0,006 (в среднем 0,003)
Озерные щелочные рассолы (оз. На- трон, Серлз и др.)	до 285
Поровые воды морских и океаниче- ских осадков	до 20
<i>Осадочная оболочка и земная кора в целом, вес. %</i>	
Среднее содержание фосфора в осадочной оболочке континен- тов	0,063
в осадочной оболочке океанов	0,065
в земной коре в целом	0,075

встречается преимущественно в виде комочков и скелетных обломков апатита.

Метаморфические породы в среднем содержат пемного фосфора. Учитывая распространённость различных типов метаморфических пород, А. Б. Ронов и А. А. Ярошевский [Ронов, 1980] оценивают содержание P_2O_5 в средней метаморфической породе в 0,1%.

Особенности распределения рассеянного фосфора в современных океанических и морских осадках были недавно всесторонне проанализированы Г. Н. Батуриным [1978]. Он отметил, что пески в целом обеднены фосфором. Наблюдается тенденция к увеличению содержания фосфора по мере перехода от грубозернистых к тонкозернистым осадкам. Установлен следующий закономерный ряд средних содержаний фосфора (%): пески — 0,05, крупные алевроиты — 0,06, мелкоалевритовые илы — 0,075, алевроитово-пелитовые илы — 0,08, пелитовые илы и прибрежно-морские глины — 0,1, синие и зеленые глины — 0,2. Обогащение тонкозернистых морских осадков фосфором объясняется тем, что значительная его часть заключена в организмах отмирающего планктона, которые достигли дна и попали в осадок.

В пелагических океанических осадках содержание фосфора колеблется от 0,02 до 1—3% и в среднем для океана составляет 0,07%. Среднее содержание фосфора в красных глинах — 0,11, в известковых осадках — 0,06, в кремнистых илах — 0,04%.

По расчетам Р. А. Хорна и Л. Г. Адамса [Батурин, 1978] абсолютная масса фосфора, заключенного в шельфовых и гемипелаги-

ческих осадках океанов и морей, составляет около $15 \cdot 10^{14}$ т, а в пелагических — $6 \cdot 10^{14}$ т. Всего же в осадках океанов и морей скопцентрировано $21 \cdot 10^{14}$ т фосфора.

Существенно обогащены фосфором железомарганцевые конкреции — до 3,55%. Среднее содержание фосфора в конкрециях из Красного моря — 2,66%, из Черного — 1,10, из Тихого океана — 0,28, из Атлантического — 0,098%. Как видно, концентрация фосфора в морских конкрециях более значительна, чем в океанских.

Фосфор, как уже отмечалось, важнейший элемент, необходимый для жизни всех организмов. Он играет важную роль в метаболизме живого вещества и входит в состав многих органических соединений, из которых построены клетки животных и растений. Содержание фосфора в организме колеблется в очень больших пределах: от 0,03—0,04 до 15,7% и более на сухой вес. Наиболее значительное количество фосфора концентрируется в раковинах фосфатных брахипод (до 12—16%), в хитине, чешуе и костях ракообразных (до 9%), а также в остатках известковых губок и кораллов (до 1,7%). Среди морских водорослей выделяются золотистые, зеленые и диатомовые водоросли, содержание фосфора в которых достигает 3% на сухой вес. У наземных организмов количество фосфора особенно значительно у животных (до 2—4% на сухой вес). Бактерии и некоторые вирусы содержат до 3—5% фосфора. Можно, таким образом, заметить, что организмы в целом отличаются гораздо более высокими содержаниями фосфора, чем горные породы и осадки. Это значит, что между неорганическими и органическими соединениями фосфора в природе происходит обмен, в результате чего неорганический фосфор переходит в биологически подвижную форму и вовлекается в биологический круговорот. Особенно важную роль играют в этом процессе суспендированные и растворимые соединения фосфора, циркулирующие в гидросфере.

Прежде чем переходить к анализу данных о содержаниях фосфора в природных водах, нужно пояснить, в каких формах он там встречается. Этот вопрос весьма важный и в полной мере был осознан исследователями сравнительно недавно.

В природных водах фосфор присутствует в растворенном и взвешенном состоянии, причем как тот, так и другой находятся либо в неорганической (минеральной), либо в органической форме. Неорганический фосфор почти исключительно встречается в виде ионов ортофосфата. Вместе с тем неорганический ортофосфат представляет собой биологически подвижную форму фосфора, которая входит составным компонентом в организмы. Главные запасы органического фосфора в гидросфере, по данным Х. Хупера, представлены: во-первых, органическими соединениями, содержащимися в мельчайших живых организмах и частичках мертвой материи; во-вторых, различными растворимыми органическими соединениями; в-третьих, органическими соединениями, которые содержатся в растениях; в-четвертых, соединениями фосфора, содержащимися в животных; в-пятых, соединениями фосфора в донных осадках.

При изучении круговорота между неорганическим и органическим фосфором выяснилось, что запасы неорганического фосфора не удовлетворяют все потребности органического мира морей, озер и рек. Оказалось, что первостепенная роль принадлежит здесь органическим соединениям фосфора. Именно они принимают основное участие в биологическом круговороте. Было установлено, что и взвешенные, и растворенные органические соединения фосфора, как правило, не переходят в осадок на дно морей и озер и, следовательно, не теряются в донных отложениях, а используются бактериями, растительностью и животными в процессах биосинтеза. Стало ясно, что органические соединения фосфора в гидросфере имеют очень большое значение и поэтому необходимо определять в водах содержание органического фосфора, наряду с неорганическим (минеральным).

Количество растворенного фосфора в речных водах колеблется в пределах 0,001—0,18 мг/л. Среднее содержание неорганического (минерального) фосфора в этих водах составляет 0,015 мг/л, а растворенного органического фосфора — примерно 0,03 мг/л. Взвешенного фосфора в речных водах насчитывается от 0,02 до 3,75 мг/л. Такие большие колебания вызваны сезонными изменениями, положением речных систем в разных климатических зонах, а также резкими изменениями в соотношении минеральных и органических форм фосфора от сезона к сезону.

В океанах и морях соотношение между минеральной и органической формами фосфора также значительно меняется в зависимости от сезона, глубины и других местных условий. Эти изменения хорошо проанализированы Г. Н. Батуриным [1978] и сводятся к следующему. В поверхностных водах морей и океанов содержание растворенного минерального фосфора колеблется от 0,1 до 40 мг/л. Во время интенсивного цветения фитопланктона оно падает до нуля, а в предвегетационный период достигает максимума. В глубинных водах морей количество минерального фосфора возрастает и достигает наибольших значений в окраинных морях (Охотском и Беринговом) — 100—130 мкг/л, а также в водах застойных впадин Черного и Балтийского морей — до 300 мкг/л.

В океанах максимальные содержания растворенного минерального фосфора отмечаются на различных глубинах. Такие максимумы в северо-восточной части Тихого океана находятся на глубине примерно 400 м (содержание фосфора здесь достигает 105 мкг/л), а в юго-западной — около 2200 м (60 мкг/л). Ниже содержание фосфора уменьшается, а в глубинных водах вновь возрастает до максимальных значений.

Средневзвешенная концентрация растворенного минерального фосфора составляет (мкг/л): в Атлантическом океане — 55, в Индийском — 68, а Тихом — 77, в водах Мирового океана в целом — 72. На долю растворенного минерального фосфора приходится почти 90% его валового содержания в океане.

Количество растворенного органического фосфора в поверхностных водах морей колеблется в пределах 6—60, а океанов — от 0 до

40 мг/л. Максимальные значения зафиксированы в мелководных прибрежных зонах морей и в холодных водах океанов. В глубинных водах количество растворенного органического фосфора обычно уменьшается.

Для вод морей и океанов характерна следующая закономерность: в поверхностных водах преобладает органический фосфор, а на глубинах (ниже 50—100 м) — минеральный.

Содержание взвешенного фосфора (минерального и органического) в природных водах колеблется в пределах 0,1—3,75 мг/л, наиболее высокое отмечено в периферических районах океана и в зонах подъема вод. На долю взвешенного, в основном органического, фосфора приходится 3—5% его валового содержания в океане.

Количество фосфора в поровых водах осадков морей и океанов может достигать 20 мг/л, минимальное характерно для пелагических осадков, максимальное — для мелководных зон, где накапливаются осадки, обогащенные органическими остатками.

В озерах содержания фосфора подвержены колебаниям, что зависит от солености вод озера, его расположения в климатической зоне, привноса фосфорных соединений временными потоками с окружающих земель и т. д. Иногда фиксируется очень высокое содержание фосфора, как это наблюдается в озерах Натрон и Серлз в Северной Америке, — до 285 мг/л.

Подземные и термальные воды и гейзеры, как правило, имеют небольшое содержание фосфора (0,003—0,4 мг/л). Растворенный фосфор в чистых атмосферных осадках (дождь, снег, иней) содержится в количествах от 0,003 до 0,006 мг/л, в загрязненных дождевых водах может повышаться до 0,02—0,06%. Среднее содержание фосфора во влаге, испарившейся с поверхности океана, составляет 0,003 мг/л, а в испарившейся с поверхности суши — 0,01—0,015.

Все только что приведенные данные достаточно наглядно показывают, что фосфор в природе очень подвижен, а его круговорот исключительно сложен. Первичные неорганические соединения фосфора находятся в глубинных недрах Земли, главным образом в магматических породах, а также в веществе ядра и мантии. При выветривании магматических пород фосфор переходит в гидросферу, вовлекается в биологические процессы и осадконакопление. Затем осажденный и захороненный фосфор на неопределенно продолжительное время выпадает из круговорота, а новые его порции привносятся с магматическими породами или поступают в результате размыва вулканогенных, изверженных и древних осадочных пород в поверхностные воды, а затем в новый биологический круговорот.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ФОСФОРА МЕЖДУ ГЕОСФЕРАМИ ЗЕМЛИ

У геологов принято условно различать на Земле несколько так называемых резервуаров, между которыми в геологической истории происходит обмен веществом. К таким резервуарам геологи относят мантию и ядро Земли, земную кору в целом и отдельные ее обо-

лочки — базальтовую, гранитную и осадочную, гидросферу со всеми составляющими ее элементами: водам океанов и морей, рек и озер, поровыми водам осадков и подземными водами, ледяным покровом и водой атмосферы.

Чтобы оценить круговорот веществ между резервуарами, хотя бы приблизительно, нужно знать примерное содержание интересующего нас компонента в каждом из резервуаров. Сами резервуары не остаются неизменными: их размеры и масса меняются во времени. Осадочная оболочка Земли ежегодно пополняется новыми осадками, а древние осадочные породы перемываются и переотлагаются. Какая-то часть осадочных пород погружается в недра Земли и там переплавляется, превращаясь в изверженные породы. Все время происходит круговорот между водами морей и океанов, поверхностными водами суши и подземными водами. Не остается постоянным ледяной покров Земли: в летний период он уменьшает свой объем, а в зимний — увеличивает. Огромные преобразования ежедневно происходят в атмосфере. Все это говорит о том, что между резервуарами то более быстро, то более медленно осуществляется обмен веществом, а сами резервуары изменяют свой объем и массу.

Чтобы понять круговорот веществ на Земле, нам нужно упростить ситуацию и условно принять все упомянутые выше резервуары за неизменные, фиксированные как бы в своем теперешнем состоянии. Такой прием вполне правомерен, потому что изменения, происходящие с резервуарами, очень незначительны по сравнению с их размерами и массой. Изменениями можно условно пренебречь еще и потому, что они происходят чрезвычайно медленно и заметны только в геологическом летоисчислении, т. е. на протяжении десятков тысяч или даже миллионов лет. Но главное заключается в том, что такой искусственный прием позволяет лучше осознать круговорот веществ на Земле и более полно представить себе механизм самого круговорота.

Оценка объема и массы резервуаров — дело очень сложное. Несмотря на это, мы сейчас достаточно точно знаем размерность оболочек Земли: ядра, мантии, земной коры, гидросферы и атмосферы. Нам известны приблизительные параметры составных частей оболочек: их площадь и толщина, объем, средняя плотность и масса. Конечно, предложенные оценки у разных исследователей не совпадают между собой. Однако расхождения не так уж велики, как можно было бы ожидать, а средние величины вполне могут быть приняты в качестве более или менее отвечающих действительности.

Имеющиеся сведения об объеме и массе резервуаров и о количестве содержащегося в них фосфора приведены в табл. 2. Она составлена по материалам А. Б. Рогова и А. А. Ярошевского [Рогов, 1980], Г. Н. Батурина [1978], Р. Гаррелса и Ф. Маккези [1974], В. Е. Маккели [1977], Р. А. Гулбрандсена и Ч. Е. Робертсона [1977], Ф. Хупера [1977], Р. Хорна [1972], В. Н. Иваненкова [1979] и др. Цифры, приведенные в табл. 2, характеризуют либо

Масса фосфора в ядре, мантии, земной коре и гидросфере

Резервуар	Объем, 10 ⁶ км ³	Масса, геотонна (10 ¹⁴ т)	Среднее содержание, вес. %	Масса, т
Ядро Земли	175000	19360000	0,13	25168 · 10 ¹⁴
Мантия Земли	899000	40160000	0,13	52208 · 10 ¹⁴
Земная кора в целом	10180	284600	0,075	213 · 10 ¹⁴
В том числе:				
базальтовый слой	6040	175000	0,08	140 · 10 ¹⁴
«гранитный» слой	3040	82200	0,07	57 · 10 ¹⁴
осадочная оболочка	1100	27400	0,06	16 · 10 ¹⁴
Резервуары осадочной об- лочки:				
континентов	753	18900	0,06	11 · 10 ¹⁴
шельфов и материко- вого склопа	458	3500	0,06	2 · 10 ¹⁴
океанов	189	5000	0,065	3 · 10 ¹⁴
Глины и глинистые слан- цы	462	11500	0,061	7,0 · 10 ¹⁴
Песчаники	220	5500	0,044	2,4 · 10 ¹⁴
Карбонатные породы	231	5700	0,026	1,5 · 10 ¹⁴
Кремнистые породы	11	300	0,052	0,2 · 10 ¹⁴
Эвапориты	11	300	0,02	0,06 · 10 ¹⁴
Эффузивные породы	165	4100	0,13	5,3 · 10 ¹⁴
Гидросфера в целом	1720	17200	0,056 мг/л	96,3 · 10 ⁹
В том числе:				
океаны и моря	1370	13700	0,07	95,9 · 10 ⁹
реки и озера	0,033	0,33	0,3	13,2 · 10 ⁶
вода атмосферы	0,013	0,33	0,003	3,9 · 10 ⁴
лед	20	200	0,003	0,06 · 10 ⁹
поверхные воды осадков	330	3300	0,01	3,3 · 10 ⁹

средние значения из данных нескольких авторов, либо минимальные, чтобы не получить заведомо завышенные результаты.

Нужно иметь в виду, что при характеристике резервуаров и оценке круговорота веществ в масштабе всего земного шара приходится оперировать огромными цифрами, которые очень трудно себе представить. Общепринятые величины, обычно используемые людьми в своей жизни, даже такие большие, как кубический километр или тонна, как правило, непригодны для оценки объема и массы морей и океанов, атмосферы, осадочной и других оболочек Земли, потому что их можно употреблять только со многими нулями. Чтобы этого избежать, в последние годы начали использовать единицу 10²⁰ г, или в переводе на тонны — 10¹⁴ т. Первую единицу предложено назвать геотонном, а для второй можно употребить название геотонна. Выразить в привычных величинах геотонну очень трудно. Р. Гаррелс и Ф. Маккензи [1974] приводят такой пример. Если бы мы могли представить себе блок льда с ребром в 50 км, то это было бы приблизительно то, что нужно.

Анализируя приведенные в табл. 2 сведения, можно сделать такие выводы. Основная масса фосфора находится в ядре и мантии Земли. В ядре содержится более 25 000, а в мантии 52 208 геотонн. Всего же внутри Земли в этих двух резервуарах присутствует огромная масса фосфора, достигающая 77 208 геотонн. Цифра эта столь грандиозна, что все остальные резервуары на Земле по своему содержанию фосфора выглядят мизерными. Становится ясным, что запасы фосфора на Земле, необходимые для обмена между геосферами и в биологическом круговороте, неисчерпаемы.

Во всей земной коре имеется около 213 геотонн фосфора, т. е. в 360 раз меньше, чем в ядре и мантии, причем подавляющая часть этого количества содержится в базальтовом (140 геотонн) и в гранитном слоях (57 геотонн). На долю осадочной оболочки Земли приходится только около 16 геотонн фосфора. Это менее 8% фосфора, содержащегося в земной коре, и всего лишь 0,02% массы фосфора, находящейся в ядре, мантии, базальтовом и гранитном слоях вместе взятых. Из таких данных можно сделать однозначный вывод о том, что на протяжении всей геологической истории (более 3,5—4,0 млрд. лет) в осадочный процесс из земных недр была вовлечена очень незначительная часть неорганического фосфора. Подавляющая его масса осталась в ядре и мантии. В результате дифференциации вещества Земли только несколько процентов фосфора сконцентрировалось в базальтовом и гранитном слоях земной коры.

Очень своеобразно распределяется содержание фосфора внутри осадочной оболочки. Подавляющее количество имеющейся здесь массы фосфора (почти 69%) накопилось в осадочной оболочке континентов, а остальное (31%) почти поровну разошлось между осадочными оболочками шельфовых и пелагических областей океанов. Если посмотреть резервуары отдельных групп пород, из которых состоит осадочная оболочка, то четко устанавливается, что основное количество фосфора приурочено к глинам и глинистым сланцам, где суммарная масса фосфора достигает 7 геотонн, или около 44% общего его содержания в осадочной оболочке. Немногим более 33% фосфора приходится на эффузивные породы, и только 16% приурочено к песчаникам и немногим более 9% к карбонатным породам. Остальной фосфор находится среди кремнистых и эвапоритовых пород.

В гидросфере количество фосфора почти на пять порядков (в 100 000 раз) меньше, чем в осадочной оболочке Земли. При этом относительно общей массы фосфора, содержащейся в ядре, мантии и земной коре, в гидросфере имеется совершенно мизерное его количество, составляющее почти одну стомиллионную часть этой массы. Весь этот фосфор находится в водах океанов и морей.

Уместно еще раз обратить внимание на то обстоятельство, что когда анализируется содержание фосфора в геосферах Земли, мы имеем дело с огромными величинами, которые трудно осознаются в нашем человеческом понимании. И когда мы говорим о том, что в земной коре фосфора очень мало по сравнению с ядром и мантией, а в гидросфере масса фосфора в сто миллионов раз меньше,

чем в недрах Земли, то нужно обязательно иметь в виду, что это только относительные значения. Абсолютные же массы фосфора в каждом резервуаре остаются очень большими. Например, можно остановиться на цифре $95,9 \cdot 10^9$ т, фиксирующей массу фосфора в водах океанов и морей. Ведь это почти 96 млрд. т! Это во много раз больше, чем имеется сейчас во всех разведанных месторождениях фосфоритов мира.

Хотя оценка объема и массы резервуаров приблизительно, а средние содержания фосфора в каждом из резервуаров могут существенно отличаться у разных исследователей, принципиальные соотношения между массами фосфора в резервуарах останутся неизменными. Связано это с тем, что сами резервуары огромны, а их объем и масса очень сильно отличаются друг от друга. Причем эти отличия настолько велики, что средние содержания фосфора оказывают очень небольшое влияние на подсчет суммарной массы фосфора в резервуаре.

ФОСФОР И ЖИЗНЬ

(о биологической роли фосфора)

Фосфор — важнейший биогенный элемент, необходимый для жизни всех организмов. Эту фразу мы повторяли неоднократно, подчеркивая биологическое значение фосфора. Теперь настала пора хотя бы кратко пояснить эту общую фразу и осветить ту исключительную роль, которую играет фосфор во многих процессах жизнедеятельности. Он не просто входит в состав любой живой клетки, будь то клетка бактерии, растения или животного, но служит ключевым элементом почти всех жизненных процессов. Сейчас уже выяснилось, что жизнь без фосфора существовать не может.

Отметим три важнейших биологических процесса, в которых фосфор и его соединения принимают участие: 1) фосфорные соединения служат переносчиками энергии во всех живых системах; 2) фосфорные соединения необходимы для сохранения и передачи генетической информации; 3) фосфорные соединения играют важнейшую роль в обмене веществ.

Как видно, каждый из этих процессов настолько важен, что даже без какого-либо одного из них жизнь была бы невозможна. Выдающийся вклад в их изучение был внесен академиком В. А. Энгельгардтом [1984].

Все явления жизни — рост, движение, обмен веществ, размножение, реакция на внешние воздействия и др. — требуют от клетки расхода энергии. Живые клетки вынуждены использовать химическую энергию, т. е. ту энергию, которая может быть выделена при химических реакциях, сопровождающихся превращением одних веществ в другие.

Как известно, всякая химическая реакция связана с кинетической энергией молекул или, как говорят, с энергией движения молекул. Для получения одних веществ из нескольких других нужно

затратить энергию, например подвести тепло и долго кипятить исходные вещества, чтобы они вступили в реакцию и начали взаимодействовать друг с другом. В результате вновь образованное вещество становится более энергонасыщенным, потому что свободная энергия его больше свободной энергии первоначальных веществ. Для получения нового вещества мы затратили энергию, которая пошла на образование новых связей между атомными группировками. Эти новые связи, таким образом, стали характеризоваться более высокой энергией.

Другие вещества при взаимодействии бурно реагируют, выделяя при этом тепло. В ходе такой химической реакции энергия уменьшается. Образуются вещества менее энергонасыщенные, так как их свободная энергия меньше свободной энергии исходных веществ. Энергетические связи между атомными группировками у вновь образованных веществ значительно меньше.

Живые организмы существуют потому, что у них имеются такие вещества, которые являются энергонасыщенными. Эти вещества отличаются способностью накапливать энергию, аккумулировать ее в виде богатых энергией соединений, а затем, когда надо, отдавать ее на ту или иную работу. Такими веществами в организмах являются органические соединения фосфора.

Нужно отметить, что даже неорганические фосфорные вещества — высокоэнергетические. Например, у неорганического пирофосфата свободная энергия гидролиза (растворения в воде) составляет 8900 кал/моль. Многие органические соединения фосфора характеризуются меньшим уровнем энергии, по опыту тоже очень высокоэнергетические. Можно привести следующие примеры некоторых важных для живых клеток фосфорорганических соединений. Свободная энергия гидролиза аденозинтрифосфата (АТФ) составляет 7000 кал/моль, глюкозо-1-фосфата — 5000, фруктозо-6-фосфата — 3800, глюкозо-6-фосфата — около 3000. Но существуют и гораздо более высокоэнергетические органические соединения фосфора. К ним относятся фосфоенопируват, энергия гидролиза у которого достигает 13 300 кал/моль, или 1,3-дифосфоглицериновая кислота, имеющая свободную энергию гидролиза 13 600 кал/моль.

Энергия в живой клетке всех организмов запасается в виде такого высокоэнергетического соединения, как аденозинтрифосфорная кислота — АТФ. В энергетических процессах, происходящих в живых клетках, участвует еще одно фосфорорганическое соединение — аденозиндифосфорная кислота — АДФ. Различаются эти соединения между собой тем, что в АТФ имеются три молекулы фосфорной кислоты, а в АДФ — только две.

Значение АТФ и АДФ для жизни всех организмов настолько велико, что на нем следует остановиться более подробно. Но чтобы наше изложение было понятным, нужно хотя бы несколько слов сказать о нуклеиновых кислотах, потому что АТФ и АДФ — это тоже нуклеиновые кислоты.

Нуклеиновые кислоты — важнейшие вещества живой материи. Они состоят из компонентов, которые называются нуклеотидами.

Каждый нуклеотид содержит три соединения: азотистое основание, углевод (пятиуглеродный сахар — рибозу или дезоксирибозу) и фосфорную кислоту. Отдельный нуклеотид построен таким образом, что углевод находится посередине, а азотистое основание и фосфорная кислота расположены с одной и с другой стороны. Долгое время полагали, что существуют только две нуклеиновые кислоты: одна, содержащая пятиуглеродный сахар — рибозу, которая называлась рибонуклеиновой кислотой (РНК), и вторая, содержащая пятиуглеродный сахар — дезоксирибозу, называемую дезоксирибонуклеиновой кислотой (ДНК). Теперь установлено, что существует много видов РНК и ДНК, различающихся деталями строения. Хорошо известно, что нуклеиновые кислоты — носители наследственных свойств организмов. Они обеспечивают также в живых клетках создание новых белковых молекул, т. е. осуществляют биосинтез белков. Но на этих процессах и той роли, которая принадлежит в них фосфорной кислоте, мы остановимся позже. А сейчас мы вернемся к АТФ и АДФ — относительно просто построенным нуклеотидам.

АТФ образована, как и все нуклеотиды, из азотистого основания — аденина, углевода — рибозы и фосфорной кислоты. В отличие от РНК и ДНК в составе АТФ присутствуют не одна, а три молекулы фосфорной кислоты, соединенные последовательно. Отсюда и название — аденозинтрифосфорная кислота. Вследствие того, что АТФ содержит три молекулы фосфорной кислоты, она является универсальным аккумулятором энергии в живых клетках. Связи, соединяющие две последние молекулы фосфорной кислоты, называются «макроэргическими фосфорными связями» и обозначаются индексом ($\sim P$). Такое название они получили потому, что для их образования нужно затратить энергию, а при их разрыве аккумулярованная энергия освобождается.

В строении АДФ участвуют только две соединенные последовательно молекулы фосфорной кислоты. Из-за этого кислота и названа аденозиндифосфорной.

Каким же способом образуется в организмах АТФ, какие реакции приводят к ее синтезу и какие затраты энергии для этого необходимы, откуда организмы берут химическую энергию, кто им эту энергию поставляет и как она выделяется?

Во всех этих процессах главную роль играют углеводы — основной горючий материал живой клетки, который поставляет энергию, необходимую организму для его жизнедеятельности.

В самом общем виде процесс получения энергии можно изобразить как расщепление глюкозы в присутствии кислорода. Глюкоза разлагается до углекислоты и воды и при этом выделяется энергия. Формулу суммарных изменений можно записать в следующем виде:

$$\text{глюкоза } (C_6H_{12}O_6) + \text{кислород } (6O_2) \rightarrow \text{углекислота } (6CO_2) + \text{вода } (6H_2O) + \text{энергия.}$$

Количество энергии, которое выделяется при расщеплении глюкозы до углекислоты и воды, конечно, пропорционально количеству использованной глюкозы. Установлено, что каждый грамм глюкозы

дает 3,74 ккал. Напомним, что одна большая калория соответствует количеству тепла, необходимому для того, чтобы повысить температуру 1 кг воды на 1°.

Процесс расщепления глюкозы исключительно энергоемкий. Одна граммолекула глюкозы, т. е. 180 г, дает при окислении 686 000 калорий. Этого количества энергии вполне достаточно, чтобы довести до кипения почти 7 л воды. Организм человека легко усваивает 180 г глюкозы за несколько часов. При этом температура тела, как всем хорошо известно, не повышается и в организме ничего не разрушается. Значит, окисление глюкозы (и других углеводов) происходит не сразу. Оно осуществляется через целый ряд промежуточных стадий, на каждой из которых выделяется относительно небольшое количество энергии, поэтому клетки при разложении глюкозы не разрушаются и не перегреваются.

Организм все время дышит. Весь вдыхаемый кислород идет на окисление углеводов. При этом выделяется большое количество энергии. Она реализуется в организмах при окислительно-восстановительных реакциях, при которых происходит перенос электронов. Энергия выделяется в организмах равномерно, но сами организмы расходуют ее далеко не равномерно. Они способны за короткое время совершить очень большую работу, на которую приходится затрачивать значительное количество энергии. В другое время организм отдыхает и тратит очень мало энергии. Значит, в организмах обязательно должен существовать такой «механизм», который бы все время регулировал процесс равномерного выделения энергии при биологическом окислении с процессом неравномерного ее расхода в зависимости от тех или иных потребностей организма.

Именно такой «механизм» и существует во всех организмах. Он связан с накоплением энергии в форме макроэргических фосфорных связей при образовании аденозинтрифосфорной кислоты.

Вся энергия, освобождаемая в ходе окисления углеводов, накапливается в организмах в виде АТФ! Как же это происходит?

Синтез АТФ осуществляется в результате присоединения фосфорной кислоты (P_n) к аденозиндифосфорной. Как мы уже знаем, АДФ содержит две молекулы P_n , соединенных последовательно. Если к АДФ будет присоединена еще одна молекула P_n , то получится АТФ.

Реакция, когда к какому-либо веществу присоединяется молекула фосфорной кислоты, называется фосфорилированием. В случае синтеза АТФ она записывается следующим образом:



Эта реакция нуждается в энергии. Другими словами, для того чтобы реакция фосфорилирования осуществлялась, необходим приток электронов. Последние должны перейти на атом кислорода, превратив его в двухзарядный отрицательный ион, чтобы затем образовалась вода. Источник этих электронов — окисление. Перенос электронов возникает при окислении углеводов. Таким образом, фосфорилирование АТФ тесно связано с окислением и поэтому получило название окислительного фосфорилирования.

В живых клетках, как видно, все процессы связаны между собой. Окисление сопровождается переносом электронов, полностью увязанным с реакцией фосфорилирования и возможным только в том случае, если происходит эта реакция. Подобная увязка имеет глубокий смысл. Она предупреждает потери, так как никакого переноса электронов не будет происходить, если не смогут образоваться макроэргические фосфатные связи. Сопряженность процессов фосфорилирования и окисления в системе переноса электронов создает механизм, способный регулировать скорость образования энергии и приспосабливать его к скорости ее использования.

Еще раз можно сказать, что АТФ — универсальный аккумулятор энергии. Синтез АТФ происходит в результате окислительного фосфорилирования АДФ. В покоящейся клетке окислительное фосфорилирование продолжается до превращения всей АДФ в АТФ, а затем оно прекращается. Когда в организме совершается какая-либо работа, то необходимую для этого энергию поставляет АТФ. Происходит это таким образом. От АТФ отщепляется макроэргическая концевая фосфатная группа, в результате чего образуется молекула Φ_n и выделяется энергия. Вся реакция записывается в следующем виде:



Но образовавшаяся АДФ может служить акцептором («приемником») новых микроэргических связей. Поскольку в организмах процессы окисления углеводов с выделением энергии происходят непрерывно и все время возникает поток электронов, то сразу же начинается реакция окислительного фосфорилирования, которая продолжается до превращения всей АДФ в АТФ. Энергетическая система живых организмов работает, таким образом, строго синхронно. И в этой системе первостепенное значение принадлежит соединениям фосфора!

Мы уже отмечали, что очень большую роль играют фосфорные соединения также и в обмене веществ. Кратко осветим и эту биологическую роль фосфора.

Все химические превращения, которые осуществляются в организмах, называются обменом веществ, или метаболизмом. Фосфор во многих случаях является ключевым элементом в сложном и многогранном процессе метаболизма. Это можно продемонстрировать на примере обмена глюкозы, наиболее типичном вообще для углеводного метаболизма. Мы не будем углубляться в процесс гликолиза. Достаточно лишь перечислить те фосфорсодержащие соединения, которые образуются в процессе этого обмена последовательно один за другим, чтобы значение фосфора стало очевидным. Нужно иметь в виду, что процесс гликолиза невозможен без ферментов, которые служат катализаторами, регулирующими скорость химических реакций.

Сначала глюкоза взаимодействует с АТФ, в результате чего образуются глюкозо-6-фосфат и АДФ. Затем происходит перестройка молекулы с образованием фруктозо-6-фосфата. Вновь образован-

ная фруктозо-6-фосфат сразу начинает взаимодействовать с АТФ, что приводит к образованию фруктозо-1, 6-дифосфата и АДФ. После этого происходит расщепление фруктозо-1, 6-дифосфата на следующих два трехуглеродных сахара: глицеральдегид-3-фосфат и диоксиацетон-фосфат. Затем через серию реакций глицеральдегид-3-фосфат преобразуется в фосfogлицириновую кислоту, которая, реагируя с неорганическим фосфором, образует 1,3-дифосfogлицириновую кислоту. Последняя может реагировать с АДФ, в результате чего получается АТФ и 3-фосfogлицириновая кислота. В последующем 3-фосfogлицириновая кислота подвергается перестройке в 2-фосfogлицириновую и образуется новый макроэргический фосфат — фосфопировиноградная кислота. Последняя отдает свою фосфатную группу молекуле АДФ с образованием АТФ и свободной пировиноградной кислоты, которая и является конечным продуктом метаболизма глюкозы.

По существу, получается, что без фосфорсодержащих соединений процесс обмена углеводов был бы невозможен. Однако значение фосфорных соединений в обмене веществ не ограничивается только углеводами. В настоящее время твердо установлено, что фосфор — необходимый элемент почти во всех метаболических процессах, происходящих в живой клетке.

Теперь мы остановимся на третьем важнейшем биологическом процессе, который не обходится без фосфора — сохранение и передача генетической информации в организмах. Этот процесс теснейшим образом связан с синтезом белков, нуклеиновых кислот и других клеточных компонентов.

Следует еще раз напомнить, что в живых организмах совершенно особым, ключевым положением занимают белки и нуклеиновые кислоты. Биологические функции белков необычайно многообразны. Они составляют материальную основу строения живой материи, служат двигателями всего химизма живых образований, потому что все реакции в клетках и организмах протекают под действием биологических катализаторов — ферментов, а последние являются белками.

Необходимо иметь в виду, что во многих отношениях функции нуклеиновых кислот тесно переплетаются с судьбами и ролью белковых молекул. В. А. Энгельгардт подчеркивал три основные биологические функции нуклеиновых кислот: а) хранение наследственной информации, б) передача этой информации и в) реализация информации в форме процессов синтеза специфических белков. Нуклеиновые кислоты, таким образом, пугжны организмам для того, чтобы в конечном счете обеспечить синтез точно таких же белков, из которых эти организмы состоят.

Хранителем наследственной информации в клетке служит дезоксирибонуклеиновая кислота (ДНК). Информация эта записана в молекулярной структуре ДНК химическим кодом, элементами которого служат четыре азотистых основания: аденин, гуанин, тимин и цитозин. Как мы знаем, обязательный составной элемент ДНК — фосфорная кислота. И уже из этого можно оценить значение фосфора в процессе хранения генетической информации. Вместе с тем,

как выяснилось, главную роль фосфорные соединения играют при передаче наследственной информации.

ДНК содержится в клеточном ядре. Синтез же белка происходит в специализированных органоидах клетки — рибосомах. Следовательно, информация, заключенная в ДНК, должна быть перенесена в рибосомы. Процесс передачи информации осуществляется рибонуклеиновой кислотой (РНК), в составе которой, как мы знаем, тоже имеется фосфорная кислота.

Как же происходит сам процесс передачи наследственной информации и какое участие в нем принимают фосфорные соединения?

ДНК является первичным носителем наследственной информации. Она содержит первичную матрицу с генетическим кодом. Этот код передается своеобразной рибонуклеиновой кислоте — матричной РНК, или информационной РНК. Образуется матричная РНК — м-РНК из фосфорных соединений — нуклеозидтрифосфатов, а именно: аденозинтрифосфата (АТФ), цитозинтрифосфата (ЦТЗ), гуанозинтрифосфата (ГТФ) и уридинтрифосфата (УТФ). После того как в полном соответствии с кодом ДНК синтезировалась матричная РНК, она выходит из клеточного ядра и поступает в рибосому. Получается, что м-РНК восприняла информацию о наследственности от ДНК и перенесла ее к месту, где осуществляется синтез белка, т. е. в рибосому. В свою очередь, рибосома представляет собой чрезвычайно сложно устроенный агрегат, состоящий из различных белковых молекул и особых рибосомальных РНК (риб-РНК). Сама по себе рибосома наследственной информации не содержит. Риб-РНК вступает во взаимодействие с м-РНК и служит частью механизма, осуществляющего синтез белка.

Но это только первая половина синтеза белка, охватывающая передачу наследственной информации. Она заключалась в том, что м-РНК получила генетическую информацию от ДНК и перенесла ее в рибосому, где уже подготовлен механизм для синтеза строго определенного и точно закодированного белка. Однако для того, чтобы подготовленный механизм синтеза белка начал работать, ему необходимо предоставить исходные белковые компоненты — аминокислоты. Путь привноса в рибосому аминокислот представляет собой вторую половину сложного процесса синтеза белка. Эта вторая половина не связана непосредственно с передачей и реализацией наследственной информации. Однако фосфорные соединения и здесь играют неважную роль.

Аминокислоты в своем обычном состоянии недостаточно химически подвижны. Чтобы соединиться друг с другом, они должны подвергнуться химическому активированию. Это происходит путем взаимодействия с аденозинтрифосфорной кислотой, которая предоставляет энергию, а также с активирующим ферментом. После этого активированная аминокислота присоединяется к особому типу рибонуклеиновой кислоты, которая называется транспортной и обозначается т-РНК. Для каждой аминокислоты существует своя, строго специфичная для нее, т-РНК, которая переносит ее к месту синтеза белка — к рибосоме.

Таким образом, обе половины процесса синтеза белка сходятся в рибосоме, где уже имеются все необходимые компоненты для синтеза белка: м-РНК, несущая наследственную информацию, и аминокислоты, подвозимые т-РНК. Теперь и начинается процесс белкового синтеза на рибосоме. Он заключается в переводе содержащегося в матричной РНК «текста нуклеиновых кислот» в «текст белковый». Функция рибосомы состоит в основном в том, чтобы упорядоченно свести вместе матричную и транспортную РНК, благодаря чему они получают способность реагировать друг с другом. Здесь тоже активными участниками процесса выступают фосфорсодержащие соединения, в особенности гуанозинтрифосфат, гуанозиндифосфат и аденозинтрифосфат. Именно они «ответственны» за эффективность и точность всего процесса синтеза белка.

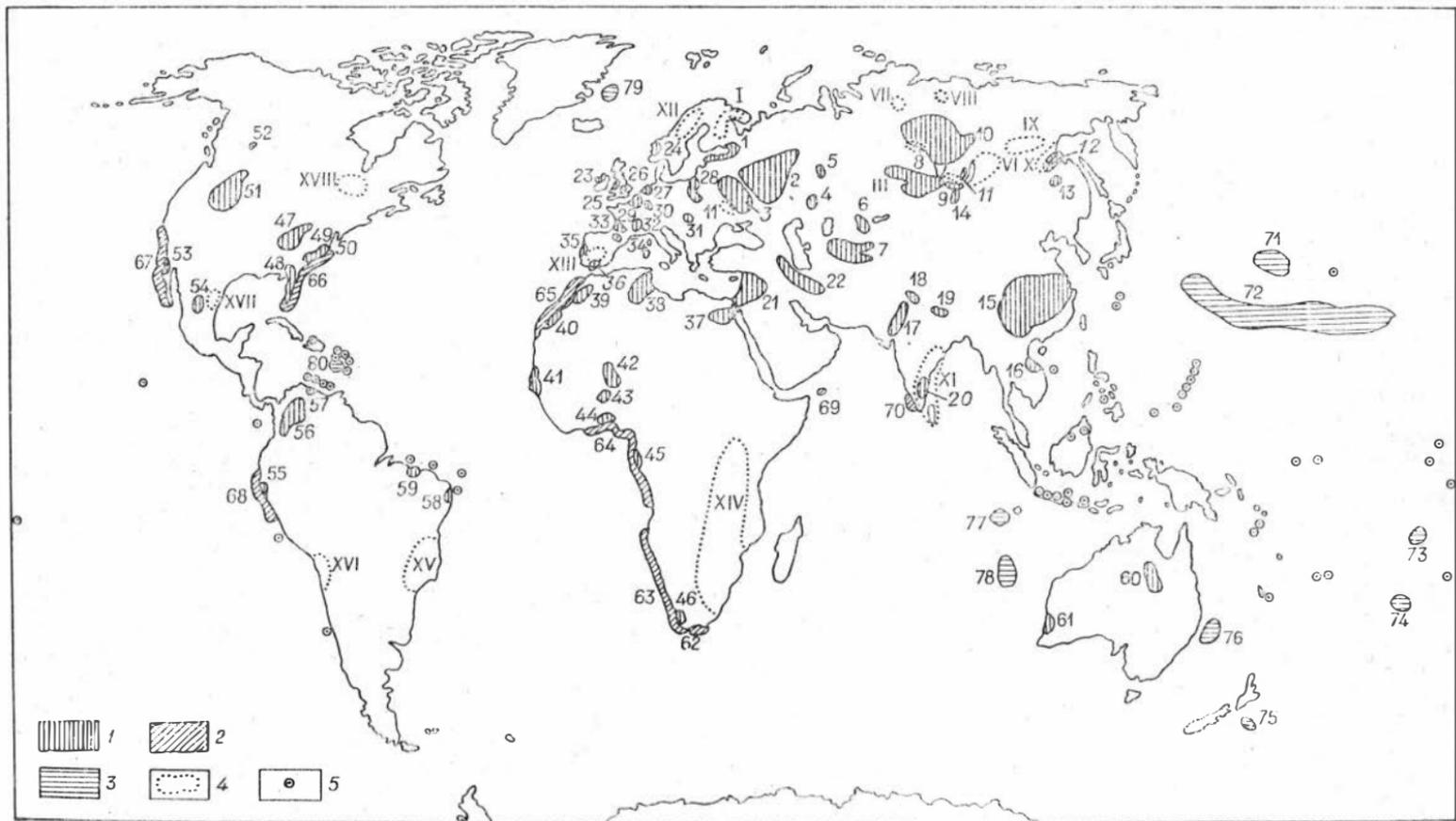
Таким образом, в процессах сохранения и передачи наследственной информации, а также синтеза белков и нуклеиновых кислот исключительную роль играют фосфорные соединения. Можно уверенно сказать, что без фосфора эти важнейшие для жизни процессы протекать не могут, без них невозможна жизнь.

Кроме охарактеризованных трех важнейших биологических процессов, фосфорные соединения активно участвуют и во многих других жизненно необходимых процессах. Все их перечислить просто невозможно. Мы упомянем только некоторые из них, чтобы биологическая роль фосфора выглядела во всем своем значении.

Во-первых, следует подчеркнуть чрезвычайную важность фосфорных соединений в качестве ферментов. Роль ферментов в организмах огромна. Великий русский физиолог И. П. Павлов отмечал, что ферменты обуславливают собой те процессы, благодаря которым проявляется жизнь, что они и есть в полном смысле возбудители жизни. Любая живая система — от растения и примитивного одноклеточного до сложно организованного млекопитающего — оснащена самыми разнообразными ферментами. Большую группу ферментов составляют фосфотазы. Они содержат фосфатную группу и катализируют гидролиз соединений фосфорной кислоты. Без этих ферментов был бы невозможен обмен углеводов, синтез белков, нуклеиновых кислот и липидов.

Во-вторых, необходимо отметить участие фосфора в таких важных для жизни фосфорорганических соединениях, как фосфолипиды. Они играют исключительную роль в образовании клеточных мембран и в регуляции их проницаемости. Функции клеточных мембран и их роль для жизни организмов с каждым годом все более проявляются. Мы можем только подчеркнуть, что и здесь фосфорным соединениям принадлежит не последнее место.

В-третьих, нужно особо выделить роль фосфатов в фотосинтезе. Как известно, фотосинтез — это великолепный природный механизм по превращению энергии неживой материи в энергию живой материи. В зеленом листе растений совершается самый поразительный в живой природе процесс создания органических веществ из неорганических. Первый этап фотосинтеза сопровождается превращением световой энергии в химическую, которая используется за-



тем клетками. Зеленый пигмент — хлорофилл, основной катализатор фотосинтетического процесса — поглощает фотон света, приводя свои электроны в возбужденное состояние. Тем самым он выполняет роль источника электронов для построения аденозинтрифосфата и трифосфопиридина (ТФП). С другой стороны, источником протонов служат молекулы воды. Затем из электронов, протонов и трифосфопиридина формируется восстановленное соединение трифосфопиридина (ТФН-Н), которое и вызывает восстановление CO_2 и образование углеводов: глюкозы, сахарозы, крахмала и целлюлозы. При фотосинтезе осуществляется перенос энергии, происходит окислительно-восстановительные реакции, идет обмен веществ, синтезируются, кроме углеводов, также белки, нуклеиновые кислоты и липиды. И во всех этих процессах участвуют фосфорсодержащие соединения.

Все сказанное свидетельствует об очень большом значении фосфора для жизни всех организмов на Земле. Конечно, нельзя обойтись и без многих других элементов (N, K, Fe, Ca и т. д.). Однако фосфор по праву считается одним из важнейших биогенных элементов.

ФОСФОРИТОНОСНЫЕ БАСЕЙНЫ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ ФОСФОРИТОВ

Фосфоритопосный бассейн — это современный или древний водоем либо участок суши, где накапливаются или накапливались осадочные породы с повышенным и высоким содержанием фосфора. Древние фосфоритопосные бассейны устанавливаются по распро-

Рис. 1. Схема расположения фосфоритопосных бассейнов и апатитопосных провинций на Земле.

1 — фосфоритопосные бассейны, расположенные на континентах и их номер (1 — Прибалтийско-Ладожский, 2 — Волжский, 3 — Днепровско-Донецкий, 4 — Актюбинский, 5 — Уральский, 6 — Каратауский, 7 — Среднеазиатский, 8 — Алтае-Саянский, 9 — Окно-Ухагольский, 10 — Лено-Тунгусский, 11 — Западно-Прибайкальский, 12 — Удско-Шантарский, 13 — Мало-Хинганский, 14 — Хубсугульский, 15 — Янцзы, 16 — Ма и Ка, 17 — Араваллийский, 18 — Тал, 19 — Непальский, 20 — Мадрасский, 21 — Восточно-Средиземноморский, 22 — Эльбурс, 23 — Северо-Ирландский, 24 — Южно-Шведский, 25 — Северо-Уэльский, 26 — Английский, 27 — Западно-Нидерландский, 28 — Польский, 29 — Парижский, 30 — Арденский, 31 — Штирийский, 32 — Суб-Альпийский, 33 — Аквитанский, 34 — Пиренейский, 35 — Западно-Португальский, 36 — Южно-Испанский, 37 — Египетский, 38 — Алжиро-Тунисский, 39 — Марокканский, 40 — Западно-Сахарский, 41 — Сенегальский, 42 — Мали-Нигерский, 43 — Вольта, 44 — Бенин-Того, 45 — Габонский, 46 — Южно-Африканский, 47 — Теннесси-Кентукский, 48 — Флоридский, 49, 50 — Приатлантический (Южно- и Северо-Каролинский), 51 — Фосфория, 52 — Банф, 53 — Санто-Доминго, 54 — Центральной мезы, 55 — Сечура, 56 — Колумбийский, 57 — Фалькон, 58 — Пернамбуку-Параиба, 59 — Парнаба, 60 — Джорджиа, 61 — Перт, 62 — Агульяс); 2 — фосфоритопосные бассейны на шельфах и их номер (63 — Юго-Западного шельфа Африки, 64 — Западного шельфа Центральной Африки, 65 — Северо-Западного шельфа Африки, 66 — Западно-Атлантический, 67 — Калифорнийский, 68 — Перуано-Чилийский, 69 — Сокотра, 70 — шельфа Западного Индостана); 3 — фосфоритопосные бассейны в пелагических зонах океана и их номер (71 — Милуоки, 72 — Маркус-Секкер, 73 — Минихики, 74 — Кука, 75 — Чатам, 76 — Тасмановский, 77 — Кокосовый, 78 — Западно-Австралийской котловины, 79 — Авес, 80 — Ян Майен); 4 — апатитопосные провинции и их номер (I — Карело-Кольская, II — Украинская, III — Шорско-Кузнецкая, IV — Восточно-Саянская, V — Енисейско-Чадобецкая, VI — Байкальская, VII — Маймеча-Котуйская, VIII — Уджинская, IX — Алданская, X — Джугджуро-Становая, XI — Индостанская, XII — Скандинавская, XIII — Испанская, XIV — Южно-Африканская, XV — Бразильская, XVI — Чилийская, XVII — Мексиканская, XVIII — Канадская); 5 — бассейны и месторождения островных фосфоритов.

странению фосфатосодержащих осадочных толщ определенного возраста в недрах Земли.

На разных континентах Земли установлено большое количество фосфоритопосных бассейнов и фосфоритовых месторождений самого разного возраста, главнейшие из которых показаны на рис. 1. Одни из них очень древние. Они были образованы свыше 1 млрд. лет тому назад. Другие по геологическому летоисчислению сравнительно молодые. Время их формирования отстояло от современной эпохи всего лишь на 8—10 или даже меньше миллионов лет. Они уже подробно описаны. Мы приведем только краткую характеристику наиболее крупных бассейнов и месторождений, чтобы можно было получить общее представление о их количестве, размерах, составе и запасах фосфоритовых руд. Основывается характеристика на материалах Н. С. Шатского [1955], Г. И. Бушинского [1966, 1969], Г. Н. Батурина [1978], Б. М. Гиммельфарба [1965], Э. А. Еганова [1968, 1974], Ю. П. Запина [1969], А. В. Ильина [1973], А. В. Казакова [1939], Н. А. Красильниковой [1967, 1970], В. Г. Матухиной [Месторождения..., 1983], А. С. Михайлова [1984], Е. В. Орловой [1951], В. И. Покрышкина [1981], В. И. Покрышкина и др. [1982], Г. В. Роганова и др. [Месторождения..., 1983], Н. С. Сазыкина и В. Г. Скокова [1969], А. С. Соколова [1984], А. Л. Яншина [1964, 1982] и многих других исследователей [Геология..., 1980а, б, 1982, 1983; Ригге, 1984; Шергольд, 1982; Юдин, Арсеньев, 1970; Cook, McElhinny, 1979; Cook, Shergold, 1980; Krauss e. a., 1984; Proterozoic..., 1979; Slansky, 1980; World..., 1981].

Фосфоритоносные бассейны и месторождения Советского Союза

Наиболее значительные фосфоритоносные бассейны на территории Советского Союза следующие: Прибалтийско-Ладожский, Волжский, Днепровско-Донецкий, Актюбинский, Уральский, Каратаусский, Среднеазиатский, Алтае-Саянский, Окино-Ухагольский, Лено-Тунгусский, Западно-Прибайкальский, Удско-Шантарский, Мало-Хинганский.

Прибалтийско-Ладожский фосфоритоносный бассейн расположен вдоль южного побережья Финского залива и протягивается в виде полосы от г. Таллина на западе до р. Сяси на востоке, захватывая районы Эстонской ССР и Ленинградской области. Здесь выявлено 18 месторождений. Наиболее известные из них: Тоолсе, Азери, Дудергофское, Маарду, Кингисепское, Иру, Тситре-Валкла, Кабала, Котловское, Ульяновское, Глядинское, Красносельское. В настоящее время разрабатываются два месторождения — Маарду и Кингисепское.

В бассейне развиты ракушечные фосфоритовые руды. Они представляют собой пески и песчаники с многочисленными обломками и целыми створками фосфатных раковин. Возраст руд свыше 440—450 млн. лет. Их образование происходило в ордовикском периоде на дне теплого мелководного моря вблизи огромной суши,

которая находилась севернее и называлась Фенно-Скандией. Промышленный пласт имеет мощность 3—6 м. Содержание P_2O_5 в рудах колеблется от 7 до 15%. Из таких руд получается концентрат 19—22% P_2O_5 , который перерабатывается на фосфоритную муку. Сейчас разведется месторождение Кабала, где обнаружены очень хорошие руды с содержанием P_2O_5 до 32%. Из такого концентрата можно получать суперфосфат.

Общие запасы фосфоритовых руд во всем бассейне подсчитаны в размере 144 млн. т P_2O_5 .

Волжский фосфоритоносный бассейн охватывает огромную территорию Средне-Русской равнины от верховьев рек Волги и Оки на западе до Нижнего Поволжья на юге и юго-востоке и верховьев р. Камы на севере. На всей этой территории либо прямо на поверхности, либо на небольшой глубине (до 20—400 м) распространены желваки и гальки фосфоритов со значительным количеством фосфатизированных остатков фауны, которые залегают среди песчаников, песков или глин. Желваковые фосфоритовые руды прослеживаются в виде отдельных слоев мощностью от нескольких сантиметров до 1—2 м. Количество слоев меняется от района к району от 1—3 до 5—6, а суммарная их мощность редко достигает 3 м. Содержание P_2O_5 в рудах составляет 7—13, в концентрате — 16—32%.

Фосфоритовая серия в Волжском бассейне накопилась почти 130—140 млн. лет тому назад в самом конце юрского и начале мелового периодов, когда на территории европейской части Советского Союза существовало мелкое море, на дне которого скапливались фосфатизированные остатки раковин. Они перемывались и переотлагались, образуя линзы и банки, сейчас составляющие залежи, а иногда и весьма крупные месторождения фосфоритов.

В бассейне известно более 130 фосфоритовых месторождений и проявлений. Они концентрируются в трех районах: Верхнекамском, Верхневолжском и Средневолжском. На площади Верхнекамского района обнаружено Вятско-Камское месторождение, относящееся к весьма крупным. В Верхневолжском районе находится крупное Егорьевское и среднее Унжинское месторождения. На территории Средневолжского района известны такие средние по масштабам фосфоритовые месторождения, как Ибресинское и Приурнарское. Среди многих мелких месторождений можно упомянуть Усть-Нейское, Кимовское, Ораушанское, Волжинское, Урнарское, Липовское, Батраковское. Эти и некоторые другие месторождения частично обрабатывались для производства фосфоритной муки в Коми и Чувашской АССР, Тульской, Саратовской и Волгоградской областях. В настоящее время месторождения не эксплуатируются. Общие запасы фосфоритов Волжского бассейна оцениваются в 400 млн. т P_2O_5 .

Днепровско-Донецкий фосфоритоносный бассейн располагается несколько южнее и западнее Волжского. Он охватывает территории Смоленской, Калужской, Брянской, Орловской, Курской и Воронежской областей. Здесь распространены желваковые фосфорито-

вые руды, которые прослеживаются на небольшой глубине, а иногда и залегают прямо на поверхности, в виде небольших по мощности слоев (не более 0,8 м). Количество слоев меняется по площади от 1—2 до 4—5. Содержание P_2O_5 в рудах достигает 10—12%. Возраст фосфоритовых руд колеблется между 80 и 100 млн. лет. Это была эпоха позднего мела. Руды здесь, как видно, гораздо моложе, чем основные рудоносные слои Волжского бассейна. Однако условия их образования были очень сходными. Руды тоже накопились на дне мелкого эпиконтинентального моря, где осаждалось большое количество раковин, которые многократно перемывались и перетолкались, а затем накапливались в виде протяженных слоев или сравнительно мощных банок. Фосфатный материал в результате сложных физико-химических преобразований перераспределялся в доонных осадках и концентрировался в составе желваков и конкреций.

В пределах Днепровско-Донецкого бассейна обнаружено более 70 месторождений желваковых фосфоритовых руд. Самые известные среди них Полпинское, Подбужское, Трухачевское, Слободско-Которецкое, Сожское, Щигровское. Почти все месторождения мелкие с запасами от 3 до 8,5 млн. т P_2O_5 . Только Полпинское месторождение, имеющее запасы 11,3 млн. т P_2O_5 , относится к средним. Общие запасы всего бассейна оцениваются в 20 млн. т P_2O_5 .

Раньше, в 50-х и 60-х годах, некоторые месторождения фосфоритов разрабатывались. Получаемая фосфоритная мука использовалась на полях Калужской, Смоленской, Тульской и Курской областей.

Актюбинский фосфоритоносный бассейн находится на северо-западе Казахстана. Он сформировался в конце мелового периода, примерно 80—90 млн. лет тому назад, т. е. примерно в то же время, что и Днепровско-Донецкий фосфоритоносный бассейн. Фосфоритовые руды желвакового типа. Они прослеживаются в виде либо желваковых слоев, либо фосфоритных плит, либо своеобразных галечников. Фосфоритовые желваки имеют размеры от 2—5 до 10—15 см в диаметре; форма их причудливая угловато-округлая, а поверхность — шероховатая. Мощность фосфоритовых пластов не превышает 1,5 м. Содержание P_2O_5 составляет 8—12%. Общие запасы Актюбинского фосфоритоносного бассейна оцениваются в 650 млн. т P_2O_5 .

В бассейне выявлено свыше 50 месторождений желваковых фосфоритовых руд. Среди них можно назвать Чилисайское, Новосергеевское, Покровское, Богдановское, Коктюбинское, Кандагачское, Верхнекарагандинское, Верхнеульское, Шубаркудукское, Джурунское, Новоукраинское. В настоящее время Чилисайское месторождение подготавливается к эксплуатации.

Уральский фосфоритоносный бассейн находится на западном склоне Южного Урала в Челябинской области. Здесь на некоторых возвышенностях, сложенных карбонатными породами, развиты многочисленные карстовые пещеры, провалы и полости. Именно к ним приурочены месторождения карстовых фосфоритов. Наиболее крупное из них — Ашинское — было открыто в 1953 г.

Фосфоритовая залежь на Ашинском месторождении имеет размеры 1,5 км в длину при ширине от 25 до 350 м. Ее мощность изменяется от нуля до десятков метров (максимальная 77 м). Руды преимущественно рыхлые, землистые, желто-коричневого цвета с черными разводами, связанными с омарганцеванием, с большим количеством фосфатных обломков и частиц. Кроме того, имеются ячеистые и пористые твердые, микросруктурные темно-бурые, каолиноподобные желтые, глинистые, окремненные, известняковые и брекчиевидные руды. Содержание P_2O_5 колеблется в очень больших пределах — от 11 до 32%, а в среднем составляет 23,11—23,6%. Фосфориты Ашинского месторождения могут использоваться в качестве удобрения непосредственно в добываемом виде или после помола.

Недалеко от Ашинского месторождения известно небольшое проявление карстовых фосфоритов на площади Аминовского участка. Общие запасы бассейна подсчитаны около 30,0 млн. т P_2O_5 . Кроме того, на территории Ашинского месторождения имеются значительные запасы фосфатизированных известняков — свыше 38,4 млн. т P_2O_5 со средним содержанием 3,38%.

Каратаусский фосфоритоносный бассейн самый крупный из эксплуатируемых в Советском Союзе. Он расположен в Джамбульской области Казахской ССР, в пределах хр. Мал. Каратау. Бассейн протягивается с северо-запада на юго-восток на 120 км и имеет ширину 20—30 км. Площадь бассейна 2,5 тыс. км². Здесь обнаружено 45 отдельных фосфоритовых месторождений. Пять из них (Джанатас, Кокджон, Аксай, Тьесай и Чулактау) эксплуатируются, некоторые (Герес, Коксу, Гиммельфарбское и др.) в настоящее время разведуются. Подготовленные запасы фосфоритовых руд бассейна составляют 504 млн. т P_2O_5 , а общие запасы вместе с прогнозными оцениваются в 2,5—3 млрд. т P_2O_5 .

Все месторождения бассейна Каратау по территориальному принципу разделены на пять групп: 1) юго-восточная часть бассейна: Чулактау, Тамды, Арбатас, Сулеймансай, Насынкуль, Котурбулак, Джетымчоку. Здесь сосредоточено около 3—4% всех фосфоритов; 2) район Аксайской долины: Аксай, Тьесай, Чийлибулак, Коктал, Кырчабакты. Запасы этих месторождений составляют 12% запасов бассейна; 3) северо-восточная и частично центральная части бассейна: Джетымтал, Карашат, Джипан, Беркуты-Дегрез, Аладжар, Актас, Батырбай, Беркуты Северное. Эти месторождения, как правило, не имеют промышленного значения; 4) северная часть бассейна: Коксу, Учбас и Аладжар. Запасы их составляют 2,4% всех запасов бассейна; 5) центральная и северо-западная части бассейна. В нее входят месторождения Джанатас, Кокджон, Гиммельфарбское, Герес, Бабаата, Караултюбе. Они включают почти 60% запасов бассейна.

Основные запасы фосфоритов Каратаусского бассейна (более 75%) сосредоточены на пяти месторождениях: Чулактау, Аксай, Коксу, Джанатас и Кокджон.

Месторождение Чулактау протягивается на 5 км.

Фосфориты приурочены к горизонту, который подразделяется на 3 пачки: нижнюю фосфоритовую, среднюю — фосфато-кремневую и верхнюю — главную фосфоритовую. В нижней пачке развиты карбонатные фосфориты, содержащие от 19—23 до 26—29% P_2O_5 , в средней содержится около 14% P_2O_5 , верхняя состоит из оолитово-зернистых и псаммитовых фосфоритов, в которых количество P_2O_5 достигает 35—36%.

Месторождение Аксай прослежено в длину на 8 км. Здесь в составе фосфоритового горизонта установлено 4 пачки: фосфато-кремнистая (0,5—8,0 м), нижняя карбонатно-фосфоритовая (2—10 м), кремнисто-карбонатно-фосфатная (3—12 м), верхняя карбонатно-фосфатная (1,5—10 м). Фосфато-кремнистая пачка содержит фосфориты, кремнистые фосфориты и фосфатные кремни. Содержание P_2O_5 в пачке колеблется от 5—10 до 30%. Нижняя карбонатно-фосфоритовая пачка представлена доломитовыми фосфоритами, фосфоритовыми гравелитами и конгломератами, содержащими 20—27% P_2O_5 . Кремнисто-карбонатно-фосфатная пачка сложена зернистыми и оолитовыми фосфоритами, в которых содержится 25—26% P_2O_5 . В верхней карбонатно-фосфатной пачке присутствуют массивные фосфориты, фосфоритовые конгломераты и фосфатные доломиты; среднее содержание P_2O_5 в пачке 20—22%.

Месторождение Коксу имеет протяженность около 13 км. На месторождении прослежены следующие пачки: нижняя фосфоритовая (мощность 4—16 м), фосфато-сланцевая (3—6 м), средняя фосфоритовая (до 10 м) и верхняя фосфоритовая (5—6 м). Средние содержания P_2O_5 в этих пачках соответственно достигают таких значений: 23—28, 20—24, 10—12 и 25—30%.

Месторождение Джанатас расположено в северо-западной части бассейна. Оно содержит 35% всех запасов фосфоритов. Здесь разрабатываются те же три пачки фосфоритоносного горизонта: нижняя фосфоритовая (мощность 8—17 м), фосфато-сланцевая (5—16 м) и верхняя фосфоритовая (5—20 м). В первой пачке высококачественные зернистые и оолитовые фосфориты переслаиваются с песчанистыми фосфоритами и фосфатными кремнями. Содержание P_2O_5 в пачке составляет 20—25%. Вторая пачка (с содержанием P_2O_5 от 12 до 17%) отличается присутствием черных глинисто-фосфато-кремнистых сланцев, которые чередуются с тонкими слоями зернистых фосфоритов. Третья пачка сложена темно-серыми и черными зернистыми и оолитовыми фосфоритами, песчанистыми фосфоритами и фосфато-кремнистыми сланцами. В целом по пачке содержание P_2O_5 колеблется в пределах 23—30%.

Месторождение Кокдзон протягивается почти на 40 км. Фосфоритоносный горизонт здесь наименее дифференцирован. Он состоит из двух пачек: фосфато-сланцевой (мощность 2,4—10 м) и фосфоритовой (8—10 м). В первой пачке содержание P_2O_5 колеблется от 2—10 до 16—20, а во второй — от 26—29 до 27—30%.

Каратаусский фосфоритоносный бассейн образовался в самом начале кембрийского периода, примерно 550—570 млн. лет тому назад. Как считают многие исследователи, фосфатные породы на-

копились в прибрежной шельфовой зоне относительно мелководного открытого моря, достаточно свободно связанного с Мировым океаном.

Фосфоритовые руды Каратаусского бассейна служат для получения суперфосфата, аммофоса и других фосфорных удобрений и кормовых фосфатов, которыми обеспечивается сельское хозяйство республик Средней Азии.

Среднеазиатский фосфоритоносный бассейн охватывает огромную территорию низменных районов Средней Азии, куда входят центральные и восточные участки пустыни Кызылкум, Ферганская впадина и Афгано-Таджикская депрессия. Бассейн был сформирован в среднем эоцене примерно 40—50 млн. лет тому назад, когда здесь находилось мелкое теплое море, на дне которого накапливались фосфатоносные осадки в виде зерен, желваков и фосфатизированных обломков раковин. В результате перемыва и многократного переотложения фосфатный материал сноился в углубления, западины и котловины морского дна, где образовывались более или менее протяженные фосфоритовые пласты. В настоящее время они залегают на небольшой глубине. Наиболее мощные и богатые фосфором скопления могут представлять промышленный интерес как месторождения фосфоритовых руд.

В пределах Центрально-Кызылкумского района уже выявлено два перспективных месторождения: Джерой-Сардара и Караката. Фосфоритовые руды относятся к зернистому типу. Они сложены мелкими зернами и оолитами фосфата, которые сцементированы карбонатным и глинистым материалом. Мощность продуктивных пластов составляет от 1,0 до 1,5—2,0 м. Содержание P_2O_5 в рудах колеблется в пределах 14—18%. Из руд получается концентрат, содержащий 24—25% P_2O_5 . Установлена также возможность изготовления высококачественного концентрата (до 31—32% P_2O_5) в случае применения специальной технологии.

Несколько фосфоритовых месторождений обнаружено в пределах Ферганской впадины (Исфаринское, Конизакское) и в Афгано-Таджикской депрессии (Гулиобское, Риватское, Зиддинское, Каратагское, Хочильорское и др.). Все они мелкие и мало перспективные.

Общие запасы Среднеазиатского фосфоритоносного бассейна приблизительно оцениваются в 260—270 млн. т P_2O_5 .

Алтае-Саянский фосфоритоносный бассейн располагается на юге Сибири, охватывая горные области Алтая, Салаира, Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Западного и частично Восточного Саяна. В таких размерах и границах бассейн выделяется условно, только на основании того, что в этом сложном и в геологическом отношении разнородном регионе распространены примерно разновозрастные и однотипные фосфоритоносные породы.

Выявленные месторождения фосфоритов сосредоточены в трех районах: Горно-Шорском, Кузнецко-Алатауском и Приенисейском. В первом районе обнаружены Белкинское, Мрасское и Верх-Узасское месторождения, а также более 25 проявлений фосфоритов; во втором — Тамалыкское, Талановское и Обладжанское и много (око-

ло 40) проявлений первичных и вторичных фосфоритов; в третьем — Телекское, Сейбинское и Саржаковское месторождения, а также более 15 фосфоритовых проявлений.

Время образования первичных микрозернистых руд датируется поздним докембрием — ранним кембрием (приблизительно 650—550 млн. лет). Обнаружены также карстовые фосфориты, связанные с корами выветривания.

Охарактеризовать весь Алтае-Саянский фосфоритоносный бассейн как единое целое невозможно из-за его слабой геологической изученности, поэтому мы дадим краткое описание отдельных фосфоритовых месторождений, чтобы можно было составить о них хотя бы общее представление.

Белкинское месторождение находится в Кемеровской области в 30 км от г. Таштагола в среднем течении р. Пызас. Площадь месторождения около 36 км². Местность здесь среднегорная, таежная. Структура месторождения сложная. Фосфоритовые руды карбонатные и карбонатпо-кремнистые, в основном брекчиевые, микрозернистые (афанитовые). Они залегают в виде пластов, которые под большим углом погружаются на глубину. Запасы первичных пластовых руд при среднем содержании P_2O_5 12,3% составляют более 21,4 млн. т P_2O_5 . Из руд может быть получен концентрат, содержащий около 29% P_2O_5 при извлечении 60%.

На Белкинском месторождении оконтурены также залежи вторичных фосфоритов, связанные с корой выветривания. Они имеют мощность от нескольких до 30, а иногда и 80 м и прослеживаются на площади в несколько квадратных километров. Вторичные фосфориты разделяются на рыхлые, опаловидные, брекчиевые, песчанистые, натечные и пористые. Среднее содержание P_2O_5 во вторичных фосфоритах 20,5%. Подсчитанные запасы составляют 24,8 млн. т.

В отличие от пластовых руд фосфориты коры выветривания обладают высоким содержанием лимонно-растворимой P_2O_5 (от 6 до 10%). Это определяет возможность использования их для приготовления фосфоритной муки. Специальными исследованиями показана высокая агрохимическая эффективность такой муки на полях Западной Сибири.

Мрасское месторождение находится в 20 км северо-восточнее Белкинского. Фосфориты приурочены к карбонатной пачке мощностью около 100 м. Она выходит на поверхность в виде полосы, протягивающейся более чем на 1200 м. Фосфатсодержащие карбонатные породы содержат от 7 до 12% P_2O_5 . Фосфоритовые руды в основном микрозернистые. Их технологические свойства пока еще не изучены. Запасы месторождения оцениваются примерно в 10,0 млн. т P_2O_5 .

Тамалыкское месторождение расположено в Усть-Абаканском районе Красноярского края на восточном склоне Кузнецкого Алатау в бассейне р. Томи в 55 км от железной дороги. Площадь месторождения занимает затаеженный водораздел рек Теренсу, Багзас и Ассук. Фосфоритовая пачка представлена слабо-

Фосфатными доломитами и известняками, углисто- и карбонатно-кремнистыми сланцами с пластами кремнистых, карбонатных и карбонатно-кремнистых фосфоритов, которые содержат от 10 до 15% P_2O_5 . Фосфориты в основном первично-осадочные, но имеются и вторичные, связанные с корами выветривания. Первичные фосфориты представлены тремя разновидностями: кремнистыми, карбонатно-кремнистыми и карбонатными. Преобладают кремнистые фосфориты. Залежи фосфоритов прослежены на расстояние до 7 км и на глубину 100—150 м. Среднее содержание P_2O_5 в рудах 12%. Из них получается концентрат, содержащий от 19,2 до 30,6% P_2O_5 при извлечении 73—95%. Общие запасы месторождения составляют 10,0 млн. т P_2O_5 .

Обладжанское месторождение находится в Боградском районе Красноярского края в 18 км от железной дороги. Оно относится к карстовому типу и содержит залежи вторичных фосфоритов. Месторождение разделяется на два участка — Бол. Обладжан и Мал. Обладжан. Наибольшие запасы фосфоритов сосредоточены в первом из них. Основная карстовая залежь участка Бол. Обладжан выполняет асимметричную воронку сечением 220 на 260 м глубиной от 30 до 150 м со щелевидным ответвлением длиной 350, шириной 40—60 и глубиной 20—30 м. Карстовая залежь Мал. Обладжана имеет в плане округлую форму, крутые стенки и извилистое дно с щелевидными углублениями и останцами. Длина залежи 360, ширина — 220, глубина — 40 м.

Фосфоритовые руды Обладжанского месторождения подразделяются на рыхлые, глинистые и каменистые. Они обычно бурые с различными оттенками серого, красного или желтого цвета. Наиболее высоким качеством обладают каменистые фосфориты, в которых содержание P_2O_5 нередко достигает 32—40%. Такие руды составляют основную массу залежи Бол. Обладжана, где среднее содержание P_2O_5 30%. В залежах Мал. Обладжана руды гораздо более бедные и преимущественно рыхлые и глинистые. Среднее содержание P_2O_5 в них не превышает 17—18%.

Общие запасы Обладжанского месторождения достигают 2,85 млн. т P_2O_5 . Фосфориты могут разрабатываться открытым способом.

Талановское месторождение расположено в Кемеровской области в северной части Кузнецкого Алатау, в нижнем течении р. Талановой, левого притока р. Кии, в 25 км от железной дороги. На месторождении обнаружено три фосфатоносных горизонта. Фосфоритовые руды промышленного значения имеются только в верхнем горизонте. Он имеет мощность около 30 м и содержит 8 линзовидных тел фосфоритов, мощность которых изменяется от 0,5 до 3,5 м. Они прослежены на 250 м. Среди фосфоритов выделяются обломочные, оолитовые и микрозернистые. Фосфоритовые руды в основном карбонатные. Содержание P_2O_5 колеблется от 10—13 до 21—24%, в среднем 18%. Пласты фосфоритов не выдержаны по площади. Запасы не подсчитаны. Месторождение остается еще слабо изученным. Однако перспективы его могут быть весь-

ма значительны. Здесь на глубине 308,6—320 м скважинами вскрыт пласт фосфоритов мощностью 10 м при среднем содержании P_2O_5 11,7%. Этот пласт (если он будет обнаружен на меньших глубинах) может представлять значительный интерес в промышленном отношении.

Сейбинское месторождение расположено в Курагинском районе Красноярского края, в бассейне верхнего течения р. Сисим, около железной дороги Абакан — Тайшет. Промышленное значение на месторождении имеют вторичные фосфориты, связанные с корой выветривания.

Разведаны в настоящее время три участка: Бол. Джебарты, Караульная Горка и Владимирский. Наиболее крупный из них — Бол. Джебарты — находится на юге месторождения, два других — на севере. Фосфоритовые руды каменные брекчиевые и рыхлые песчано-глинистые, по составу кремнистые и кремнисто-карбонатные.

Фосфориты на участке Бол. Джебарты залегают в виде залежи, длина которой 2,5 км, ширина 30—90 м. Она прослежена на глубину до 100—120 м. Среднее содержание P_2O_5 в рудах 15%. На участках Караульная Горка и Владимирский фосфориты сконцентрированы в небольших приповерхностных залежах, недалеко отстоящих друг от друга. Содержание P_2O_5 в рудах этих залежей от 12 до 18%.

Запасы вторичных фосфоритов на Сейбинском месторождении оцениваются в 1,5 млн. т P_2O_5 . Разработка фосфоритов может осуществляться открытым способом. Возможно их использование в виде фосфоритной муки. Агрохимические свойства фосфоритной муки, получаемой из сейбинских фосфоритов, испытывались на полях Красноярского края более чем в 50 колхозах и совхозах. Опыты показали, что внесение 600 кг муки на 1 га обеспечивает увеличение урожайности пшеницы на 3—7, а картофеля — на 40—100 ц. Установлено, что сейбинская мука превосходит по эффективности ту муку, которую везут в Сибирь с Егорьевского и Верхне-Камского месторождений, находящихся, как известно, в европейской части Советского Союза. Большая эффективность сейбинской муки связана с более высоким содержанием в ней лимонно-растворимой P_2O_5 , количество которой достигает 33—43%, а также с присутствием ряда микроэлементов: марганца, меди, цинка, молибдена и др., что способствует повышению урожайности сельскохозяйственных культур.

Телекское месторождение расположено на территории Идринского и Краснотуранского районов Красноярского края, на северо-западе Восточного Саяна, в 70 км от железной дороги. Фосфориты связаны с корой выветривания. Залежь приурочена к депрессии, длина которой 9 км, а ширина изменяется от 100—200 м до 1,5—1,7 км. Наибольшая глубина депрессионной котловины 250 м. Площадь фосфоритовой залежи 6 км. Ее форма очень сложная. В своей центральной части она расчленяется на отдельные ветви, которые разделены безрудными блоками доломитов. Ширина

залежи колеблется от 50 до 800 м. Находится она на глубине 30—35 м от дневной поверхности, но на некоторых участках погружена на глубину более 200 м. Фосфориты, слагающие месторождение, либо каменные монолитные или разрушенные, либо рыхлые глинистые, песчано- или псефито-глинистые. Все каменные фосфориты отличаются высоким содержанием P_2O_5 , достигающим 38—40%. Рыхлые фосфориты гораздо беднее: содержание P_2O_5 в них меняется от 5 до 35%, составляя в среднем 14%. Запасы месторождения оцениваются в 26,7 млн. т P_2O_5 .

По своим технологическим свойствам фосфориты Телекского месторождения относятся к труднообогатимым, что связано с высоким содержанием в них окислов железа.

Окино-Ухагольский фосфоритоносный бассейн составляет окраинную часть очень крупного Окино-Хубсугульского фосфоритоносного бассейна, который находится на территории Монгольской народной республики и только своей северной окраиной заходит на территорию Советского Союза в пределы юго-восточной зоны Восточного Саяна. Окино-Ухагольский бассейн, как и вообще весь Хубсугульский, сформировался в конце вендской и в начале кембрийской эпох, приблизительно около 550—600 млн. лет тому назад. И по своему возрасту, и по приуроченности к карбонатным и кремнисто-карбонатным отложениям, и по принадлежности фосфоритовых руд к микрозернистому пластовому типу Окино-Ухагольский бассейн очень близок Алтае-Саянскому.

Геологическое строение Окино-Ухагольского фосфоритоносного бассейна очень сложное. Расположен он в труднодоступном и слабообжитом горном районе, который характеризуется значительным перепадом высот. В пределах бассейна выявлено три фосфоритовых месторождения: Харанурское, Боксонское и Ухагольское. Ниже приводится их краткая характеристика.

Харанурское месторождение находится в Тункинском районе Бурятской АССР, в верхнем течении р. Урик. Фосфоритоносная пачка содержит четыре пласта фосфоритов, которые разделены доломитами, сланцами и известняками. Нижний фосфоритовый пласт изменяется в мощности от 4,0 до 41,2 м. Содержание P_2O_5 колеблется от 8,92 до 19,66, а в среднем составляет 16,01%. В пласте присутствуют фосфориты различных типов: мономинеральные, карбонатные, кремнистые, кремнисто-карбонатные. Они бывают массивные, слоистые, брекчиевидные и зернисто-пеллетовые. Второй фосфоритовый пласт представлен преимущественно слоистыми кремнисто-карбонатными рудами. Мощность пласта 1,6—14,9 м, в среднем 6,75 м. Содержание P_2O_5 варьирует от 8,27 до 19,65%, составляя в среднем 12,65%. Третий фосфоритовый пласт содержит фосфат в виде слоев, линзочек, червеобразных и других по форме выделений. Мощность пласта изменяется от 1,9 до 13,9 м (в среднем 4,14 м). Содержание P_2O_5 колеблется от 8,24 до 18,42% (в среднем 12,08%). Четвертый фосфоритовый пласт сходен с третьим. Его мощность достигает в среднем 3,0 м (от 1,4 до 4,4 м), а содержание P_2O_5 меняется в пределах 7,6—27,68%.

На месторождении имеются также залежи вторичных фосфо-

ритов, выполняющие карстовые полости. Они представляют собой рыхлые кремнисто-фосфатные породы с содержанием P_2O_5 от 8,8 до 35,0% (в среднем 18,51%).

Общие запасы Харанурского месторождения оцениваются в 82,5 млн. т P_2O_5 .

Из наиболее широко распространенных кремнисто-карбонатных фосфоритов, запасы которых превышают 50%, получается концентрат с содержанием P_2O_5 28,95—32,5% при извлечении 61—66%.

Боксонское месторождение расположено в Окинском районе Бурятской АССР в бассейне рек Урдон-Боксон и Хоре. Рудное поле занимает площадь более 200 км². Здесь прослежен пласт микрозернистых доломитовых фосфоритов, содержащий в среднем 8,3% P_2O_5 . Его мощность изменяется от 4 до 27,5 м (средняя 5,5 м). Фосфоритовые руды трудно обогатимы. Получаемый из них концентрат содержит около 26% P_2O_5 при извлечении 77%, но в нем сохраняется избыточное количество окиси магния, что затрудняет практическое их использование. Запасы фосфоритов составляют 38,0 млн. т P_2O_5 .

Ухагольское месторождение находится в Окинском районе Бурятской АССР вблизи государственной границы с Монгольской народной республикой, в высокогорной части Пограничного хребта Восточного Саяна. Фосфориты весьма разнообразны. Это слоистые плитчатые породы, состоящие из слоев известняка, доломита, алевролита, песчаника, сланцев, кремния, насыщенные в той или иной степени фосфатными образованиями в виде линзочек, зерен, обломков или оолитов. На месторождении прослежено пять пластов фосфоритов, залегающих один над другим: 1) известняковый, 2) кремнисто-доломитовый, 3) сланцево-доломитовый, 4) сланцевый и 5) песчаниковый. Известняковый фосфоритовый пласт имеет мощность 1—7 м. Среднее содержание P_2O_5 в нем составляет 12%. Кремнисто-доломитовый пласт изменяется в мощности от 6 до 20 м, а содержание P_2O_5 в нем колеблется от 7 до 33%, а в среднем равняется 16,3%. Сланцево-доломитовый пласт, мощность которого 13—25 м, содержит в среднем 17% P_2O_5 . Сланцевый фосфоритовый пласт достигает мощности 7—11 м; среднее содержание P_2O_5 10,5%. Самый верхний песчаниковый пласт, мощность которого около 12 м, содержит от 6 до 12% P_2O_5 .

Фосфоритовые руды Ухагольского месторождения разделяются на бедные, средние и богатые, а по составу — на карбонатные, кремнисто-карбонатные и кремнистые. Преобладают бедные карбонатные руды со средним содержанием P_2O_5 16,4%, которые составляют 75% всех запасов. Средних песчаниковых и сланцевых руд около 20, а богатых не более 5%. Из бедных карбонатных фосфоритов получается концентрат, содержащий до 26,0—31,6% P_2O_5 .

Общие запасы месторождения оцениваются в 75,0 млн. т P_2O_5 .

Лено-Тунгусский фосфоритоносный бассейн занимает огромную территорию Восточной Сибири между р. Енисей на западе и р. Леной на востоке, между горными сооружениями Восточного Саяна и Байкало-Патомского нагорья на юге и бассейном р. Под-

каменной Тунгуски на севере. Здесь обнаружено большое количество проявлений и несколько месторождений ракушняковых, зернисто-ракушняковых и зернистых фосфоритов ордовикского возраста, образование которых происходило 470—480 млн. лет тому назад в мелководном эпиконтинентальном море. Установленные проявления и месторождения фосфоритов тяготеют к трем районам: 1) Катангскому, который находится на западе в бассейне р. Подкаменной Тунгуски, 2) Ангаро-Вихоревскому, расположенному на юге на междуречье рек Ангары и Вихоревки, 3) Лено-Киренгскому, занимающему юго-восточную часть бассейна между реками Лена и Киренга.

На площади Катангского района прослежено три фосфатоносных горизонта. В нижнем горизонте обнаружены преимущественно ракушняковые и зернисто-ракушняковые фосфориты, которые залегают в виде липзовидных прослоев фосфатосодержащих алевролитов и песчаников мощностью от 0,1 до 1,2 м при P_2O_5 от 3 до 15%. К этому горизонту приурочено Гурьевское месторождение фосфоритов. Продуктивный пласт имеет здесь среднюю мощность 1,32 м при содержании P_2O_5 6,44%. Общие запасы оцениваются примерно в 33 млн. т P_2O_5 .

Руды трудно обогатимы. Полученный концентрат содержит 22,5% P_2O_5 при извлечении 90%. Однако он характеризуется высоким количеством окислов железа (до 4,1%), что препятствует переработке его на растворимые удобрения.

Средний фосфоритоносный горизонт не выдержал по мощности и по площади. Сколько-нибудь значительных фосфатопоявлений на уровне этого горизонта в Катанском районе не найдено.

Верхний фосфатоносный горизонт наиболее перспективный. В его нижней части залегают фосфоритовый пласт мощностью от 0,2 до 4,0 м с содержанием P_2O_5 от 5 до 20%. В некоторых участках района пласт прослежен на значительной площади. Наиболее интересны два участка — Перевалочная база и Апрелькинско-Кузьмовский.

Участок Перевалочная база расположен на правом берегу р. Подкаменной Тунгуски в 38 км выше устья р. Вельмо. Фосфоритовый пласт прослежен здесь вдоль реки на расстояние 1500 м. Фосфориты песчано-гравелитовые, преимущественно зернистые. Фосфоритные зерна фосфатно-глинистые и фосфатно-кварцевые, сравнительно хорошо окатанные. Содержание P_2O_5 в среднем достигает 19,32%. Результаты технологических исследований показали, что из этих фосфоритовых руд получается концентрат, содержащий 30,5—32,2% P_2O_5 при извлечении от 72,5 до 85 и даже до 95—99%, который пригоден для производства суперфосфата, двойного суперфосфата и других концентрированных удобрений.

Пласт фосфоритов на участке Перевалочная база пока еще не околонтурен и запасы по нему не подсчитывались.

На площади Апрелькинско-Кузьмовского участка фосфоритовый пласт имеет мощность 0,7—2,2 м. Среднее содержание P_2O_5 в нем около 19%. Запасы оцениваются в 60 млн. т P_2O_5 .

Ангаро-Вихоревский район изучен, так же как и Катангский, еще очень слабо. Из установленных фосфатопроявлений наиболее интересно Алексеевское. Оно расположено в Братском районе Иркутской области. Фосфориты здесь ракушечного типа. Они залегают в виде прослоев, количество которых изменяется от 1—2 до 4—5, а мощность достигает 0,2—0,6 м. Образованы прослой фосфатными обломками или целыми остатками раковин, микроконкрециями фосфорита, включенными в алевритовый, песчаниковый или глинистый материал. Содержание P_2O_5 в отдельных прослоях составляет 10% и более, но в среднем колеблется от 0,9 до 3,4%, что не позволяет считать их кондиционными. Прогнозные запасы на Алексеевском проявлении весьма значительны — 38,2 млн. т P_2O_5 .

Лено-Киренский район тоже изучен пока еще в недостаточной степени. Здесь обнаружено несколько проявлений гравийных и галечных фосфоритов, среди которых выделяется Молчановское. Оно расположено в 15 км севернее железнодорожной станции Небель трассы БАМ. На площади проявления прослежено два фосфоритовых пласта: нижний мощностью от 0,3 до 2,5 м и верхний мощностью около 4,5 м. Содержание P_2O_5 в первом колеблется от 7,5 до 16,3%, а во втором — от 14,11 до 14,89%. Из этих фосфоритов получается концентрат с весьма высоким содержанием P_2O_5 (до 27,5%).

Западно-Прибайкальский фосфоритоносный бассейн объединяет несколько месторождений вторичных фосфоритов, относящихся к карстовому типу. Их формирование связано с переработкой бедных первичнофосфатоносных карбонатных толщ архея и протерозоя. На территории бассейна выявлено два небольших месторождения: Озерное и Сарминское.

Озерное месторождение расположено в Ольхонском районе Иркутской области, в 10—15 км юго-восточнее с. Еланцы. На нем околонтурено 15 карстовых зон, наиболее крупные из которых имеют длину около 1—1,5 км, ширину несколько десятков метров, глубину до 70 м. Фосфориты занимают в карстовых полостях сравнительно небольшое место. Среди них различаются рыхлые и каменистые. Содержание P_2O_5 колеблется в пределах от 5 до 24%. Преобладают породы с низким содержанием P_2O_5 (от 7 до 10%). Запасы месторождения не превышают нескольких сот тысяч тонн P_2O_5 .

Сарминское месторождение находится в бассейне рек Сармы и Бугульдейки. Оно имеет длину 14 км при ширине от 400 до 500 м. На этой площади обнаружено 26 залежей вторичных фосфоритов, приуроченных к карстовым полостям. Размеры крупных залежей следующие: длина 1,5 км, ширина от 62—70 до 140—165 м, мощность 40—60 м. Содержание P_2O_5 по некоторым залежам в среднем превышает 19%. Прогнозные запасы месторождения составляют 8—10 млн. т P_2O_5 .

Удско-Шантарский фосфоритоносный бассейн находится в пределах Хабаровского края. Он протягивается с юго-запада на северо-

восток и охватывает бассейны рек Тором, Тугур, Тыл, Токи с их притоками, а также прилегающую часть Охотского моря, включая Шантарские острова и акватории Удской губы и Тугурского залива. Бассейн отличается очень сложным геологическим строением. Изучен он пока еще недостаточно хорошо.

На территории бассейна установлено большое количество фосфатопоявлений и несколько месторождений фосфоритов, из которых наиболее крупными считаются Лагапское, Горелое и Ниймийское. Менее значительны по запасам Нельканское и Северо-Шантарское месторождения.

Образование Удско-Шантарского фосфоритоносного бассейна относится к эпохе нижнего и среднего кембрия, т. е. примерно ко времени 530—550 млн. лет тому назад, когда здесь существовало шельфовое открытое море и неоднократно возникали благоприятные условия для фосфатонакопления. Запасы фосфоритовых руд всего бассейна оцениваются приблизительно в 100 млн. т P_2O_5 , а отдельных месторождений и проявлений — в 3—30 млн. т.

Лагапское месторождение расположено на водоразделе рек Лагап и Эльга, в 70 км юго-западнее пос. Удское. На месторождении прослежено три продуктивных горизонта. В нижнем из них оконтурены три пластообразные залежи кремнистых и карбонатно-кремнистых прожилково-брекчиевых фосфоритов, которые протягиваются на расстояние от 0,4 до 1,65 км при мощности от 7,0 до 54,0 м. Среднее содержание P_2O_5 в залежах 10,58%. Во втором горизонте выделено большое количество (около 40) пластовых и линзообразных фосфоритов мощностью от 1—3 до 60 м и протяженностью от нескольких сотен метров до 2,2 км, которые представлены прожилково-брекчиевыми и брекчиевыми кремнисто-карбонатными и кремнистыми рудами. Среднее содержание P_2O_5 в рудах 8,6—9%. Третий продуктивный горизонт содержит 11 залежей гравелито-брекчиевых фосфоритов мощностью от 2 до нескольких десятков метров и протяженностью до 700 м. Содержание P_2O_5 в залежах горизонта колеблется от 7,0 до 20,0%.

Наиболее легко обогащаются кремнистые брекчиевые и прожилково-брекчиевые фосфориты. Из них получается концентрат с содержанием P_2O_5 до 35—36% при извлечении 85—96%. Концентраты пригодны для производства всех видов растворимых удобрений, термофосфатов и фосфоритной муки. Установлена их высокая агрохимическая активность. Запасы месторождения 24,2 млн. т P_2O_5 .

Горелое месторождение находится на правом берегу р. Ир, в 50 км южнее пос. Удское. На месторождении выделено 4 фосфатоносных горизонта. В первом горизонте обнаружено пять залежей фосфоритов протяженностью от 1,0 до 4,7 км при мощности от 3,8 до 10,2 м и среднем содержании P_2O_5 от 4,9 до 11,29%. В трех вышележащих горизонтах выявлено по одной фосфоритовой залежи. Их протяженность колеблется от 1,6 до 7,2 км, мощность — от 5,1 до 10,6 м, содержание P_2O_5 — от 9,29 до 12,37%. Запасы фосфоритовых руд месторождения составляют 16,0 млн. т P_2O_5 .

Нимийское месторождение расположено на между-
речье рек Ними и Ира, в 55 км к югу от пос. Удское. Здесь про-
слежено несколько залежей кремнистых и карбонатно-кремнистых
брекчиевых и прожилково-брекчиевых фосфоритов. Залежи имеют
длину от 1,3—1,4 до 5,5—8,5 км. Их мощность колеблется от 4,5—
10,0 до 30,0—60,0 м. Средние содержания P_2O_5 в залежах изменя-
ются от 5—7 до 9—15%. Из кремнистых руд получается концент-
рат, содержащий до 31—32% P_2O_5 при извлечении 81,8%, а из карбо-
натно-кремнистых руд — концентрат с содержанием 26,9% P_2O_5 при
извлечении 60%.

Запасы месторождения подсчитаны равными 30 млн. т P_2O_5 .

Нельканское месторождение расположено в верховьях
р. Нелькан, в 45 км юго-восточнее пос. Удское. На месторождении
выявлено четыре фосфатоносных горизонта. Фосфоритовые руды
кремнистые и карбонатно-кремнистые, прожилково-брекчиевые и
брекчиевые. Залежи, приуроченные к этим горизонтам, имеют
протяженность до 1700 и мощность до 60 м. Средние содержания
 P_2O_5 в них не превышают 8—10%. Запасы оцениваются в
12,5 млн. т P_2O_5 .

Северо-Шантарское месторождение расположено
в северной части о-ва Бол. Шантар. Здесь прослежено 10 залежей
брекчиевых и прожилково-брекчиевых кремнистых и карбонатно-
кремнистых фосфоритов мощностью от 2 до 20 м со средним со-
держанием P_2O_5 от 5 до 9,2%. Протяженность залежей, возможно,
изменяется от 300 до 1000 м. Запасы фосфоритовых руд оценива-
ются примерно в 3,6 млн. т P_2O_5 .

Мало-Хинганский фосфоритоносный бассейн находится в по-
граничных районах между Амурской областью и Хабаровским кра-
ем, охватывая в основном горное сооружение Мал. Хингана. Фос-
форитоносные отложения имеют здесь докембрийский возраст. Вре-
мя их образования превышает 600—650 млн. лет. Изученность
бассейна очень слабая. Известно одно фосфоритовое месторождение
(Средне-Илгинское) и несколько перспективных фосфатопоявлений
(Бурунбавское, Тигровая Падь и др.).

Средне-Илгинское месторождение расположено
в Архаринском районе Амурской области, в 15—18 км северо-во-
сточнее железнодорожной станции Архара, на правом склоне доли-
ны р. Средняя Илга. Здесь прослежено несколько пластов доломито-
вых фосфоритов и фосфатно-доломитовых пород, содержание P_2O_5
в которых колеблется от нескольких до 10—14%. Фосфоритоносные
пласты прослежены на площади длиной около 3,0 и шириной 0,5—
1,5 км. Предполагается, что они прослеживаются на глубину до
300 м. Прогнозные запасы на месторождении оцениваются
в 7,2 млн. т P_2O_5 . Фосфоритовые руды трудно обогатимы. Из них
получается концентрат с содержанием P_2O_5 от 21,49 до 23,51%
при извлечении 78,1—82,4%. Такие руды относятся к бедным.
Вместе с тем руды пригодны для пахотных земель Хабаровского
края и Амурской области. Дело в том, что эти земли characterи-
зуются повышенной кислотностью и для них требуется внесение до

10—20 т карбонатной муки на 1 га. Использование фосфатно-доломитовых руд с содержанием до 5% P_2O_5 позволяет не только осуществить известкование почв, но и обеспечить их подвижными формами фосфора, что, как показали испытания, обеспечивает длительное и устойчивое повышение урожайности сельскохозяйственных культур.

Описанными бассейнами не исчерпываются районы и площади, где известны и могут быть еще найдены месторождения фосфоритов. В Советском Союзе имеется много средних и малых фосфоритоносных бассейнов самого различного геологического возраста. Мы можем назвать среди них такие бассейны, как Центрально-Казахстанский, где выявлено небольшое месторождение Сарысай и несколько фосфатопроявлений (Басалтуайт, Надежда и др.), Восточно-Казахстанский, в котором обнаружено месторождение Майкапшагай, Карагандинский, Приуральский, Западно-Сибирский, Приверхоанский, Закавказский и др. Описывать их нет необходимости, потому что и приведенные данные вполне убедительно показывают, что в Советском Союзе имеется много районов, высокоперспективных для поиска месторождений фосфоритов. Следует отметить, что в настоящее время только небольшое число фосфоритоносных бассейнов осваиваются промышленностью. По существу, фосфориты добываются сейчас в Прибалтийско-Ладожском, Волжском, Актюбинском и Каратаусском бассейнах. Месторождения всех других бассейнов пока еще не разрабатываются.

Фосфоритоносные бассейны и месторождения фосфоритов Монгольской Народной Республики

На территории Монгольской Народной Республики находится один из крупнейших фосфоритоносных бассейнов мира — Хубсугульский, или Окино-Хубсугульский. Он был открыт совсем недавно (в 60-х годах) совместной советско-монгольской научно-исследовательской геологической экспедицией на севере МНР, близ границы с Бурятской АССР. Основная часть Хубсугульского бассейна расположена западнее оз. Хубсугул, который монголы называют младшим братом Байкала. Озера связаны одной водной артерией — р. Эгийн-Гол, вытекающей из оз. Хубсугул (как Ангара из Байкала) и впадающей в р. Селенгу, которая вливается в Байкал. Протягивается бассейн в меридиональном направлении, охватывая Дархатскую котловину и ее западное горное обрамление, хр. Хардыл-Сардык, западное побережье оз. Хубсугул и район, лежащий южнее озера. Северная часть бассейна, заходящая на территорию Советского Союза, выделяется под названием Окино-Ухагольской, фосфатоносность которой уже была нами описана. Площадь Хубсугульского фосфоритоносного бассейна около 30 000 км², длина 300, а максимальная ширина 120 км. Фосфатоносные отложения в бассейне накапливались в течение позднего докембрия и кембрия, приблизительно 550—600 млн. лет тому назад, в изолированном морском водоеме, который на юге соединялся с открытым океаном.

По условиям залегания, возрасту и составу руды Хубсугульско-

го бассейна очень близки Каратауским, но они лучше и легче обогатимы. Технологические испытания показали, что они дают концентрат, содержащий от 30 до 35% P_2O_5 .

В пределах Хубсугульского бассейна выявлено свыше 30 месторождений и проявлений фосфоритов. Наиболее известны следующие месторождения: Хубсугульское, Улеин-Даба, Манхан-Ула, Бэрхиму-Ула, Цаган-Нур, Хогоргаин, Бурэнханское. К перспективным проявлениям относятся Дэртург, Хармаин, Чжиглиг, Бага-Цаган-Гол, Тэмен-Султу, Улани-Дюрюлджи и др. Фосфориты преимущественно микрозернистые, их состав карбонатный, кремнисто-карбонатный и кремнистый.

Хубсугульское месторождение протягивается с севера на юг вдоль западного побережья оз. Хубсугул в виде полосы длиной почти 50 и шириной 10 км. Фосфориты и фосфатсодержащие породы приурочены в основном к продуктивной фосфоритоносной пачке, мощность которой изменяется от 7—13 до 85—90 м. Содержание P_2O_5 в породах колеблется в широких пределах — от первых процентов до 27—28, иногда до 31—32%. Довольно хорошо выделяются две группы пород. В одной из них содержание P_2O_5 достигает более 15, а в другой менее 7—8%. Первая группа резко преобладает над второй. В составе фосфоритоносной пачки прослеживается от 1 до 5 горизонтов фосфоритов мощностью от 3—5 до 10—15 м каждый. Среднее содержание P_2O_5 в них равняется 21—28%, изредка снижаясь до 15—19%. Месторождение разведано до глубины 180—200 м. Запасы оцениваются в 200 млн. т P_2O_5 , но, возможно, они будут большими и составят, по крайней мере, 300—400 млн. т.

Месторождение Улеин-Даба располагается в 50 км севернее Хубсугульского, на левом берегу р. Усун-Хучжир-Гол, правого притока р. Арасан, в горно-таежной местности со значительными перепадами высот. Фосфоритоносная пачка имеет здесь мощность 20—30 м. В ее составе выделяется до 3 пластов фосфоритов, которые имеют мощность от 2 до 7 м. Нижний и верхний пласты представлены черными полосчатыми карбонатными фосфоритами. Средний пласт состоит из тонкоплитчатых кремнистых фосфоритов. Среднее содержание P_2O_5 в пластах колеблется от 17,5 до 21,7%, достигая в ряде участков 24—25%. Запасы месторождения оцениваются примерно в 10—14 млн. т P_2O_5 .

Месторождение Манхан-ула находится в 40 км южнее Хубсугульского. В составе фосфоритоносной пачки, которая прослежена на расстояние около 9 км и на глубину до 200 м, имеется два пласта фосфоритов: нижний мощностью 5,0 м и верхний мощностью 4,0 м. Среднее содержание P_2O_5 в них составляет 17,6 и 16,0%. Наблюдаются также пласты бедных фосфоритов (содержание P_2O_5 до 5—7%). Фосфориты в основном кремнистые и кремнисто-карбонатные, нередко оолитовые и оолитово-зернистые. Суммарная мощность всех фосфоритовых и фосфатсодержащих пород на месторождении достигает 16,3 м. Среднее содержание P_2O_5 около 11%. Запасы месторождений могут превышать 8,5 млн. т P_2O_5 .

Месторождение Бэрхиму-Ула находится рядом с пре-

дыдущим месторождением. Оно изучено только с поверхности. Здесь на небольшой площади установлено развитие трех фосфоритовых пластов. Два нижних представлены кремнистыми фосфоритами. Их мощность 2,0 и 1,6 м. Содержание P_2O_5 7 и 10%. Верхний пласт состоит из кремнистых брекчиевых фосфоритов. Его мощность 3,0 м, содержание P_2O_5 12,5%. Запасы месторождения оцениваются равными немногим более 2,2 млн. т P_2O_5 .

Месторождение Цаган-Нур расположено между озерами Дод-Нур и Цаган-Нур. Район этот находится западнее оз. Хубсугул, легко доступен, экономически освоен и обжит. На площади месторождения выделена фосфоритоносная пачка, имеющая мощность от 55 до 85 м. В ее составе наблюдается 5—6 пластов фосфоритов мощностью от 1,8 до 10,9 м. Они сложены карбонатными, кремнистыми и кремнисто-карбонатными фосфоритами, часто полосчатыми. Средние содержания P_2O_5 в пластах меняются от 18,5—19,6 до 29,1—31,1%. Прогнозные запасы составляют 54 млн. т P_2O_5 .

Хогорганское месторождение, расположенное к северу от оз. Дод-Нур, выделяется по распространению двух пластов фосфоритов, нижний из которых имеет мощность 3,0, а верхний — 11—12 м. Фосфориты нижнего пласта полосчатые, карбонатные, содержащие 27,4% P_2O_5 . Верхний пласт состоит из брекчиевых, грубообломочных фосфоритов, которые чередуются со слоями светлых доломитов. Количество P_2O_5 в фосфоритах верхнего пласта варьирует от первых процентов до 12—15%. Запасы на месторождении не оценивались.

Бурэнханское месторождение в настоящее время разведется. Оно находится на юге Хубсугульского бассейна недалеко от г. Мурен. Здесь прослеживается два (иногда три) фосфоритоносных горизонта, из которых промышленное значение имеет нижний. Его мощность достигает 60—70 м. Горизонт состоит из нескольких фосфоритовых пластов мощностью от 5—7 до 15—20 м. Содержание P_2O_5 в них колеблется от 20—25 до 30—31%. Фосфориты кремнистые, кремнисто-карбонатные и карбонатные, часто брекчиевые. Запасы месторождения могут превышать 75 млн. т P_2O_5 .

Многочисленные фосфатопоявления, обнаруженные на территории Хубсугульского бассейна, показывают, что перспективы поиска новых (и причем крупных) месторождений здесь весьма высоки. Бассейн изучен пока еще очень слабо, однако несмотря на это уже в настоящее время потенциальные геологические запасы оцениваются почти в 1 млрд. т P_2O_5 . Можно с уверенностью сказать, что Хубсугульский бассейн будет служить твердой базой для развития промышленности фосфатных удобрений.

Фосфоритоносные бассейны и месторождения фосфоритов Китайской Народной Республики и Демократической Республики Вьетнам

На территории Китая в последние годы установлено очень большое количество фосфоритовых месторождений и проявлений фосфоритов самого различного состава и возраста. Некоторые

крупные китайские геологи считают, что на протяжении геологической истории фосфатонакопление происходило здесь не менее 18 раз. Но наиболее значительной была эпоха позднего докембрия и раннего кембрия (приблизительно около 550—650 млн. лет тому назад), когда образовалось подавляющее количество (до 90%) месторождений фосфоритов. Формировались фосфатоносные отложения в пределах древнего моря Янцзы, которое находилось на континенте и соединялось на юго-востоке через серию проливов с открытым океаном.

Все основные промышленные фосфоритовые месторождения Китая находятся на юге в провинциях Юньнань, Сычуань, Гуйчжоу, Хубей и Хунань. Одно из крупнейших месторождений — Куньян — было открыто еще в 1934 г. на юге провинции Юньнань. В последние годы (особенно в 60—70-х годах) обнаружено еще несколько крупных месторождений, среди которых нужно упомянуть Кайюнь, Гецзю, Ванжаван, Хайкоу, Сиянфен, Дезе, Дахай, Лейбо, Омей, Тату, Шифан. В провинциях Гуйчжоу, Хунань и Хубей расположены такие известные месторождения, как Чифин, Кайян, Веньян, Чяннанью, Гуйчжоу, Хуанлин, Цунсян, Тиньсянь, Шимен, Матьян. Приведем краткие сведения о некоторых из этих месторождений.

Месторождение Куньян располагается рядом с г. Куньмин. Оно разрабатывается с конца 50-х годов. Фосфориты приурочены к пачке пород мощностью около 12,0 м, слагают два пласта (нижний имеет мощность 4,5 м, а верхний — 5,8 м). Фосфориты светло-серые, зернистые, богатые, либо карбонатные, либо кремнистые. Содержание P_2O_5 и в нижнем и в верхнем пластах составляет в среднем более 30%. Нередки случаи, когда содержание P_2O_5 достигает в рудах 37—39%. Продуктивные пласты фосфоритов разведаны на протяжении около 30 км. В 1980 г. здесь было добыто 2 млн. т руды.

Месторождение Ванжаван находится в 50 км южнее Куньяна. Здесь наблюдается только один пласт фосфоритов. Его мощность почти 9,0 м, а среднее содержание P_2O_5 более 30%.

Месторождение Хайкоу, или Таошуйин, расположено в 10 км северо-западнее Куньяна. Оно было разведано в 1974 г. и в настоящее время подготовлено к эксплуатации. На месторождении имеется два фосфоритовых пласта. Нижний изменяется от 1,0 до 11,0 м, а верхний — от 2,0 до 18,0 м. Пласты сложены слоями черных фосфоритов и светлых доломитов. Среднее содержание P_2O_5 в нижнем пласте 28, а верхнем — 25%.

Месторождение Лейбо находится по обоим берегам р. Янцзы и занимает площадь около 200 км². Мощность пачки фосфоритоносных пород почти 200 м, на окраинах месторождения сокращается до нескольких десятков метров. В составе пачки выделено в одних районах четыре, а в других — пять пластов фосфоритов. Их суммарная мощностью достигает 40 м. Содержание P_2O_5 изменяется от 25 до 30%.

Месторождение Сиянфен расположено в 100 км северо-восточнее Куньяна. Здесь прослеживается лишь один пласт фосфоритов, средняя мощность которого 7,2 м. Он состоит из фосфатовых и до-

ломитовых прослоев. Содержание P_2O_5 в пласте немного превышает 26%, но в отдельных прослоях достигает 30% и более.

Месторождение Шифан, которое находится на юго-западе провинции Сычуань, в отличие от других карстовое. Фосфоритовая залежь связана с корой выветривания и имеет очень сложную конфигурацию и разнообразный состав фосфоритовых руд.

Месторождение Кайян расположено севернее г. Гуяйна, в провинции Гуичжоу. На нем закартировано три фосфоритовых пласта, из которых самый нижний признан основным для разработки. Фосфориты зернистые, светлые, полосчатые, карбонатные. На месторождении осуществляется добыча фосфоритов в карьерах и в шахте. Фосфоритовые руды очень богатые. При шахтной добыче разрабатываются фосфориты с содержанием P_2O_5 более 35%.

Месторождения Цунсян и Тиньсянь находятся на левобережьи Янцзы, в 200 км к северо-западу от г. Ухань, в провинции Хубей. На площади обоих месторождений прослежено четыре пласта фосфоритов. Наибольшее практическое значение имеет нижний пласт, который состоит из слоев фосфоритов и глины. В самой кровле этого пласта залегают массивные фосфориты мощностью до 1—2 м, содержащие от 28 до 33% P_2O_5 . Частично разрабатывается также и третий снизу пласт. На отмеченных двух месторождениях добывается в год около 1 млн. т фосфоритовых руд.

Как можно заметить, фосфоритовые месторождения Китая отличаются очень высоким содержанием P_2O_5 . Нужно сказать, что окраинные зоны древнего морского водоема Янцзы были благоприятны для накопления фосфоритов. Видный китайский геолог Льянзун отметил, что образованию промышленных месторождений фосфоритов в позднекембрийском и кембрийском море благоприятствовало многократное переотложение фосфатного материала на дне, поскольку таким образом осуществлялось механическое обогащение, способствующее скоплению фосфатных осадков в пониженных участках в виде залежей.

Запасы фосфоритов в Китае пока еще не оценены, но они весьма значительны. Китайские геологи даже считают, что в мире не существует никакого другого более крупного древнего фосфоритового бассейна, чем бассейн Янцзы.

Во Вьетнаме фосфоритовые месторождения расположены на севере страны, в районе Лаокай и в более южных районах, в нижнем течении р. Ма вблизи г. Тханьхоа и в низовьях р. Ка недалеко от г. Бакзянга.

Район Лаокай, по-видимому, принадлежит фосфоритовому бассейну Янцзы, который заходит своей южной частью в Северный Вьетнам. Месторождения этого района и по своему составу, и по возрасту очень близки. Наиболее крупные из них Мау-Кок и Мо-Кок. На первом месторождении фосфоритовый горизонт имеет мощность 6—12 м. Среднее содержание P_2O_5 в нем достигает 23—24%. Встречаются руды, в которых содержание P_2O_5 возрастает до 35—42%. Руды преимущественно доломит-апатитовые, очень плотные и крепкие. На месторождении Мо-Кок фосфатные руды представлены

тремя типами: доломит-апатитовыми (26—34% P_2O_5), выщелоченными апатитовыми (35—36% P_2O_5) и выщелоченными кварц-апатитовыми (18—19% P_2O_5). Запасы фосфатных руд на месторождении Мо-Кок оцениваются более чем в 100—150 млн. т P_2O_5 . Прогнозные запасы всего района Лаокай превышают 300 млн. т P_2O_5 .

Фосфоритовые месторождения районов нижнего течения рек Ма и Ка относятся к карстовому типу. Они небольшие по размерам и запасам и связаны с корой выветривания, которая образовалась в карстовых полостях среди известняков. Фосфориты содержат от 10 до 38% P_2O_5 (в основном 20—24%).

Мелкие залежи фосфоритов типа гуано обнаружены на некоторых низменных островах Южно-Китайского моря. Они известны на островах Спратли и Парасельских. Мощность фосфатносных линз среди коралловых известняков достигает 0,5—1,5 м. Содержание P_2O_5 в них колеблется от 12 до 33%, составляя в среднем по некоторым залежам 24%. Запасы небольшие и месторождения еще не разрабатываются.

Фосфоритоносные бассейны и месторождения фосфоритов Индии и Непала

На территории Индии и Непала известно четыре разновозрастных фосфоритоносных бассейна: Араваллийский, Тал, Непальский и Мадраасский.

Араваллийский бассейн находится на северо-западе Индии. Он простирается почти на 100 км с юга на север, через штаты Гуджарат, Раджастан и Мадхья-Прадеш, охватывая Араваллийские горы и прилегающие предгорные районы. Фосфоритоносный Араваллийский бассейн — один из самых древних в мире. Время его образования относится к среднему протерозою, т. е. к эпохе, отстоящей от наших дней на 1000—1500 млн. лет.

Фосфориты в штате Раджастан были найдены около г. Удайпура в конце 60-х годов. В последующие годы тут было разведано и введено в эксплуатацию крупнейшее в Индии фосфоритовое месторождение — Джхамаркотра. Выявлено также много других перспективных месторождений, таких как Матун, Дакан-Котра, Канпур, Бадгаон, Нимач-Мата, Джхабуа, Сисарма, Саллопат, Амломаль и др.

Фосфориты Араваллийского бассейна очень своеобразны. Они имеют водорослевую природу и относятся к так называемым строматолитовым фосфоритам. Недалеко от г. Удайпура расположен знаменитый Строматолитовый национальный парк, на территории которого имеются многочисленные причудливые скалы, останцы, ущелья с вертикальными, как бы отполированными, стенами, где видны разнообразные строматолиты в виде столбчатых ветвящихся водорослевых построек. Нередко эти строматолиты сложены темноокрашенным фосфатом и резко выделяются на фоне более светлых доломитов.

Строматолитовые фосфориты характеризуются значительными колебаниями P_2O_5 , содержания которого изменяются от 8—16 до 25—30%. Руды карбонатные, высокомагнезиальные. Индийскими специалистами разработана технология их обогащения, позволяющая получать даже из небогатых фосфоритов, содержащих 15—18% P_2O_5 , концентрат с содержанием P_2O_5 до 30—31%. Мощность пластов фосфоритов резко меняется по площади. На месторождениях Джхамаркотра и Матуи их максимальная мощность достигает 40—55 м.

Запасы месторождения Джхамаркотра оцениваются в 66 млн. т фосфоритовых руд, из которых 18 млн. т приходится на руды, содержащие 30% P_2O_5 , 12 млн. т — 25—30%, 11 млн. т — 20—25% и 25 млн. т — 12—20%. На месторождении Матуи запасы руды оцениваются в 5,4 млн. т с содержанием P_2O_5 26%.

Общие запасы фосфоритов Араваллпийского бассейна могут, по видимому, превышать 75—80 млн. т P_2O_5 .

Бассейн Тал находится на севере Индии, в Низких Гималаях, в пределах штата Уттар-Прадеш. Возраст бассейна многими геологами сейчас принимается как кембрийский, а это значит, что он образовался 550—570 млн. лет тому назад. Размеры бассейна из-за очень сложного геологического строения Низких Гималаев не известны. Некоторые считают, что он мог простираться почти на 1500 км от района Симлы до Непала. Фосфатоносные породы детальнее всего изучены в Кумаунском секторе Гималаев, в районе Массури. Здесь разведано несколько фосфоритовых месторождений — Малдеота, Дурмала, Масарана, Паритибба, Бусты, Чипалди и др.

На месторождении Дурмала прослежено два фосфоритовых пласта. Нижний имеет толщину от 3 до 9 м. Он состоит из слоистых черных и ленткулярных фосфоритов. Содержание P_2O_5 в пласте колеблется от 20 до 32%. Верхний пласт представлен микрозернистыми фосфоритами. Его мощность 0,6—1,5 м, среднее содержание P_2O_5 изменяется от 11 до 27%. В зонах приповерхностного выщелачивания фосфориты превращаются в землистую массу, в которой содержание P_2O_5 может достигать 31,5%. Весьма широко распространены также строматолитовые фосфориты.

Месторождение Малдеота очень сходно с месторождением Дурмала. Оба они разведаны, прослежены почти на 1,5 км каждое и разрабатываются. Запасы их оцениваются равными около 2,5 млн. т P_2O_5 . Общие же запасы фосфоритов района Массури составляют около 8 млн. т P_2O_5 .

Непальский бассейн намечается пока еще весьма условно в юго-восточных районах Непала, вдоль долины Такура. Фосфатоносные породы прослежены здесь почти на 100 км. Фосфоритовые руды бедные, с содержанием P_2O_5 6—8, редко 11—12%. Это в основном песчаники, черные и серые известковые сланцы. Мощность фосфоритовых пластов около 4—5 м. Время образования бассейна вызывает разногласия. Одни исследователи предполагают, что фосфоритовые отложения в Непальском бассейне накапливались в конце

палеозоя, т. е. приблизительно 300—350 млн. лет тому назад, а другие относят время их накопления к кембрию, считая, что они имеют такой же возраст, как и фосфориты бассейна Тал (550—570 млн. лет).

Мадрасский бассейн расположен на юго-востоке Индии, в штате Мадрас, в округе Тригинополи. Фосфориты здесь желваковые. Содержание P_2O_5 в руде не превышает 25, а в желваках — 26—27%. Залегают они неглубоко от поверхности (до 60 м). Фосфориты Мадрасского бассейна образовались в меловом периоде (80—100 млн. лет тому назад) в мелком морском водоеме, который покрывал огромные зоны юго-востока Индостанского полуострова. Месторождения фосфоритов небольшие по запасам.

Фосфоритопосные бассейны и месторождения фосфоритов стран Ближнего и Среднего Востока

На территории Ближнего и Среднего Востока, где расположены Саудовская Аравия, Иордания, Сирия, Ливан, Израиль, Ирак, Иран, Пакистан, Афганистан, Турция, Оман, Кувейт и другие страны, обнаружено большое количество фосфоритовых месторождений. Особенно значительное их число установлено на западе региона в пределах Израиля, Иордании, Сирии, Ирака и на юго-востоке Турции. Все месторождения этих стран однотипны по своему составу и имеют одинаковый возраст. Они формировались в едином осадочном бассейне, который геологи называют Восточно-Средиземноморским, потому что находится восточнее Средиземного моря. Время существования этого фосфоритопосного бассейна — вторая половина мелового и начало палеогенового периодов, приблизительно от 60 до 100 млн. лет тому назад.

Еще один, гораздо более древний, девонский (350—370 млн. лет) фосфоритопосный бассейн установлен на севере региона, в Северном Иране. Он выделяется под условным названием Эльбурс и охватывает территорию одноименной горной области, а также прилегающие районы Северо-Западного Ирана и пограничные участки Закавказских республик Советского Союза.

Восточно-Средиземноморский фосфоритопосный бассейн протягивается с юга на север, от Синайского полуострова до Турции. Площадь данного бассейна около 400 км². Запасы фосфоритовых руд оцениваются примерно в 2,5 млрд. т P_2O_5 . Здесь выявлено много месторождений фосфоритов (свыше 50), наиболее крупные из которых следующие: в Саудовской Аравии — Западный Тханийет, Туриаф; в Иордании — Эль-Хаса, Русейфа, Шедья, Наби-Муса, Эссаят, Катрана; в Израиле — Орон, Биршева, Арад, Эйин-Яхав, Нахал-Зин, Махтеш, Зефа-Эфе, Ха-Мейшер, Эйлат; в Сирии — Кнейфис, Восточное, Центральное, Лебтар, Хамель, Ерхейм, Айн-Лейлун, Хбари; в Ираке — Рутба, Акашат; в Турции — Мазидаги.

Месторождения Западный Тханийет и Туриаф находятся на крайнем северо-западе Саудовской Аравии, в районе Сирхан. На обоих месторождениях распространены руды зернисто-

го типа. Они прослеживаются в виде двух горизонтов, залегающих один над другим. Нижний горизонт разведан на месторождении Западный Тханиет. Он состоит из двух фосфоритовых пластов, один из которых имеет мощность 1,0—2,5 м, а второй — от нескольких сантиметров до 1,0 м. Среднее содержание P_2O_5 около 23%. Верхний фосфоритоносный горизонт хорошо изучен на месторождении Туриаф. Он отличается тем, что количество пластов фосфоритов меняется от 1—2 до 5—6. Их средняя суммарная мощность колеблется от 0,2—0,25 до 7,5—8,0 м. Содержание P_2O_5 в отдельных пластах достигает 11—23% (в среднем около 18%). Запасы фосфоритов месторождения Западный Тханиет оцениваются в 40—45 млн. т и более, а Туриаф — более 100 млн. т.

Месторождение Эль-Хаса расположено в 150 км к северо-востоку от г. Аммана. Здесь установлено два пласта зернистых фосфоритовых руд. Нижний пласт мощностью 3,4 м характеризуется высоким средним содержанием P_2O_5 — до 33—34%. Мощность верхнего пласта 1,25 м. Фосфоритовые руды тоже богатые, со средним содержанием P_2O_5 около 32,5%. На месторождении имеется еще несколько небольших (до 0,1—0,3 м) фосфоритовых пластов. Запасы P_2O_5 составляют около 170 млн. т.

Месторождение Русейфа находится в 15 км северо-восточнее Аммана. Руды зернистого типа. Они приурочены к фосфоритоносному горизонту, в котором имеется 4 продуктивных пласта мощностью от 1,5 до 2,9 м. Содержание P_2O_5 колеблется в пределах 25—30%. Запасы оцениваются примерно в 60 млн. т P_2O_5 .

Запасы на месторождении Шадья достигают 210 млн. т P_2O_5 .

Месторождение Наби-Муса с общими запасами около 50 млн. т P_2O_5 пока еще не разрабатывается. Оно также содержит зернистые фосфориты, которые залегают неглубоко от поверхности.

Месторождение Орон находится в пустыне Негев, в 56 км юго-восточнее г. Беэр-Шева. На его площади прослежено три пласта зернистых фосфоритов, мощность которых 0,9—1,8 м (средняя суммарная мощность достигает 4—5 м). Нижний пласт содержит 24—29% P_2O_5 , а два других — в среднем 22—24%. Общие запасы составляют 35 млн. т P_2O_5 .

Месторождения Эйп-Яхав, Ха-Мейшар и Биршева весьма крупные. Фосфориты залегают на глубине до 30 м. Мощность фосфоритовых руд колеблется от 1 до 5 м. Запасы первого месторождения почти 200, второго — более 100 млн. т, а третьего — 60 млн. т P_2O_5 .

На месторождении Кнейфис присутствуют нижний и верхний фосфоритоносные горизонты. В нижнем выделено два пласта зернистых фосфоритовых руд, один из которых имеет мощность 12,0, а второй — около 3,5—4,5 м. Содержание P_2O_5 в первом пласте колеблется в пределах 19,4—35,9, а во втором — 19,0—34,8%. Верхний горизонт содержит один фосфоритовый пласт мощностью около 1,0 м с содержанием P_2O_5 16—18%. Запасы месторождения оцениваются более чем в 1 млрд. т P_2O_5 .

Восточное месторождение расположено недалеко от Кнейфис. Продуктивный фосфоритоносный пласт, имеющий мощность 10—12 м, почти нацело сложен зернистыми фосфоритовыми рудами с содержанием P_2O_5 от 17 до 33% (в среднем 24,5%). Запасы P_2O_5 более 100 млн. т.

На месторождении Ерхейм фосфоритоносный горизонт сложен тремя пластами зернистых фосфоритов мощностью 0,8—2 м каждый, содержащих от 17 до 31,9% P_2O_5 . Запасы составляют почти 30 млн. т P_2O_5 .

Месторождение Хбари содержит один фосфоритоносный горизонт, в котором установлено до 7 пластов фосфоритовых руд мощностью от 0,8 до 1,9 м с P_2O_5 от 16,3 до 24,8%. Однако только два пласта имеют промышленное значение и разрабатываются. Руды зернистые и желваковые кремнистые, кремнисто-карбонатные, реже карбонатные. Запасы оцениваются в 82 млн. т P_2O_5 .

Месторождение Рутба представлено четырьмя пластами фосфоритов. В первом пласте мощностью 0,5—2,0 м содержится от 17,5 до 21% P_2O_5 . Второй пласт, мощность которого 1,2—6,0 м, имеет содержание P_2O_5 от 10 до 27%. Третий и четвертый пласты мощностью 0,3—3,0 и 1,0—1,5 м наиболее богаты. Они содержат от 17 до 24% P_2O_5 . Общие запасы составляют 93 млн. т P_2O_5 . Запасы месторождения Акашат около 100 млн. т P_2O_5 .

На месторождении Мазидати фосфоритоносный горизонт состоит из трех пластов зернистых фосфоритов мощностью 1—3 м, содержащих от 10 до 20% P_2O_5 . Запасы месторождения около 26 млн. т P_2O_5 .

Итак, можно заметить, что Восточно-Средиземноморский фосфоритоносный бассейн обладает огромными потенциальными ресурсами фосфоритовых руд. Только оцененные, т. е. разведанные на месторождениях и проявлениях, запасы, как уже отмечалось, достигают 2,5 млрд. т P_2O_5 . Но нужно иметь в виду, что геологическая изученность бассейна еще низкая. Здесь можно ожидать новых крупных открытий. Поэтому многие геологи считают, что в недрах Восточно-Средиземноморского бассейна присутствует, может быть, в два раза больше фосфоритов, чем сейчас там подсчитано.

Фосфоритовые руды, распространенные в бассейне, относятся к зернистому и желваковому типам. Они, как правило, богаты. Все руды, не только богатые, но и бедные, легко обогащаются. Из них получается концентрат с содержанием P_2O_5 до 32—34%, пригодный для производства простого и двойного суперфосфата.

Бассейн Эльбуре протягивается от границы с Советским Союзом на северо-западе до района г. Кермана на юго-востоке Ирана. На этой территории отмечаются многочисленные выходы на поверхность фосфоритоносных пород, которые имеют одинаковый возраст и близкий состав. Предполагается, что фосфатсодержащие породы приурочены к одному и тому горизонту, который то погружается на глубину, то обнажается в некоторых горных районах. Горизонт имеет небольшую мощность (от 0,6 до 7,6 м) и сложен тонкослоистыми фосфатными глинистыми сланцами, фосфатными песчаника-

ми и песчанистыми зернистыми фосфоритами. Иногда встречаются также фосфоритовые желваки. Содержание P_2O_5 в фосфоритах достигает 18—29%.

В бассейне выявлено одно фосфоритовое месторождение Лалун-Джейруд с запасами чуть более 9 млн. т P_2O_5 . Оно расположено в 30 км к северу от г. Тегерана. Общие запасы бассейна оцениваются свыше 20 млн. т P_2O_5 .

Фосфоритоносные бассейны и месторождения фосфоритов Западной Европы

В Западной Европе крупных месторождений фосфоритов нет, зато имеется много мелких. Они известны во Франции, Бельгии, Швейцарии, Испании, Голландии, Великобритании, Австрии, Чехословакии, ФРГ, ГДР, Польше, Югославии, Греции и других странах.

Еще 50 или 60 лет тому назад высказывание об отсутствии крупных фосфоритовых месторождений в Западной Европе, которое было только что сделано, звучало, по меньшей мере, очень странно. Многие бы посчитали авторов такого высказывания несведущими. И они были бы правы, потому что в начале нашего века, не говоря уже о прошлом столетии, многие фосфоритовые месторождения Франции, Бельгии, Великобритании, Испании и других стран Западной Европы считались весьма крупными. Они были первыми в мире промышленными месторождениями, которые стали разрабатываться для производства фосфорных удобрений. Именно на их базе создавалась фосфатная промышленность в Великобритании в 40-х и во Франции в 50-х годах прошлого века. Затем началась разработка фосфоритов в Бельгии, Австрии, Испании, Швеции и других европейских странах.

На примере фосфоритовых месторождений Западной Европы хорошо видно, как со временем после обнаружения новых очень больших по запасам месторождений изменяются наши представления о размерах старых месторождений и они из крупных превращаются в мелкие, затем в убогие, а потом и вообще невыгодные для эксплуатации. Сейчас на многих, некогда интенсивно разрабатываемых, месторождениях Западной Европы добыча фосфоритов прекращена. Фосфорные удобрения во многих странах Европы производятся за счет привозного сырья, доставляемого из Африки, Ближнего Востока, США или Советского Союза. По существу, нужно сказать, что сколько-нибудь значимых фосфоритовых месторождений в Западной Европе не осталось ни одного. Лишь некоторые из них еще продолжают разрабатываться для местных нужд.

Так, во Франции добыча фосфоритов в 1965 г. снизилась по сравнению с 1935 г. более чем на 70%. Фосфоритовые руды разрабатываются только на нескольких небольших месторождениях в департаментах Соммы и Па-де-Кале, на севере Франции. В Великобритании фосфориты уже давно не добываются, хотя в прошлом довольно интенсивно разрабатывались собственные месторождения фосфоритов. Вся промышленность по производству фосфорных удоб-

рений в Великобритании работает на привозном сырье. В Бельгии осталось лишь одно месторождение, где добывается небольшое количество фосфоритов. Оно находится в районе г. Монса. Не разрабатываются месторождения в Испании и некоторых других странах. В Австрии еще продолжается эксплуатация трех месторождений карстовых фосфоритов.

Вне зависимости от того, что фосфоритовые месторождения в странах Западной Европы стали мелкими по сравнению с гигантскими месторождениями Африки, Ближнего Востока, Китая, Австралии, США и Советского Союза, что они разбросаны на большой площади и их эксплуатация уже невыгодна, что разработка многих месторождений давно прекратилась, следует все же иметь в виду, что сами фосфоритоносные бассейны и многочисленные фосфоритовые проявления по-прежнему существуют. Они формировались в определенные этапы геологической истории, когда на очень значительной территории в древних седиментационных бассейнах осуществлялось массовое фосфатонакопление. Эти фосфоритоносные бассейны обязательно необходимо учитывать при изучении эволюции фосфатообразования в истории развития Земли, поэтому геологи их детально исследуют. При этом всегда имеется в виду, что практическое отношение к забытым месторождениям может измениться в будущем.

На территории Западной Европы геологами обнаружено большое количество разновозрастных фосфоритоносных бассейнов. Среди них нужно упомянуть Северо-Уэльский, Южно-Шведский, Пиренейский, Западно-Португальский, Аквитанский, Суб-Альпийский, Арденнский, Парижский, Английский, Южно-Испанский, Западно-Нидерландский, Польский, Штирийский.

Северо-Уэльский и Южно-Шведский фосфоритоносные бассейны имеют силурийский возраст. Время их образования приблизительно 400—410 млн. лет тому назад. Северо-Уэльский бассейн находится на западе Великобритании. Здесь среди глинистых сланцев и известняков обнаружен фосфоритовый пласт мощностью от 0,15 до 0,45 м. Фосфориты желваковые и конкреционные. Содержание P_2O_5 в них достигает 21%. В Южно-Шведском бассейне также распространены желваковые фосфориты, образующие небольшие залежи. По своему составу и строению они очень сходны с теми, которые установлены в Прибалтийско-Ладожском бассейне Советского Союза.

Пиренейский бассейн охватывает пограничные районы Франции и Испании. Он образовался около 340—360 млн. лет тому назад, в конце девонского и начале каменноугольного периодов. В бассейне распространены желваковые фосфориты. Они образуют пласт мощностью 20—40 м, который прослежен на расстояние 200 км. В районе между долинами рек Гав д'Олорон и Арьеж пласт во многих участках выходит на поверхность и очень удобен для открытой разработки.

Западно-Ирландский бассейн расположен на западе Ирландии, в округе Клэр. Фосфориты здесь накапливались 320—330 млн. лет

тому назад в каменноугольном периоде. Они слагают пласт мощностью до 1 м с содержанием P_2O_5 от 20 до 28%. Общие запасы фосфоритовых руд составляют несколько миллионов тонн.

Западно-Португальский, Аквитанский, Суб-Альпский и Арденский фосфоритоносные бассейны образовались в юрском периоде; их возраст примерно 185—200 млн. лет. В них распространены желваковые фосфориты, которые встречаются в виде небольших залежей.

Парижский фосфоритоносный бассейн — наиболее крупный в Западной Европе. Фосфориты распространены преимущественно на севере бассейна, в долинах рек Соммы и Уазы (департаменты Пад-Кале, Сомма, Эна, Уаза). Здесь известны следующие месторождения: Бове, Террамесмаль, Алленкур, Маршевилль, Горенфло, Халленкур, Курлю, Нюрлю, Тампле, Этав, Сан. Они приурочены к небольшим площадям эллипсоидальной формы длиной в несколько километров, а шириной в несколько сот метров. Фосфоритоносные отложения имеют мощность около 20 м. Они представлены фосфоритизированным мелом, содержание P_2O_5 в котором достигает 15%. Эти породы нередко с поверхности выветрелые, в них образуются карстовые полости и пустоты, которые выполнены песчанистыми богатыми фосфоритами с содержанием P_2O_5 свыше 30%. Среди карстовых фосфоритов, кроме песчанистых руд, встречаются также желваковые и брекчиевидные. Северо-западная часть Парижского бассейна заходит на территорию Бельгии и здесь вблизи г. Льежа, в районе Монса и Леге, тоже имеется небольшое месторождение, на котором прослежено два пласта зернистых фосфоритов суммарной мощностью немногим более 0,5 м.

Английский бассейн расположен в районе Бедфорда и Кембриджа, где обнаружено три фосфоритовых горизонта, каждый из которых содержит несколько пластов фосфоритов мощностью 0,10—0,15 м. Среднее содержание P_2O_5 в пластах 22,4%.

Как Парижский, так и Английский фосфоритоносные бассейны образовались приблизительно около 100 млн. лет тому назад во вторую половину мелового периода. Такой же возраст имеют еще несколько фосфоритоносных бассейнов, такие как Южно-Испанский и Польский. Особенно широко фосфориты распространены в **Польском бассейне**, который занимает северо- и юго-восточную части Польской Народной Республики. В районе Люблина имеется несколько сравнительно небольших фосфоритовых месторождений, которые разрабатываются.

Западно-Нидерландский фосфоритоносный бассейн образовался около 30 млн. лет тому назад в олигоценовую эпоху, когда на территории Голландии существовало мелкое море, в котором осаждались на дне глауконитовые пески с округлыми конкрециями фосфоритов. Эти осадки многократно переносились и переотлагались под воздействием приливов и отливов, волн и течений, в результате чего фосфоритовые гальки и конкреции накапливались в понижениях дна моря и, таким образом, формировались залежи фосфоритов. Сейчас фосфориты залегают неглубоко от поверхности и могут раз-

рабатываться открытым способом. Мелкие месторождения таких фосфоритов со средним содержанием P_2O_5 около 15% найдены во многих участках Твенте и Восточного Гелдерланда, вблизи городов Отмарсума, Рассума и Тюбергена. В настоящее время месторождения не эксплуатируются.

Небольшой фосфоритоносный бассейн олигоценового возраста еще в прошлом веке был околонтурен на юге Англии, в графствах Норфолк, Суффолк и Эссекс. Здесь прослеживается фосфоритовый пласт мощностью до 0,5 м, в котором содержание P_2O_5 в среднем составляет около 24%.

Штирийский бассейн расположен на юго-востоке Австрии. Он охватывает горные районы Норийских Альп, которые сложены белыми коралловыми известняками с многочисленными пещерами, карстовыми полостями и провалами, нередко заполненными песчано-глинистыми фосфоритами. Они представляют собой рыхлые породы, содержащие до 22—25% P_2O_5 . Ряд месторождений карстовых фосфоритов, например Драхенхоле около г. Миксница, разрабатывается.

Фосфоритоносные бассейны и месторождения фосфоритов Африки

Африка очень богата фосфоритами. Они обнаружены на севере, северо-востоке, северо-западе, западе и юге Африканского континента, в Египте, Алжире, Тунисе, Марокко, Сенегале, Буркина-Фасо, Нигере, Бенине, Габоне, ЮАР и некоторых других странах. На территории Африки установлены следующие крупные фосфоритоносные бассейны: Египетский, Алжиро-Тунисский, Марокканский, Западно-Сахарский, Сенегальский, Мали-Нигерский, Вольта, Бенин-Того, Габонский и Южно-Африканский.

Египетский фосфоритоносный бассейн занимает центральные и южные районы Арабской Республики Египет. Он протягивается от Красного моря до Западной пустыни на расстояние более 600 км. Ширина бассейна 300—400 км. Фосфориты и фосфатоносные породы накопились здесь около 70 млн. лет тому назад в конце мелового периода. В пределах бассейна выделяются три фосфоритоносных района: Западной пустыни, долины р. Нил и побережья Красного моря.

В районе Западной пустыни, площадь которого около 20 тыс. км², разведано несколько месторождений. Наиболее крупное из них — Абу-Тартур. Промышленные запасы фосфоритов отмечаются в нижнем продуктивном пласте. Его мощность 4,24 м, среднее содержание P_2O_5 25,3%. Запасы месторождения оцениваются более чем в 245 млн. т P_2O_5 .

Район долины р. Нил имеет площадь почти 150 км². Здесь открыты месторождения Абу-Хад, Эль-Махамид, Эль-Машаш, Эль-Шагхаб, Эль-Бутар и др. Фосфориты зернистые. Обычно они залегают в двух продуктивных пластах, один из которых имеет среднюю мощность 0,8 м, а другой — 1,6 м. Содержание P_2O_5 в них колеблет-

ся от 16,9 до 28,9%, а среднее количество P_2O_5 составляет 20,3—23,3%. Запасы фосфоритовых руд оцениваются следующими цифрами (млн. т P_2O_5): Абу-Хад — 127, Эль-Махамид — около 55, Эль-Машаш — почти 140, Эль-Шагхаб — 130, Эль-Бутар — 100, а всего по району более 500.

На побережье Красного моря насчитывается свыше 12 фосфоритовых месторождений с общими геологическими запасами фосфоритовых руд 50 млн. т P_2O_5 . Месторождения тяготеют к двум участкам. Один расположен в окрестностях г. Кусейр. Он включает месторождения Абу-Тундуб, Хашадат, Ачан, Насер, Дуви, Анз, Накхейл, Хамравейн. Второй находится в районе г. Сафаг, где известны месторождения Гуэх, Ум-Хуетат, Васиф и Махамид-Рабах. Эксплуатируются месторождения Абу-Тундуб, Дуви, Анз, Накхейл, Хамравейн, Гуэх, Ум-Хустат и Васиф. Количество продуктивных пластов меняется от 1—2 до 4—6, их мощность колеблется в пределах 0,5—2,0 м. Среднее содержание P_2O_5 составляет 21—25%. Фосфоритовые руды зернистые, кремнисто-карбонатные, кремнистые и реже карбонатные. Встречаются гравелитовые сыпучие фосфориты, отличающиеся высоким содержанием P_2O_5 — до 27—30%.

Общие запасы Египетского фосфоритоносного бассейна, как считают, могут превышать 1 млрд. т P_2O_5 .

Алжиро-Тунисский фосфоритоносный бассейн расположен на севере Африканского континента, в пограничных районах Туниса и Алжира. В бассейне выделяются два основных фосфоритоносных района: северный — Сетиф-Тebесса и южный — Джебель-Онк — Гафса.

Район Сетиф-Тebесса протягивается вдоль горного хребта Сахарского Атласа. Тут насчитывается более 10 фосфоритовых месторождений, из которых наиболее крупные Сра-Уэртане, Кеф-Слугун, М'Зайта, Сал-Сала, Ребиба, Шакетма, Калаа-Джерда, Куиф, Дир, Калаат-эс-Сенам. На всех этих месторождениях распространены зернистые и желваковые фосфориты, слагающие несколько пластов. Так, на месторождении Калаа-Джерда в Тунисе прослеживается 5 пластов фосфоритов, из которых один, имеющий мощность 3—5 м, разрабатывается. Фосфориты этого пласта очень богаты, с содержанием P_2O_5 до 32%. На месторождении Сра-Уэртане выделено 18 фосфоритовых пластов, мощность которых меняется в пределах 1—2 м; содержание P_2O_5 в них колеблется от 11 до 25%, но отдельные пласты могут содержать до 32% P_2O_5 . Месторождение Калаат-эс-Сенам характеризуется присутствием 9 фосфоритовых пластов. Их мощность выдерживается преимущественно равной 0,5—0,6, реже 1,0—1,2 м. Содержание P_2O_5 достигает 27—28%.

Запасы некоторых месторождений очень большие. Особенно выделяется месторождение Сра-Уэртане, в котором насчитывается почти 0,5 млрд. т P_2O_5 . К весьма крупным относятся также месторождения Кеф-Слугун (его запасы 390 млн. т P_2O_5), Сал-Сала (94,5 млн. т), Ребиба (37,8 млн. т), Шекетма (27 млн. т).

В районе Джебель-Онк — Гафса разведаны и разрабатываются такие крупные месторождения, как Джебель-Онк в Алжире, Моула-

рес, Метлауи, Редейеф, Мдилла, Абдалла, Мрата, Кеф-Шфаир, Цеббеус-Дуара, Мехери-Цеббеус в Тунисе. На месторождениях установлено от 2 до 5 пластов зернистых и желваковых фосфоритов. Они обычно коричнево-серые, бурые, иногда черные. Некоторые фосфоритовые пласты очень мощные (до 25—30 м) со средним содержанием P_2O_5 25—32%, как это наблюдается на месторождении Джебель-Онк. Но обычно мощность пластов фосфоритовых руд колеблется от 0,5 до 2—3 м, а содержание P_2O_5 в них составляет 25—28%.

Месторождение Моуларес относится к очень крупным по запасам фосфоритов. Здесь подсчитано почти 3 млрд. 600 млн. т P_2O_5 . Запасы месторождения Джебель-Онк оцениваются в 256 млн. т P_2O_5 , Абдалла — 41,2, Цеббеус-Дуара — 25, Мехери-Цеббеус — 8,4 млн. т.

Общие же запасы Алжиро-Тунисского бассейна весьма значительны и приблизительно могут превышать 5—6 млрд. т P_2O_5 . Образовался этот фосфоритоносный бассейн в эпоху раннего эоцена, примерно 40—45 млн. лет тому назад.

Марокканский фосфоритоносный бассейн — один из крупнейших в мире. Он имеет сложную конфигурацию, охватывая районы Марокканской Месеты и северные участки Высокого Атласа. На территории бассейна, площадь которого составляет 4 тыс. км², выделяются следующие фосфоритоносные районы: Бикрит-Тимхадит, Шишауа-Иман-Танут, Мескала-Могадор, Гантур, Улед-Абдун. Наиболее крупные месторождения приурочены к районам Гантур и Улед-Абдун. Запасы фосфоритовых руд бассейна оцениваются свыше 10—12 млрд. т P_2O_5 . Фосфориты в бассейне накапливались на протяжении почти 20 млн. лет в течение конца мелового и начала палеогенового периодов. Эпоха фосфоритообразования началась 70, а закончилась 50 млн. лет тому назад.

На территории бассейна установлено большое количество фосфоритовых месторождений, среди которых выделяются Хурибга, Эль-Борудж, Сиди-Дауи, Сиди-Хаджадж, Мескала, Бу-Сбаа, Иман-Танут, Луи-Жинталь, Юсуфия, Бен-Гирир, Нзалет-эль-Харарш, Тессаут, Тадла.

Примером месторождения — гиганта может служить Хурибга, общие запасы фосфоритовых руд которого оцениваются в 9 млрд. т P_2O_5 . На месторождении установлено от трех до четырех пластов фосфоритов. Нижний первый пласт мощностью 1—3 м содержит 23—27% P_2O_5 . Вышележащий второй пласт имеет мощность 1—2,3 м, которая иногда увеличивается до 9 м. Содержание P_2O_5 в нем составляет 27—32%. Третий пласт, имеющий мощность 1,5—3 м, сложен зернистыми фосфоритами со средним содержанием P_2O_5 до 30%. Самый верхний, четвертый, пласт достигает мощности 1—2 м. Он содержит до 32% P_2O_5 . На месторождении эксплуатируются два верхних наиболее богатых пласта.

Второе по значению месторождение в Марокканском бассейне — Юсуфия. Подсчитанные запасы фосфоритовых руд достигают почти 2 млрд. т P_2O_5 . На месторождении прослежено три фос-

фатоносных горизонта, в каждом из которых наблюдается несколько продуктивных пластов мощностью от 0,8 до 3,0 м со средним содержанием P_2O_5 около 30—32%.

В пределах месторождения Бен-Герир установлено 6 пластов фосфоритовых руд, содержащих до 27—30% P_2O_5 . Запасы этого месторождения оцениваются в 279 млн. т P_2O_5 .

Богатые фосфориты с содержанием P_2O_5 до 34—35% обнаружены на месторождении Эль-Борудж. Мощность продуктивных пластов колеблется здесь от 1 до 3 м.

На месторождении Мескала имеется 8 пластов фосфоритов, мощность которых изменяется от 0,1 до 2,1 м. Содержание P_2O_5 в них колеблется между 25 и 33%. Еще большее количество фосфоритовых пластов (до 12) установлено на месторождении Бу-Сбаа. Их суммарная мощность около 10 м, а среднее содержание P_2O_5 достигает 25,8%.

Все месторождения Марокканского бассейна доступны для открытой разработки, потому что фосфориты либо выходят на поверхность, либо залегают на небольшой глубине. Фосфоритовые руды легко обогащаются. Они пригодны для получения как фосфоритной муки, так и простого и двойного суперфосфата.

Западно-Сахарский фосфоритоносный бассейн иногда называется Аюн. Он расположен в северных районах молодой африканской страны — Западной Сахары. Фосфориты накапливались здесь в то же время, что и в Марокканском бассейне.

В пределах Западно-Сахарского бассейна открыто гигантское фосфоритовое месторождение Бу-Краа, запасы которого превышают 2 млрд. 500 млн. т P_2O_5 . Это месторождение находится в 90 км от берега Атлантического океана и в 100 км юго-восточнее г. Эль-Аюн — столицы Западной Сахары. Фосфоритовые руды приурочены к двум продуктивным пластам. Нижний пласт имеет мощность 0,5—4 м, а верхний — 4,5—6 м. Содержание P_2O_5 в них соответственно 26—34,5 и 15—23%. Руды зернистого типа, иногда желваковые. Они легко обогащаются.

Сенегальский фосфоритоносный бассейн охватывает Атлантическое побережье Африки в пределах нижнего течения рек Сенегала и Гамбии. Образование фосфоритоносного бассейна приходится на палеоцен и эоцен, т. е. на время между 40 и 60 млн. лет тому назад. Основной район распространения фосфоритов находится северо-восточнее, восточнее и юго-восточнее г. Дакара — столицы Сенегала. Здесь выявлено много фосфоритовых месторождений, среди которых можно отметить Тиес, Тайба, Палло, Пермис, Себикотане, Поинт-Сарен.

Месторождение Тиес расположено в 25 км севернее г. Тиес и примерно в 80 км северо-восточнее г. Дакара. Распространены здесь «латероидные» фосфориты, образовавшиеся в результате вторичного преобразования первичных фосфатных руд. «Латероидные» фосфориты имеют алюмофосфатный состав и содержат от 28,9 до 31,2% P_2O_5 . Их мощность колеблется в пределах 3—30 м, а в среднем составляет около 18 м. Залегают руды близко от по-

верхности. Их запасы оцениваются в 30 млн. т P_2O_5 . Алюмофосфатные руды хорошо обогащаются с получением концентрата, который называется «фосфаль» и содержит до 34,6% P_2O_5 . Непосредственно в качестве удобрения «фосфаль» не применяется, потому что алюмофосфат плохо растворим и не усваивается растениями. Но первичная обработка концентрата не сложна. Он нагревается до температуры 500°C, после чего фосфатный материал становится лимонно-растворимым.

Месторождение Тамба расположено на расстоянии около 112 км от г. Дакара и в 25 км севернее г. Тнес. Запасы фосфоритовых руд достигают здесь около 27 млн. т P_2O_5 . Руды приурочены к фосфоритоносному горизонту, имеющему мощность 5—15 м. Они относятся к зернистому типу и содержат 23—27% P_2O_5 . Мощность продуктивного пласта, который разрабатывается, меняется от 3 до 6,5 м. На месторождении распространены также «латероидные» фосфориты, мощность которых достигает 3—4 м. Содержание P_2O_5 в них колеблется от 13,4 до 31,7%. Эти фосфориты не эксплуатируются.

Остальные месторождения, выявленные в Сенегальском бассейне, менее значительны по запасам и фосфоритовые руды в них худшего качества. Так, на месторождении Пермис, которое находится в 12 км южнее Тнеса, фосфоритовые пласты достигают мощности 3 м и содержат около 25—28% P_2O_5 . Однако они имеют повышенное количество железа, что затрудняет их переработку. Высоким содержанием железа отличаются фосфориты месторождений Себикотане и Пойнт-Сарен.

Небольшие месторождения и проявления фосфоритов наблюдаются почти на всей территории Сенегальского бассейна от его южных до северных границ. На юге они установлены недалеко от Бисау, а на севере — в долине р. Сенегал, в южных районах Мавритании, где известно месторождение Киве. Оно находится между поселками Матам и Каеди, где прослеживаются пласты зернистых фосфоритов мощностью до 0,5—0,6 м с содержанием P_2O_5 26,2—28,1%. Это месторождение эксплуатировалось несколько лет в конце 30-х годов, но в настоящее время не разрабатывается.

Мали-Нигерский фосфоритоносный бассейн охватывает юго-восточные районы Мали и юго-западные Нигера, расположенные на левобережье р. Нигер. Изучен бассейн пока еще очень слабо. Здесь выявлено несколько весьма крупных проявлений фосфоритов зернистого типа, приуроченных к эоценовым отложениям с возрастом около 40 млн. лет. Наиболее значительные проявления концентрируются в бассейне р. Тилемси, севернее и северо-восточнее г. Гао. Тут находятся проявления Тамагуалле, Ганчиран и Тин-Едам.

Проявление Тамагуалле имеет длину 6—7 и ширину 3—4 км. Мощность пластов зернистых фосфоритов достигает 2—2,5 м. Такие же пласты прослеживаются на двух других проявлениях. Содержания P_2O_5 составляют 23,54—27,05%. Предполагаемые общие запасы в бассейне подсчитаны в размере около 2 млн. т P_2O_5 .

Фосфоритоносный бассейн Вольта находится в пограничных районах Верх. Вольты, Нигера, Бенина, Ганы и Того. Фосфориты в бассейне накапливались приблизительно около 660 млн. лет тому назад в позднем докембрии. Крупные фосфоритовые месторождения приурочены к северной части бассейна: Коджари, Арли, Алуб-Джуана, Тапоа, Мекру.

Месторождение Коджари расположено в Верх. Вольте. Здесь развиты микрозернистые фосфориты, которые слагают пласты мощностью до 15 м. Они слоистые, кремнистые, песчанистые. Среднее содержание P_2O_5 равняется 27,5%. Запасы месторождения оцениваются более 15 млн. т P_2O_5 .

Месторождение Арли также находится в Верх. Вольте, примерно в 100 км юго-западнее Коджари. Тут прослежен фосфоритовый пласт мощностью до 1,5 м. Он состоит из скрытокристаллических бурых фосфоритов в различной степени глинистых, кремнистых, песчанистых. Эти фосфориты отличаются высоким содержанием P_2O_5 , колеблющимся от 26,8 до 31,1%, а в среднем — 29,6%. Подсчитанные запасы месторождения равны почти 10 млн. т P_2O_5 .

Месторождение Мекру находится в пограничной зоне между Бенином и Нигером в нижнем течении р. Мекру. На месторождении выделяется несколько пластов микрозернистых фосфоритов, мощность которых колеблется от 0,5 до 5,0 м, а содержание P_2O_5 — от 15 до 25%. Запасы не подсчитаны.

Месторождение Тапоа — наиболее крупное в бассейне. Фосфориты приурочены тут к фосфатоносной пачке мощностью около 35—40 м, в которой выделяется несколько фосфоритовых пластов, содержащих от 18 до 35% P_2O_5 . Запасы фосфоритов составляют около 3—4 млн. т P_2O_5 .

Месторождение Алуб-Джуана расположено в Верх. Вольте, примерно в 25—30 км к востоку от Коджари. Здесь распространены окремненные фосфориты, среди которых выделяются две разновидности. Одна содержит мало зерен кварца, а другая — весьма много. Содержание P_2O_5 в первой разновидности более 30%, во второй — 20% и меньше. Месторождение пока еще плохо изучено.

Нужно отметить, что фосфоритоносный бассейн Вольта был открыт совсем недавно — около 10 лет тому назад. Этот бассейн и по своему возрасту, и по составу фосфоритов очень близок к фосфоритоносным бассейнам Каратау, Хубсугульскому и Янцзы. На Африканском континенте подобный бассейн обнаружен впервые. Это позволяет предполагать, что аналогичные древние фосфоритоносные бассейны могут быть открыты в других регионах Африки. В последние годы появились указания на то, что фосфоритовые месторождения, подобные установленным в бассейне Вольты, выявлены вдоль западной окраины Мавританских гор, в бассейне Таудени. Однако точных сведений об этих месторождениях в литературе не имеется.

Фосфоритоносный бассейн Бенин-Того простирается вдоль побережья Атлантического океана почти на 300 км от устья р. Вольты на западе до Нигерии на востоке, охватывая прибрежные райо-

ны Того и Бенина. Наибольшей ширины (около 130 км) бассейн достигает в пограничных участках между Бенином и Нигерией. Время образования фосфоритов приходится на средний эоцен (приблизительно 45—48 млн. лет тому назад).

На территории бассейна известно два района, где обнаружены фосфоритовые месторождения. Один из них находится на западе Того, вблизи г. Ломе, а второй — на востоке в Нигерии, в провинции Абеокута. В первом районе зернистые фосфориты распространены на узкой площади, протягивающейся от г. Ломе до пос. Афаган-Блета. Здесь разведаны месторождения Хахото и Кпога м е. Пласты фосфоритов на этих месторождениях имеют мощность около 2 м. Среднее содержание P_2O_5 в них достигает 26%. Фосфоритовые руды легко обогащаются. Из них получается концентрат с содержанием P_2O_5 около 37—38%. Запасы этих месторождений около 28 млн. т P_2O_5 . Оба месторождения эксплуатируются.

На площади второго района, находящегося в Нигерии, фосфориты прослежены от железнодорожной станции Ифо-Джанкпи до пос. Ошосан на расстояние около 1 км. Тут имеется около 4 фосфоритовых пластов мощностью от 0,1—0,2 до 1,0—1,8 м. Фосфориты либо зернистые, либо желваковые. Запасы месторождения невелики, примерно 30 тыс. т P_2O_5 . В этом же районе известно небольшое проявление вторичных алюмофосфатных руд. Зернистые и желваковые фосфориты отличаются высоким содержанием P_2O_5 — до 31—32%. В алюмофосфатных рудах содержание P_2O_5 достигает 30—33%.

Общие геологические запасы фосфоритов в бассейне Бенин-Того оцениваются приблизительно в 40—50 млн. т P_2O_5 .

Габонский фосфоритоносный бассейн расположен на побережье Атлантического океана, в районе нижнего течения р. Огаве к северу и югу от г. Порт-Жантиль. Фосфатные горизонты обнаружены среди осадков мелового, палеогенового и неогенового возраста, что указывает на очень длительное время накопления фосфоритов в бассейне, охватывающее интервал геологической истории от 70 до 10—12 млн. лет тому назад. Наиболее значительные скопления фосфоритов обнаружены на юге бассейна, где известно два небольших месторождения: Холле и Синтоу-Коле. Фосфоритовые руды зернистого типа с содержанием P_2O_5 от 20 до 25%. Запасы месторождения Холле оцениваются в 450 тыс. т P_2O_5 , а Синтоу-Коле — в 60 тыс. т P_2O_5 . Месторождения не эксплуатируются.

Южно-Африканский фосфоритоносный бассейн расположен в пределах западных прибрежных районов ЮАР, на северном и южном берегах бухты Салданья, которая находится к северу от г. Кейптауна. Здесь имеется несколько небольших месторождений фосфоритов, представленных зернистыми рудами, фосфатизированными ракушечниками и алюмофосфатами.

Одно из месторождений располагается восточнее бухты Салданья, где фосфориты добываются в карьере Нью-Варсуотер. Еще восточнее имеется два небольших месторождения: Лангебаан и Лангеберг. На этих месторождениях прослеживаются два фосфори-

тоносных горизонтов: миоценовый — возраст около 15—18 млн. лет и плиоценовый, который образовался приблизительно 8—9 млн. лет тому назад. Более древний горизонт содержит пласты фосфатных песчаников мощностью от 1 до 1,5 м, количество P_2O_5 в них колеблется от 15 до 22%. Плиоценовый горизонт представлен пеллетовыми фосфоритами с линзами и конкрециями фосфатных песчаников. Считается, что фосфориты верхнего горизонта образовались за счет размыва нижнего горизонта. Из этих, вторичных, фосфоритовых руд получается концентрат с содержанием P_2O_5 от 36,63 до 39,01%.

Кроме месторождений зернистых фосфоритов, в Южно-Африканском бассейне обнаружено много мелких алюмофосфатных. Они находятся в области развития гранитных холмов, к северу и югу от бухты Салданья. Происхождение этих месторождений, как считается, связано с выщелачиванием отложений гуано и замещением изверженных пород. Рудные тела имеют неправильную форму. Руды каменистые либо рыхлые. Содержание P_2O_5 в некоторых фосфатизированных порфирах достигает 12%.

Общие запасы фосфоритов Южно-Африканского бассейна не известны. Но они весьма значительны. Судить об этом можно потому, что только в районе месторождения Лангебаан запасы оценены почти в 8,5 млн. т P_2O_5 .

Фосфоритоносные бассейны и месторождения фосфоритов США

На территории США известно четыре очень крупных фосфоритоносных бассейна: Теннесси-Кентуккский, Флоридский, Приатлантический и Фосфория. Каждый из них обладает огромными запасами фосфоритовых руд и уже многие десятилетия эксплуатируется.

Теннесси-Кентуккский фосфоритоносный бассейн протягивается с юго-запада на северо-восток на 750 км при ширине от 100—150 до 250—300 км через штаты Алабама, Теннесси и Кентукки, захватывая также прилегающие северные районы штата Миссисипи, северо-восточные Джорджии и северо-западные Арканзаса. Бассейн почти весь располагается между горами Аппалачи на юго-востоке и долинами рек Огайо и Миссисипи на северо-западе и западе. Образование фосфоритов на этой территории происходило в течение нескольких этапов. Осадки с первично повышенным содержанием фосфора накапливались в ордовикском периоде приблизительно 460—480 млн. лет тому назад. В это время сформировались пласты фосфатных известняков, содержащие от 10 до 15, в отдельных случаях до 20% P_2O_5 . В последующем эти известняки неоднократно размывались и выветривались. Фосфатный материал из них выносился и переотлагался, в результате чего возникли, так называемые, бурые, белые и синие фосфориты.

Под бурыми объединены все фосфориты, которые после выветривания лервичных пород остались на месте. Их поэтому даже называют остаточными фосфоритами. Хотя такие фосфориты и выде-

ляются как бурые, по цвету они могут быть самыми разными: от белых до темно-коричневых. Обычно это фосфатные глины или плитчатые фосфориты, часто кремнистые. Залежи фосфоритов имеют форму либо узких кольцевых лент, либо шляп, либо, наконец, воротников. Их мощность до 10, редко 18 м. Обычная средняя мощность около 1,5 м. Промышленная ценность таких залежей относительно невелика.

Более важное значение имеют покровные залежи, которые занимают большую площадь и находятся неглубоко от поверхности. Мощность этих залежей 1—3 м, изредка 7—10 м.

Сами бурые фосфориты — это рыхлые или уплотненные породы, сложенные округлыми фосфатными зернами. Они похожи на песок или смесь песка с глиной. Иногда фосфориты становятся плитчатыми, а некоторые из них напоминают пористые грубозернистые песчаники. Содержание P_2O_5 в них достигает 30—34 %.

Бурые фосфориты добываются в штате Теннесси на нескольких месторождениях, расположенных севернее, юго-западнее и южнее г. Колумбия, северо-западнее г. Нешвилл, севернее Пьюласки, вблизи г. Центрвилля и недалеко от г. Маунт-Плизант. Запасы бурых фосфоритов здесь оценивались в 28 млн. т P_2O_5 .

На севере бассейна, в штате Кентукки, бурые фосфориты имеют худшее качество. Содержание P_2O_5 в них изменяется от 18 до 26 %. Разрабатываются они на месторождениях Валлас и Мидвей.

Белые фосфориты именуется так условно. Их цвет в действительности может быть самым разным — от чисто белого до коричневого и красного, но светлых тонов. Они залегают в виде покровов или развиты по трещинам, полостям и щелям в известняках. Некоторые покровы имеют мощность 0,5—1,5 м. Содержание P_2O_5 в белых фосфоритах иногда достигает 35—36 %. Запасы этих руд в Теннесси оцениваются примерно в 4 млн. т P_2O_5 .

Синие фосфориты тоже выделяются под таким названием условно. Они имеют часто серый или буроватый цвет, но со слегка голубоватым оттенком. Среди синих фосфоритов различаются четыре разновидности: глинистые, конгломератовые, оолитовые и компактные. Они тоже встречаются на поверхности в виде слоя мощностью 0,5—1,0 м. Содержание P_2O_5 в этих рудах колеблется от 30,4 до 33,6 %. Запасы в штате Теннесси составляют около 25 млн. т P_2O_5 .

В целом запасы всех типов фосфоритовых руд в Теннесси-Кентуккском бассейне могут превышать по имеющимся оценкам 60 млн. т P_2O_5 .

Флоридский фосфоритоносный бассейн находится на юго-востоке США, в пределах центральных, южных, северных и восточных районов штата Флорида. Этот бассейн — один из крупнейших в мире районов добычи фосфоритов. Высокое качество фосфоритов, их доступность и удобное местоположение способствовали созданию во Флориде крупной промышленности по добыче фосфоритов и производству фосфорных удобрений. Эксплуатация фосфоритов осуществляется на многих месторождениях, которые группируются в не-

сколько районов. Главнейшие из них следующие: Южно-, Центральное-, Северо-Центральное-, Северо- и Восточно-Флоридский, Южно-Джорджийский, Сент-Агастин и Саванна. Запасы фосфоритов Флоридского бассейна огромны. Они превышают 2 млрд. 200 млн. т P_2O_5 . Различается шесть типов руд: площадные галечниковые фосфориты, речные галечниковые фосфориты, известковые фосфориты, алюмофосфаты, твердые фосфориты и мягкие фосфориты. Наиболее широко развиты площадные галечниковые фосфориты, промышленные запасы которых составляют 600 млн. т P_2O_5 . На втором месте стоят твердые и мягкие фосфоритовые руды; их запасы оцениваются около 300 млн. т P_2O_5 . Алюмофосфатные руды по запасам (180 млн. т P_2O_5) занимают третье место. Речные галечниковые и известняковые фосфориты распространены ограниченно. Запасы первых около 12, а вторых всего лишь 4 млн. т P_2O_5 .

Время образования Флоридского фосфоритоносного бассейна приходится на интервал геологической истории между 8 и 12 млн. лет, охватывая конец миоценовой и начало плиоценовой эпох. Фосфориты накапливались в несколько этапов. Сначала в мелком теплом море, где процветало много разнообразных организмов, осаждались известняки, глины и пески с повышенным содержанием фосфатного материала в виде округлых, хорошо отполированных черных, серых и коричневых желваков размером от 0,1 мм до нескольких сантиметров. Фосфоритовых желваков в некоторых известняках очень много, до 25—30%. Прослеживаются такие известняки пластами мощностью до нескольких метров, а среднее содержание P_2O_5 в них может достигать 13—16 и даже 20% и больше. Подобные первично осажденные известковые пласты с повышенным количеством фосфора и относятся к известковым фосфоритовым рудам, которые в некоторых районах разрабатываются.

Дальнейшая геологическая история Флоридского бассейна была очень сложной. В конце миоценовой эпохи море с этой территории ушло. Ранее образовавшиеся породы (в том числе и фосфатные известняки) вышли на дневную поверхность и стали размываться под воздействием атмосферных осадков. В течение нескольких миллионов лет на некоторых участках известняки оказались полностью смыты, а их остатки в виде карбонатных глин, песков или песчано-глинистой массы были переотложены в низинах и речных долинах. Содержащиеся в известняках фосфоритовые желваки тоже много раз перемывались и переносились. Они скапливались в глинисто-песчаной массе, где образовывали линзы и слои фосфатного конгломерата и галечника. В результате была сформирована продуктивная фосфоритовая пачка пород, мощность которой изменяется от 0 до 15 м. Ее средняя мощность 7,5—9 м. К этой пачке приурочены почти все площадные галечниковые и речные фосфориты. Возможность их эксплуатации определяется рядом факторов, среди которых имеют значения мощность продуктивной пачки (минимальная около 1 м), мощность вскрышных пород, среднее содержание P_2O_5 (обычно оно колеблется от 31 до 35%) и ограниченное количество в рудах окислов железа и алюминия (не более 5%).

История образования фосфоритовых месторождений Флориды на этом не закончилась. Вновь сформированная, так сказать, вторичная продуктивная пачка, которая служит основным объектом эксплуатации, тоже стала подвергаться процессам размыва и выветривания. Наступило такое время, когда верхняя, ближе всего расположенная к поверхности, зона продуктивной пачки начала выщелачиваться. Здесь возникли участки пористых плотных, а также мягких фосфоритов. В самой верхней части была сформирована алюмофосфатная зона мощностью до 7—8 м, характерной особенностью которой служит присутствие повышенных количеств урана.

Алюмофосфатные руды до недавнего времени не использовались. Но уже разработана технология их переработки, при которой не только извлекается, но и увеличивается содержание фосфора в удобрении почти в полтора раза.

Наиболее крупные и богатые фосфоритовые месторождения находятся в Центральном-Флоридском районе, который расположен к востоку от г. Тампа — крупного порта на берегу Мексиканского залива. Только в одном этом районе в 1970 г. было добыто около 35% мирового производства фосфоритов. Из этой цифры можно понять, какое большое экономическое значение имеет Флоридский фосфоритоносный бассейн. Но пужно сказать, что действительные запасы бассейна далеко еще не оценены. Огромные залежи фосфоритовых руд (свыше 500 млн. т P_2O_5) предполагаются на севере Флориды и в южных районах Джорджии. Сейчас они не промышленные, но перспективы их освоения в будущем очень велики. Запасы Восточно-Флоридского и Южно-Флоридского районов также огромны — около 600 млн. т P_2O_5 .

Приатлантический фосфоритоносный бассейн расположен на побережье Атлантического океана, в пределах штатов Южная Каролина и Северная Каролина. Некоторые исследователи выделяют здесь два самостоятельных бассейна — Южно-Каролинский и Северо-Каролинский, но, по-видимому, во время фосфоритонакопления оба эти района входили в состав единого крупного седиментационного бассейна, а отделились они один от другого уже в последующие эпохи. Приатлантический фосфоритоносный бассейн, как и Флоридский, имел сложную геологическую историю. Фосфоритовые руды образовывались в миоцене и плиоцене, т. е. также приблизительно 8—12 млн. лет тому назад. Первоначально накопились морские известняки, глины и пески с фосфатными округлыми зернами и фосфатизированными остатками зубов, костей и раковин. Затем эти породы с повышенным содержанием фосфора размывались, в результате чего сформировались площадные и речные фосфориты. Они прослеживаются на изолированных участках в виде фосфатной пачки мощностью от 1 до 6 м. Эти фосфориты достаточно хорошо сохранились и эксплуатируются на ряде месторождений, некоторые из них уже исчерпаны.

Фосфоритовые месторождения Южной Каролины перестали разрабатываться еще в 1938 г. Но до этого они интенсивно эксплуатировались. Здесь было добыто за всю промышленную историю

свыше 10 млн. т руды. Добыча осуществлялась на следующих месторождениях (или районах): Уандо, Купер, Ашлей, Эдисто и Гусау.

В южных районах Северной Каролины в последние десятилетия разведаны огромные залежи фосфоритов в районе рек Пашлико и Панго в округе Бофорт. Тут фосфоритовый пласт достигает мощности более 30 м со средним содержанием P_2O_5 около 16%, при колебаниях от 13 до 26%. Запасы фосфоритов в Северной Каролине могут превышать по самым скромным подсчетам 550 млн. т P_2O_5 . Известно также еще одно крупное месторождение — Хамфри.

Фосфоритоносный бассейн Фосфория находится на западе США, в Скалистых горах. Он занимает площадь около 355 тыс. км², которая протягивается с севера на юг, от северных районов Монтаны до северной окраины Юты, захватывая прилегающие участки востока Айдахо, запада Вайоминга и северо-востока Невады. Фосфориты имеют здесь пермский возраст. Они накопились приблизительно 250—260 млн. лет тому назад в окраинной зоне крупного залива моря, который на западе соединялся с открытым океаном.

Фосфоритоносные отложения уже давно превратились в крепкие породы, которые в настоящее время выходят на поверхность во многих районах Скалистых гор. Они встречаются на любой высоте и по условиям своего залегания занимают самое различное положение: то вертикально погружаются в глубь земли, то прослеживаются в виде горизонтальных слоев. В целом фосфориты выходят на поверхность на протяжении 720 км вдоль полосы, протягивающейся от г. Гаррисона в Монтане до г. Вернала в Юте.

На территории бассейна выявлено большое количество фосфоритовых месторождений. В пределах юго-восточных районов Айдахо разведано 19 месторождений, которые группируются на 9 площадях: Аспен, Георгтаун-Каньон, Вебстер, Хот-Спрингс, Парис-Каньон, Монпелир-Каньон, Расмуссен, Шмидт, Форт-Халл. На площади Аспен, которая охватывает одноименный хребет, имеется 5 месторождений. Столько же их насчитывается на площади Георгтаун-Каньон. По два месторождения установлено на площадях Шмидт и Форт-Халл.

На всех этих месторождениях прослеживаются четыре фосфоритовых пласта. Однако эксплуатируются только два из них: самый нижний — базальный и самый верхний — кровельный. Базальный пласт изменяется по мощности от 1,5 до 3,0 м. Содержание P_2O_5 в нем достигает 32—34%. Кровельный пласт имеет мощность 1,5—2,5 м и содержит от 30 до 36% P_2O_5 . Фосфоритовые пласты нередко оолитовые или пеллетные. Запасы фосфоритов в штате Айдахо составляют более 3 млрд. т P_2O_5 .

В Монтане известно пять месторождений (или фосфоритоносных районов): Гаррисон, Питтсбург, Мелроуз, Филипсбург-Маквилл и Йеллоустон-Парк. На месторождениях Гаррисон и Питтсбург фосфоритовый пласт имеет мощность 1,0—1,5 м со средним содержанием P_2O_5 около 32%. В пределах месторождения Мелроуз фосфориты темные оолитовые мощностью от 0,6 до 1,8—2,0 м, с со-

держанием P_2O_5 27,5—30%. На площади месторождения Филипсбург-Максвилл прослеживается несколько линз глинистых фосфоритов, образующих фосфоритовый горизонт мощностью от 3—3,5 до 4,5—5 м. Фосфоритовые линзы имеют мощность около 0,5—1,5 м. Они содержат от 30 до 33,5% P_2O_5 . На месторождении Йеллоустон-Парк установлено два пласта фосфоритов. Нижний пласт, мощность которого колеблется в пределах 1,3—1,8 м, содержит 32% P_2O_5 , а верхний мощностью 0,3—0,4 м — около 29,3% P_2O_5 . Запасы в Монтане достигают свыше 150 млн. т P_2O_5 .

В штате Юта обнаружено четыре фосфоритовых месторождения: Северный Уосатч, Центральный Уосатч, Южный Уосатч и Уишта. На месторождении Северный Уосатч развиты нодулярные и пеллетные фосфоритовые руды. Они слагают три горизонта, которым присвоены индексы А, В и С. Горизонт А имеет мощность от 1,5 до 2,2 м и содержит от 30,5 до 34,0% P_2O_5 ; В и С достигают мощности 1,0—1,5 м, а содержание P_2O_5 в них меняется в пределах 24—26% P_2O_5 . На других месторождениях штата прослеживаются либо нижний, либо верхний фосфоритовые горизонты. Их мощность не превышает 1,5 м и они более бедные с содержанием P_2O_5 от 20 до 27—29%. Запасы фосфоритов в штате Юта оценены более 360 млн. т P_2O_5 .

В штате Вайоминг установлено два месторождения фосфоритов: Твин-Крик и Макфи, на которых прослежено два пласта, мощность каждого из них около 1,2 м. Содержание P_2O_5 в нижнем пласте 23—25%, а в верхнем — в среднем 16%.

Запасы фосфоритов бассейна Фосфория оценивались много раз. Они достигают по последним данным свыше 3,5 млрд. т.

Фосфоритоносные бассейны и месторождения фосфоритов Канады

В Канаде имеется один сравнительно небольшой фосфоритоносный бассейн, который расположен в Скалистых горах, в пограничных районах между провинциями Альберта и Британская Колумбия. Он называется Банф, потому что находится в пределах национального парка Банф. Эксплуатация фосфоритов здесь не ведется.

Фосфоритоносный бассейн Банф простирается с северо-запада на юго-восток более чем на 120 км и имеет максимальную ширину 50—80 км. Фосфориты на этой площади приурочены к толще осадочных пород каменноугольного возраста. Они накапливались приблизительно 300—315 млн. лет тому назад. Здесь распространены песчаники с фосфоритовыми окатышами, массивные и оолитовые фосфориты, которые образуют горизонт мощностью 15—20 м. Залегают фосфориты среди кварцитов в виде слоев мощностью 0,3—0,5 м. Содержание P_2O_5 в этих слоях колеблется от 8 до 27, составляя в среднем около 18—20%. Запасы фосфоритов бассейна оцениваются примерно в 1 млн. т P_2O_5 .

Фосфоритоносные бассейны и месторождения фосфоритов Мексики

На территории Мексики в настоящее время имеется три фосфоритоносных бассейна: Санто-Доминго, Центральной мезы и Сан-Хуан-де-ля-Коста.

Фосфоритоносный бассейн Санто-Доминго находится на Тихоокеанском побережье п-ова Калифорния, вокруг лагуны Санто-Доминго. Здесь на площади около 180 км² разведаны желваковые фосфориты. Запасы их огромны — не менее 1,5 млрд. т Р₂О₅. Возраст фосфоритов определяется поздним мелом (около 80—90 млн. лет). Желваковые фосфориты сравнительно легко обогащаются. Получаемый концентрат содержит до 25—30% Р₂О₅.

Бассейн Центральной мезы (или Центрального плато) расположен в штате Сан-Луис-Потоси. Он занимает площадь в 26 тыс. км². Фосфориты здесь залегают среди известняков, алевролитов и грубозернистых песчаников. Мощность фосфоритоносного горизонта колеблется от 4 до 8 м. Содержание Р₂О₅ изменяется в очень больших пределах, но в среднем составляет около 15—20%. В ряде районов, например на месторождении Салинос, развиты алюмофосфатные руды, связанные со вторичными преобразованиями первичнофосфоритовых пород. Для фосфоритов характерно присутствие небольшого количества урана. Запасы фосфоритов в бассейне оцениваются в 25 млн. т. Р₂О₅. Образование фосфоритоносного бассейна приходится на конец юрского периода. Он существовал приблизительно 135—140 млн. лет тому назад.

В бассейне Сан-Хуан-де-ля-Коста запасы подсчитаны около 9,0 млн. т Р₂О₅.

Фосфоритоносные бассейны и месторождения фосфоритов Южной Америки

Южная Америка, как и другие континенты Земли, также богата фосфоритами. Здесь обнаружено пять крупных фосфоритоносных бассейнов: Сечура, Колумбийский, Фалькон, Пернамбуко-Параиба и Парнаиба.

Фосфоритоносный бассейн Сечура находится в западной части пустыни Сечура, которая простирается вдоль Тихоокеанского побережья Перу. Пустыня представляет собой однообразную равнину, полого понижающуюся от подножий Анд к Тихому океану. С запада она ограничена горами Ильескас. Фосфориты в бассейне Сечура накапливались в миоценовую эпоху, в течение интервала геологического времени 10—25 млн. лет.

На территории бассейна установлены три главные фосфатные зоны: 1) нижняя — Диана, 2) средняя — Нулевая и 3) верхняя — Минерва. Отдельные пласты фосфоритов выдержаны на больших площадях и характеризуются постоянными мощностями и содержаниями Р₂О₅. Фосфориты преимущественно пеллетные. Они пересла-

иваются с диатомитами, которые тоже имеют повышенное содержание P_2O_5 (от 1 до 7%).

Рудная зона Диана наиболее богатая и самая мощная. Она содержит семь пластов фосфоритов, которые обозначаются сверху вниз номерами (1—7). Самый нижний пласт 7, залегающий глубже всех, имеет мощность 4,3 м и содержит в среднем 10% P_2O_5 . Мощность пластов 5 и 6 немного меньше 1 м, среднее содержание P_2O_5 в них около 18%. Пласт 4, имеющий мощность 0,3 м, тоже содержит 18% P_2O_5 . Суммарная мощность пластов 1, 2 и 3 достигает 10 м при содержании P_2O_5 в каждом из них соответственно 23,7, 14,1 и 22,6%. Все эти фосфоритовые руды отличаются хорошей сортированностью и мелкозернистостью. Они, несмотря на относительно низкое содержание фосфора, легко обогащаются с получением концентрата, имеющего 27—30% P_2O_5 при извлечении 65—75%.

Нулевая рудная зона имеет только один фосфоритовый пласт, который обозначается индексом 0. Мощность его почти 6,3 м при среднем содержании P_2O_5 всего лишь 9%. Однако руда может быть обогащена, с доведением содержания P_2O_5 в концентратах до 24—25%.

Рудная зона Миперва характеризуется очень большим постоянством на значительной площади бассейна. В ней содержатся два фосфоритовых пласта, сложенных зернистыми и пеллетными фосфоритами с многочисленными обломками костей, чешуей и зубов рыб, а иногда и крупных костей животных (по-видимому, китов). Встречаются также фосфатные конкреции. Мощность нижнего пласта около 7, а верхнего — 8,7 м. Содержания P_2O_5 в среднем равны соответственно 6,2 и 5,2%. Руды, как видно, бедные, но они хорошо обогащаются. Получаемый концентрат содержит не менее 26% P_2O_5 при извлечении, по крайней мере, 60%.

Общие запасы фосфоритов в бассейне Сечура подсчитаны примерно в 170 млн. т P_2O_5 .

Колумбийский фосфоритоносный бассейн образовался в конце мелового периода и существовал приблизительно 70—90 млн. лет тому назад. В течение этого времени в северных и центральных районах Колумбии было мелкое море, на дне которого накапливались осадки, обогащенные фосфором. В одних участках моря осаждались известняки, кремни и черные глины с зернами, пеллетами и нодулями фосфатного материала, а в других — глины, пески и кремнезем с хорошо окатанными зернистыми фосфоритами. Эти породы в настоящее время либо залегают на небольшой глубине, либо даже обнажены на поверхности.

На территории бассейна выделено четыре площади, где развиты фосфоритоносные породы: Маракайбская, Средне-Магдаленская, Толима и Бояка. Иногда они относятся к самостоятельным бассейнам. Маракайбская площадь находится на северо-западе Колумбии, в пограничных районах с Венесуэлой и охватывает впадину оз. Маракайбо, Средне-Магдаленская расположена в среднем течении р. Магдалены, а Толима — в верховьях этой же реки. Площадь Бояка занимает северо-восточные районы страны на склонах Восточных Кордильер, обращенных к бассейну р. Мета.

В пределах Колумбийского бассейна выявлено одиннадцать месторождений и проявлений фосфоритов. Наиболее изучены два месторождения: Сардината и Ла-Конеджера (они разрабатываются). Фосфоритовые руды весьма богаты. В некоторых пластах содержание P_2O_5 достигает 30 и даже 35 %.

Запасы фосфоритов в бассейне подсчитаны в следующем количестве: 5 млн. т P_2O_5 промышленных, 12 достоверных и более 100 предполагаемых.

Фосфоритоносный бассейн Фалькон расположен на северо-западе Венесуэлы, в пределах штата Фалькон, восточнее г. Коро на побережье Карибского моря. Время образования бассейна — позднемеловая эпоха (около 80—90 млн. лет тому назад). Вблизи г. Риесито фосфориты эксплуатируются. Запасы этого месторождения оценены свыше 1 млн. т P_2O_5 . Общие же запасы фосфоритовых руд бассейна не известны.

Фосфоритоносный бассейн Пернамбуку-Параиба находится на самом востоке Бразилии, в прибрежных районах Атлантического океана, в пограничной территории между штатами Пернамбуку и Параиба. Фосфориты приурочены тут к отложениям позднего мела (их возраст такой же, как в бассейнах Фалькон и Колумбийском, т. е. 70—90 млн. лет). Полоса фосфоритоносных отложений прослежена более чем на 150 км от г. Ресифи на юге до г. Джоа на севере. Она имеет ширину около 10 км. Мощность отдельных пластов фосфоритовых руд в среднем 1,2 м. Среднее содержание P_2O_5 в пластах колеблется от 10 до 27%. Залегают они на глубине от 4 до 70 м и доступны во многих районах для карьерной разработки.

На некоторых участках (например, на месторождениях Форпуди-Кал и Фрагозу в окрестностях г. Олинда) прослежен фосфоритовый пласт мощностью 4 м при содержании P_2O_5 18—23%. В 1974 г. было обнаружено месторождение Патус-де-Минас с запасами 42 млн. т P_2O_5 .

Запасы фосфоритов в бассейне приблизительно достигают 70 млн. т P_2O_5 .

Фосфоритоносный бассейн Парнаиба расположен в Бразилии, на территории штата Мараньян, в бассейне р. Парнаиба. Возраст бассейна позднемеловой (70—90 млн. лет). Здесь выявлено месторождение фосфоритов Пирокауа. Фосфоритовые пласты содержат 26—27% P_2O_5 . Запасы месторождения оцениваются около 5 млн. т P_2O_5 . Общие запасы не известны.

Фосфоритоносные бассейны и месторождения фосфоритов Австралии

На территории Австралии фосфориты обнаружены во многих районах. Они известны в Квинсленде и на Северной территории, на юго-востоке в Новом Южном Уэльсе, на юге в горах Аделаида и на юго-западе в бассейне Перт. Однако крупных бассейнов, в которых выявлены промышленные месторождения фосфоритов, в Австралии в настоящее время установлено только два: Джорджина и Перт.

Фосфоритоносный бассейн Джорджина относится к весьма крупным. Он находится в северо-западной части Квинсленда и восточной части Северной территории, охватывая плато Беркли, северную окраину пустыни Арунта и бассейн р. Джорджина. Площадь фосфоритоносного бассейна 270 тыс. км².

Фосфориты в бассейне Джорджина сформировались в начале среднекембрийской эпохи, приблизительно 520—530 млн. лет тому назад.

В пределах бассейна обнаружено 17 месторождений фосфоритовых руд, многие из которых располагаются в полосе, протягивающейся почти что на 1000 км вдоль восточной и северо-восточной окраины. Наиболее крупные месторождения имеют длину до 25 км и ширину от 300 м до 7 км. Мощность фосфоритовых пластов изменяется от 1,5 до 37 м. Запасы фосфоритов в бассейне могут превышать 600 млн. т P_2O_5 . Выявленные месторождения группируются в четыре района: юго-восточный, восточный, северо-восточный и западный.

Юго-восточный район включает месторождения Дачесс, Ардмор и Квита-Крик. Самое крупное из них Дачесс. Фосфоритовые руды представлены здесь фосфатными известняками и кремнистыми фосфоритами, которые прослеживаются в виде пластов суммарной мощностью 10—15 м. Содержание P_2O_5 в среднем 18%. Запасы месторождения более 350 млн. т P_2O_5 .

На площади восточного района выявлено пять месторождений: Ди-Три, Леди-Анни, Леди-Джейн, Шеррин-Крик, Лили-Крик. Месторождение Ди-Три имеет размеры 25 × 4 км. Оно содержит три пласта фосфоритовых руд с максимальной мощностью 12, а средней около 6 м. Содержание P_2O_5 в рудах составляет немногим больше 16%. Запасы месторождения оцениваются в 7—8 млн. т P_2O_5 . На месторождении Лили-Крик мощность фосфоритов колеблется от 6 до 27 м. Также резко меняется мощность и на месторождении Леди-Анни, запасы которого не превышают 3,5—4 млн. т. Месторождение Шеррин-Крик отличается низким качеством фосфоритовых руд.

Северо-восточный район охватывает следующие небольшие месторождения: Хайланд-Плейнс, Маунт-О'Копнор, Бабблин-Брук-Хилл, Риверслей, Маунт-Дженнифер и Фантом-Хиллас. Наиболее распространены на этих месторождениях фосфатно-кремнистые брекчиевые руды. Их средняя мощность изменяется от 2,5 до 10 м. Содержание P_2O_5 составляет 10—15%.

Западный район включает месторождения Элрой, Александрия и Уонарах. Мощность пластов фосфоритовых руд на этих месторождениях колеблется в широких пределах — от нескольких до 19—22 м. Руды невысокого качества. Содержание P_2O_5 в них меняется от 10 до 16%.

Фосфориты в бассейне Джорджина подразделяются на четыре типа: 1) микрозернистые или пеллетные, 2) аргиллитоподобные, 3) вторичные (их также называют фосфоритами замещения), 4) брекчиевые. Эксплуатация фосфоритов была начата в конце

60-х годов на месторождении Дачесс. В 1978 г. добыча была прекращена. В настоящее время разработка фосфоритов в бассейне возобновлена.

Фосфоритоносный бассейн Перт находится на Западном побережье Австралии, в 160—170 км севернее г. Перт. Здесь на площади длиной 40 и шириной 6 км прослежено два фосфоритовых пласта мощностью около 0,5—0,6 м каждый. Нижний пласт содержит в среднем 1,0—8,0% P_2O_5 , а верхний — 14. Запасы фосфоритов в бассейне не известны.

Фосфоритоносные бассейны и месторождения фосфоритов на дне Мирового океана и на островах

Фосфориты и фосфатные осадки широко распространены на дне Тихого, Индийского и Атлантического океанов. Они известны как в прибрежных районах в пределах шельфовых зон и верхней части континентального склона, так и в пелагических районах океанов, преимущественно на подводных горах. Кроме того, на многих островах имеются залежи гуано, некоторые из них разрабатываются. Мы кратко охарактеризуем эти месторождения и проявления фосфоритов.

Большая часть шельфовых фосфоритов локализована в четырех крупнейших фосфоритоносных провинциях, которые Г. Н. Батулин называет Восточно-Атлантической, Западно-Атлантической, Калифорнийской и Перуано-Чилийской.

Восточно-Атлантическая провинция охватывает четыре бассейна: Агульяс, Юго-Западного шельфа Африки, Западного шельфа Центральной Африки и Северо-Западного шельфа Африки. Эти бассейны вытянуты вдоль шельфовой зоны и протягиваются в виде сравнительно узких полос на много сотен и даже тысяч километров.

Бассейн Агульяс находится на шельфе южной оконечности Африки, в районе банки Агульяс. Фосфориты распространены здесь на дне океана, на глубинах преимущественно от 100 до 500 м. Они либо желваковые, либо конгломератовидные. Желваковые фосфориты представлены фосфоритизированными известняками, нередко с ожелезненными и глауконито-кварцевыми песчаниками. Конгломератовые фосфориты состоят из галек фосфоритизированных известняков, соединенных фосфатизированным глауконито-кварцевым песчаником. Содержание P_2O_5 в фосфоритах и фосфатизированных породах бассейна Агульяс колеблется в очень больших пределах — от 1,0 до 24%. Фосфориты образовывались в олигоцене и миоцене, приблизительно от 10 до 30 млн. лет тому назад. Но после этого они неоднократно размывались и переотлагались, и поэтому сейчас находятся на дне океана. Суммарные запасы фосфоритов при мощности 1,0 м и среднем содержании P_2O_5 16% оцениваются более 23 млн. т P_2O_5 . Фосфориты легко обогащаются. Эксперименты показали, что из них получают удобрения с усвояемостью на уровне суперфосфата.

Бассейн Юго-Западного шельфа Африки охватывает шельф Намибии от устья р. Кунене до устья р. Оранжевой и западную часть шельфа ЮАР от мыса Кейн. Длина бассейна свыше 3000 км, а ширина от 100 до 200 км. Глубина океана колеблется тут от 140—160 до 270—400 м. В пределах бассейна на поверхности дна шельфа распространены обогащенные фосфором осадки. Наиболее обширная зона повышенных содержаний фосфора (до 23% P_2O_5) занимает район между устьями рек Оранжевой и Уолфиш. Южнее фосфатные осадки содержат до 9% P_2O_5 и встречаются в виде разрозненных пятен. Фосфориты представлены фосфатными песками, плитами, глыбами, крупными конкрециями, рыхлыми и уплотненными стяжениями, копролитами, костями рыб и морских млекопитающих. Фосфатные пески содержат 6—23%, мелкозернистые плиты и глыбы — от 10 до 22%, брекчиевидные и конгломератовидные плиты и глыбы — от 19 до 29%, кости рыб и животных — от 18 до 28% P_2O_5 . Образование фосфоритов на территории Юго-Западного шельфа Африки началось несколько миллионов лет тому назад и продолжалось до современной эпохи.

Бассейн Западного шельфа Центральной Африки протягивается вдоль берега Африки от Гвинеи до Анголы более чем на 3000 км. На дне шельфовой зоны, имеющей ширину около 100—250 км, развиты фосфатизированные известняки, песчаники и копролиты. Содержание P_2O_5 в этих осадках составляет 9—13%. Возраст фосфоритов считается неогеновым, т. е. превышает 2 млн. лет.

Бассейн Северо-Западного шельфа Африки включает в себя шельфы Марокко и Сахары. Здесь на глубине от 100 до 750—800 м в виде узкой полосы, протягивающейся вдоль берега, развиты фосфатные известковые пески, фосфоритовые конгломераты и фосфатизированные известняки. Фосфатные пески распространены на внешнем шельфе Марокко (между Агадиром и Рабатом) и Северной Сахары, в средней части шельфа Марокко (между Сафи и Аль-Джидида). Содержание P_2O_5 в песках достигает 7—8%. Фосфоритовые конгломераты обычно встречаются на глубинах 150—300 м. Содержание P_2O_5 в них колеблется от 10 до 23%. Образование фосфоритов было связано с размывом и переотложением на дне шельфа древних фосфоритовых пород, которые развиты в прилегающих районах Африки, в частности, в пределах Марокканского и Западно-Сахарского фосфоритоносных бассейнов. Кроме того, источником фосфатного материала в рыхлых осадках шельфа были древние известняковые фосфатоносные породы, обнажающиеся на дне. Площадь развития фосфатных осадков в бассейне 3300 км². Мощность 5 м. Запасы P_2O_5 оцениваются примерно в 430 млн. т.

Территория Западно-Атлантической провинции может являться самостоятельным крупным фосфоритоносным бассейном, простирающимся от южной оконечности Флориды на юге до банки Джорджес на севере вдоль Атлантического побережья США. Провинция (или бассейн) имеет длину свыше 1400 км и ширину 150—200 км. В ее пределах установлено несколько районов, где обнаружены фосфатные пески, фосфоритовые конкреции, плиты и разнообраз-

ные фосфатизированные породы. Это — плато Блейк, терраса Пуртале, шельф Джорджии и Северной Каролины, банка Джорджес.

Плато Блейк расположено к востоку от Флориды. Глубина моря изменяется тут от 300 до 800 м. Рыхлые осадки на плато практически отсутствуют. Фосфориты распространены в северной и западной, более мелководных, частях плато. Восточнее находится зона, где фосфориты перекрываются марганцевыми корками, иногда срастающимися в сплошную плиту. Фосфориты представлены конкрециями и фосфатизированными известняками. Содержание P_2O_5 в конкрециях колеблется в пределах 20,26—23,53%. Образование фосфоритов на плато Блейк происходило еще в меловую эпоху (70—90 млн. лет тому назад). В настоящее время они слагают дно океана и размываются морскими водами.

Подводная терраса Пуртале находится на континентальном шельфе южной оконечности п-ова Флорида. Протяженность террасы 185 км, ширина 30 км. Фосфориты найдены на глубинах от 227 до 513 м на площади размером 110×8 км. Они представлены конкрециями, конгломератами, фосфатизированными известняками и костями морских млекопитающих. Все эти породы, обнажающиеся на дне, имеют миоценовый возраст (около 10—15 млн. лет). Они аналогичны фосфоритам, развитым во Флоридском фосфоритоносном бассейне.

На шельфе Джорджии и Северной Каролины распространены преимущественно слабофосфатные кварцево-известковые пески. Фосфатный материал представлен черными и коричневыми желваками размером до 8 см и хорошо окатанными зернами. Фосфоритовые пески обычно залегают на глубине 30—40 м от уровня моря. Мощность песков немного более 7 м. Содержание P_2O_5 в них колеблется от 1,5 до 7,37%. Образовались фосфоритовые пески за счет размыва фосфоритов Приатлантического фосфоритоносного бассейна и транспортировки фосфатных зерен с берега реками, а также за счет размыва и вторичного обогащения древних фосфоритов, обнажающихся на дне.

Банка Джорджес находится на самом севере провинции. Здесь найдены стяжения и желваки фосфоритов. Площадь их распространения пока еще не околтурена.

Калифорнийская провинция тоже может считаться самостоятельным единым фосфоритоносным бассейном, который простирается вдоль западного побережья США и Мексики от мыса Рейес, что севернее Сан-Франциско, до южной оконечности п-ова Калифорния на расстояние свыше 2000 км.

У побережья Калифорнии (США) фосфориты встречаются на внешней части континентального шельфа, на островных шельфах, на вершинах и склонах подводных банок и холмов, на склонах котловин и подводных каньонов. Фосфориты были найдены на глубинах от 80 до 2800 м, но подавляющее их число (95%) обнаружено на глубине менее 380 м. Фосфориты слагают зерна, плиты и разнообразные по форме конкреции. Максимальные размеры фосфоритовых стяжений 60×50×20 см. Средний размер в поперечнике

5 см. Залежи фосфоритов обычно вытянуты на 80—100 и даже 120 км и имеют ширину от 15 до 30—40 км. Содержание P_2O_5 в конкрециях колеблется от 20 до 30%. Однако среднее содержание фосфора в осадках значительно меньше. Фосфориты образовывались в бассейне в две стадии. Они накапливались где-то между 8—15 млн. лет тому назад, затем размывались и переотлагались. После этого зерна, обломки и конкреции были вновь сцементированы фосфатным материалом. В современную эпоху фосфоритообразование в бассейне не происходит.

На западном шельфе п-ова Калифорния фосфориты распространены в полосе шириной до 80 км. Площадь, занятая фосфоритами, составляет около 13 тыс. км². Они встречаются главным образом на глубинах до 100 м. Преимущественно развиты фосфоритовые пески. Их образование связывается с размывом и переотложением более древних фосфатоносных пород. Общие запасы фосфоритов оцениваются в 1,5—4,0 млрд. т P_2O_5 .

Перуано-Чилийская провинция — самостоятельный фосфоритоносный бассейн. Он находится у побережья Перу и Чили, занимая шельф и верхнюю часть континентального склона с глубинами преимущественно 100—450 м. Длина бассейна около 1600 км, а максимальная ширина 15—32 км. Фосфатоносные осадки сложены мягкими, рыхлыми, уплотненными и плотными фосфатными зернами и стяжениями, фосфатизированными копролитами, костями рыб и морских млекопитающих. Содержание P_2O_5 в осадках колеблется от 1—2 до 18,5—23,7%. Образование фосфоритов происходило в течение последних 1—2 млрд. лет и продолжается в современную эпоху.

Кроме только что упомянутых крупных фосфоритоносных провинций и бассейнов, приуроченных к шельфовым зонам, в пределах акватории Мирового океана выявлено несколько небольших по площади скоплений фосфоритов. Одно из них находится на шельфе о-ва Сокотра, второе — на шельфе Западного Индостана, а третье — на подводном поднятии Чатам в Тихом океане.

Фосфоритоносный бассейн Сокотра расположен на юго-западном подводном склоне одноименного острова. Фосфориты найдены на глубине 210 м. Они встречаются в виде конкреций и галек размером 2—5 см, весьма разнообразных по форме. Цвет их темно-коричневый. Содержание P_2O_5 достигает 27—28%. Предполагается, что фосфоритовые гальки принесены на дно водными потоками с о. Сокотра и прилежащих островов.

Бассейн шельфа Западного Индостана находится у юго-западной оконечности Индостанского полуострова. Здесь на глубине от 200 до 300 м обнаружены фосфатные образования в форме трубок длиной 35 и диаметром 8—9 см с внутренним сквозным каналом, диаметр которого 1,8—3 см. Поверхность трубок неровная, мелкобугристая. Содержание P_2O_5 в этих фосфатных образованиях колеблется от 4,9 до 7,6%. Они залегают среди известковых песков с примесью глинистого материала.

Бассейн Чатам расположен восточнее Новой Зеландии. Фосфоритоносные осадки представлены гравийными песками, черными

Фосфоритовыми конкрециями и раковинами. Содержание P_2O_5 в фосфоритах достигает 19—25%. Возраст фосфоритов превышает 2 млн. лет. Фосфориты распространены на площади 4600 км², где они залегают на глубинах до 350 м. Запасы оцениваются в 40 млн. т P_2O_5 .

За пределами подводных окраин континентов, в пелагической зоне океанов, фосфориты также распространены весьма широко. Они установлены на подводных горах в Тихом, Атлантическом и Индийском океанах. В большинстве случаев подводные горы, на которых найдены фосфориты, имеют плоские вершины и относятся к так называемым гайотам. Они группируются в отдельных районах Мирового океана, занимая нередко значительную площадь. Это позволяет, хотя и условно, обособлять районы, где много подводных гор с фосфоритами, в самостоятельные весьма своеобразные фосфоритоносные бассейны. В настоящее время в пелагической части Мирового океана можно наметить девять таких бассейнов. Пять из них находятся в Тихом океане (Маркус-Неккер, Милуоки, Минихики, Тасмановский и Кука), два — в Индийском (Кокосовый и Западно-Австралийской котловины) и два — в Атлантическом (Авес и Ян-Майен).

Бассейн Маркус-Неккер охватывает многочисленные гайоты в подводной горной системе Маркус-Неккер, которая находится в северо-западной части Тихого океана. Бассейн протягивается более чем на 5000 км с востока на запад и имеет ширину около 400—500 км. Глубины океана, с которых подняты фосфориты, колеблются от 300 до 4000 м, но плоские вершины подводных гор находятся обычно на глубинах 1000—2500 м. Фосфориты встречены также и у подножий отдельных гор на глубинах 5000 и даже 6160 м. Сюда они попали с вершин гайотов подводными течениями.

Бассейн Милуоки находится в пределах одноименной банки, которая расположена в южной части Императорских гор на северо-западе Тихого океана. **Бассейн Минихики** приурочен к подводному плато того же названия, находящемуся в юго-западной части Тихого океана севернее островов Кука. **Тасмановский бассейн** расположен восточнее Австралии, в пелагической зоне Тасманова моря, где широко развиты гайоты с фосфоритами на вершинах. **Бассейн Кука** находится южнее о-ва Раротонга, входящего в систему островов Кука.

Фосфориты всех этих бассейнов исключительно разнообразны. Наиболее развиты фосфатизированные известняки, нередко переселенные остатками организмов: моллюсков, кораллов, водорослей, строматопор, конодонт, иглами и пластинками панцирей морских ежей, фораминифер и пр. Кроме того, на подводных горах фосфатноносных бассейнов Тихого океана широко распространены глыбы фосфатизированных туфобрекчий и базальтов. Фосфат в этих породах заполняет поры, трещины и промежутки между обломками. Некоторые глыбы базальта покрыты тонкой пленкой или корочкой фосфата. Изредка встречаются кремнисто-фосфатные породы. Содержание P_2O_5 в фосфоритах изменяется в широких пределах —

от 4 до 32%. В плотных фосфатизированных известняках оно достигает 29—32, а в рыхлых — 18—23%. Фосфатизированные базальты содержат от 4 до 11% P_2O_5 . Возраст фосфоритов различен и колеблется от позднего мела (70—80 млн. лет) до современной эпохи. Наиболее молодые фосфатные породы обнаружены на гайтах Тасмапова моря.

Фосфоритоносные бассейны Кокосовой и Западно-Австралийской котловины, находящиеся в юго-западной окраине Индийского океана, намечаются условно. Фосфориты здесь были подняты в нескольких местах и поэтому границы бассейнов остаются пока еще не выясненными. Обломки и глыбы известняков с линзовидными прослойками плотных белых и рыхлых коричневых фосфоритов найдены на склоне горы Щербакова и на одной из безымянных подводных гор в Западно-Австралийской котловине. Содержание P_2O_5 в фосфоритах колеблется от 22,7 до 32,5%. Их возраст различный: меловой, палеогеновый и миоценовый.

Фосфориты и фосфатные породы в **бассейнах Авес и Ян-Майен**, которые находятся в Атлантическом океане (первый — в Карибском море, а второй — у Гренландии), представлены фосфатизированными известняками, конгломератами, аргиллитами и алевролитами. Содержание P_2O_5 в них меняется от 10—15 (аргиллиты, алевролиты) до 24% (известняки). Возраст фосфоритов олигоценый (25—30 млн. лет) или миоценовый (10—15 млн. лет).

Очень большое количество фосфоритовых месторождений известно на многих островах Тихого, Индийского и Атлантического океанов. Эти месторождения островных фосфоритов представлены гуано и разнообразными фосфатизированными породами. Некоторые из месторождений хорошо изучены и длительное время эксплуатируются. Еще большее их число остается не исследованным и может быть весьма крупным. В настоящее время привести сколько-нибудь исчерпывающую характеристику всех островных месторождений фосфоритов просто невозможно. Мы упомянем лишь некоторые наиболее известные из них, чтобы можно было составить общее представление об этих важных источниках фосфорных удобрений.

Наиболее крупные запасы островных фосфоритов установлены на **о-ве Науру**. Он расположен в Тихом океане несколько южнее экватора. Ширина его 5, длина — 6,5 км. Фосфоритами занято 75% площади острова. Они преимущественно развиты на внутреннем плато. Фосфориты наблюдаются в виде корок на карбонатных породах, но большая их часть залегает между выступами карстового рельефа, во впадинах и пещерах. Среди фосфоритов распространены глинистые разновидности с тем или иным содержанием фосфатного песка. Большие полости заполнены фосфатными обломками размером от 0,5 до 7 см и более крупными фосфатными блоками. Содержание P_2O_5 в руде достигает 39—40%. Запасы превышают 25 млн. т P_2O_5 . Эксплуатируются фосфориты на о-ве Науру с 1902 г.

Широко развиты фосфориты на **о-ве Ошен**, который расположен недалеко от о-ва Науру. Запасы здесь достигают почти 10 млн. т

P_2O_5 . Фосфатные породы практически встречаются по всему острову. В его центре на высоте 60 м над уровнем моря мощность фосфоритов около 24 м, а средняя их мощность на острове 15 м. Фосфориты либо рыхлые, либо плотные. Содержание P_2O_5 в рудах колеблется от 30 до 40%.

В Тихом океане фосфориты обнаружены также на островах Мехетиа, Ангуар, Файс, Рота, Сайпан, Окино, Кита, Фиджи, Науа, Беллона, Уолпол, Сюрприз, Негрос, Илойло, Борнео и многих других.

О-в Мехетиа расположен в северо-западной части архипелага Общества, в 190 км севернее Таити. Фосфориты распространены главным образом в центре острова. Они представлены фосфатизированными известняками и фосфоритовыми песками. Содержание P_2O_5 составляет 36,6—38,35%. Запасы оцениваются примерно в 3—3,5 млн. т P_2O_5 . В настоящее время крупные залежи фосфоритов уже выработаны. В 1966 г. добыча фосфоритов была прекращена.

О-в Ангуар входит в состав островов Палау, лежащих западнее Каролинских островов. На острове развиты красные и белые фосфориты. Красные фосфориты заполняют в известняках расщелины толщиной около 1,5 м и глубиной от 3 до 7,5 м. Белые фосфориты прослеживаются в виде покровов, мощность которых меняется от 4,5 до 1,2 м. Эксплуатируются как красные, так и белые фосфориты. Красные извлекаются вручную, а белые — с помощью землечерпалок. Содержание P_2O_5 в рудах достигает 35—40%. Запасы белых фосфоритов чуть превышают 1,0 млн. т P_2O_5 .

На других упомянутых выше островах Тихого океана фосфориты весьма сходны с развитыми на Науру, Ошен, Мехетиа и Ангуар. Обычно они несколько хуже по качеству. Так, содержание P_2O_5 в фосфоритах о-ва Файс (Каролинские острова) около 30%, Рота и Сайпан (Марианский архипелаг) — до 28, Окино и Кита (острова Рюкю) — около 25—30, Онгео-Ндрики (острова Фиджи) — 16, Беллона и Реннель (Соломоновы острова) — 20—37, Уолпол и Сюрприз, что входят в состав Ново-Каледонских, — до 27%.

Запасы фосфоритов на этих островах обычно невелики, как правило, менее 1 млн. т P_2O_5 . Залежи небольшие. Несмотря на это, фосфориты эксплуатируются и вывозятся главным образом в страны Азии, в Австралию и Новую Зеландию, а также используются для местных нужд сельского хозяйства.

В Индийском океане наиболее крупные по запасам месторождения фосфоритов обнаружены на **о-ве Рождества**. Он находится в 300 км южнее о-ва Явы и имеет ширину 17 и длину 18 км. Фосфориты развиты во многих участках внутреннего плато. Они находятся между коралловыми останцами и прослеживаются в виде двух линз. Содержание P_2O_5 достигает 39%. Эксплуатация фосфоритов здесь началась еще в прошлом столетии в 1899 г. Она непрерывно продолжалась до 1941 г. Затем после японской оккупации добыча была прекращена и возобновилась в 1946 г. По масштабам эксплуатации островных фосфоритов о-в Рождества занимает сейчас второе место в мире после о-ва Науру. Здесь в 1980 г. было

добыто 647 тыс. т P_2O_5 , что составляет почти 1,5% мировой добычи фосфоритов. Фосфоритовые руды представлены тремя типами: А, В и С. Тип А — это в основном топкозернистые апатитовые руды, перекрывающие известняки и расположенные на наиболее высоких отметках острова. Тип С объединяет богатые почвенные руды, образованные при фосфатизации карбонатных и вулканических пород. Тип В — промежуточный, объединяющий руды типов А и С; они сформировались при смешении. Запасы этих руд оцениваются следующими цифрами: А — более 5,0, В — около 6 и С — 160 млн. т, а всего насчитывается больше 171 млн. т P_2O_5 .

На многих островах Индонезии известны пещерные фосфориты. Много таких месторождений на о-ве Ява, где выявлено 390 фосфоритоносных участков, расположенных в изолированных либо открытых, либо погребенных пещерах. В пещерах жили в больших количествах летучие мыши, экскременты которых послужили источником образования фосфоритов. Последние представлены преимущественно фосфатизированными известняками, содержащими до 33—35% P_2O_5 . Разрабатываются фосфориты на месторождениях Кромонг, Карангболонг, Кейен и Боджонегро. Кроме о-ва Явы, фосфориты встречаются также на островах Мадуро, Суматра и Калимантан. Общие запасы пещерных фосфоритов в Индонезии оцениваются выше 0,5 млн. т P_2O_5 .

Небольшие месторождения пещерных фосфоритов и гуано есть на Филиппинах. Их запасы составляют 500 тыс. т P_2O_5 . На о-ве Борнео также известны мелкие залежи гуано и фосфатизированных известняков, которые имеют небольшое количество P_2O_5 (от 5 до 10%). Запасы оцениваются всего лишь в несколько тысяч тонн P_2O_5 .

В восточной части Тихого океана, в 960 км от Мексики находится о-в Клиппертон. Это атолл. Его площадь около 8,2 км², включая лагуну, а площадь суши не более 1,2 км². На острове найдены фосфориты с содержанием P_2O_5 от 33,9 до 38,9%. Их запасы равняются 15—20 тыс. т P_2O_5 .

Несколько островов с фосфоритами обнаружено в Тихом океане у берегов Чили и недалеко от побережья Колумбии.

Месторождения фосфоритов известны на многих островах Карибского моря и Юго-Западной Атлантики. Так, на о-ве Кюрасао имеется фосфоритовое месторождение Санта-Барбара. Его размеры около 1 км в длину и 240 м в ширину. Мощность фосфоритов 18—21 м. Прослежены две разновидности фосфоритовых руд: твердые светлые и рыхлые, сложенные красными фосфатными гальками и песком. Содержание P_2O_5 в рудах высокое (33—38%). Запасы примерно 10 млн. т P_2O_5 . Залежи фосфоритов обнаружены также на островах Аруба, Бонайре, Лос Монгес, Авес, Лос Рокес, Барбуда, Кайман, Сил, Сен Мартен, Редонда, Алта Вега, Сомбреро, Невис и др. Все эти островные фосфориты связаны с фосфатизацией коралловых известняков, подвергшихся воздействию обогащенных фосфатом растворов, которые просачивались через залежи гуано.

Такие же фосфоритовые залежи установлены на островах вблизи побережья Бразилии: Трауира, Раиа, Анкора, Фернанду-ди-Ну-

ронья и др. Запасы гуано и фосфатизированных известняков на о-ве Трауира около 2 млн. т P_2O_5 , а на остальных островах — от 30 до 300 тыс. т.

Перечисленными островами не исчерпывается список известных месторождений и проявлений фосфоритовых руд. Мы привели очень краткие сведения только по наиболее изученным из них. Но можно с уверенностью сказать, что почти все острова, находящиеся в экваториальной и тропической зонах Мирового океана, содержат фосфоритовые залежи. Связано это с тем, что здесь живут огромные стаи птиц, гуано которых накапливается в течение многих десятков и сотен лет и служит источником образования залежей островных фосфоритов.

В заключение обзора фосфоритоносных бассейнов и месторождений фосфоритов мира можно привести следующие общие сведения. Мы дали краткую характеристику 80 фосфоритоносным бассейнам, обнаруженным в Евразии, Африке, Северной и Южной Америке, Австралии и в акватории Мирового океана на его дне и на островах. Выше упомянуто более 700 месторождений и проявлений фосфоритов, которые либо разрабатываются, либо могут разрабатываться в будущем. И это только залежи осадочных фосфоритов. Как видно, их очень много. И каждый год приносит новые открытия. Запасы фосфоритов на Земле велики. Можно сказать, что они более или менее равномерно распределены на континентах и на островах. Главная проблема заключается в освоении и рациональном использовании этих огромных богатств Земли на благо всего человечества.

АПАТИТОНОСНЫЕ ПРОВИНЦИИ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ АПАТИТОВ

Апатитоносная провинция — это более или менее обособленный крупный участок земной коры, в пределах которого обнаружены месторождения и проявления апатита, образовавшиеся в результате одного или нескольких этапов магматической деятельности. Различаются апатитоносные провинции между собой не только по составу магматических образований, но и по времени, когда происходило излияние магм на поверхность.

Месторождение апатитовых руд — это такое природное скопление апатитсодержащих пород на поверхности или в недрах Земли, которое и по содержанию фосфора, и по технико-экономическим условиям залегания, и по запасам выгодно для промышленной эксплуатации. Месторождения апатитов, как и вообще все другие месторождения полезных ископаемых, подразделяются на промышленные и непромышленные. К промышленным относятся месторождения, эксплуатация которых экономически рентабельна и технологически возможна уже в настоящее время или в ближайшем будущем. Непромышленные месторождения — понятие временное. Такими

считаются месторождения, которые пока еще не могут быть введены в промышленную разработку или по причине экономической невыгодности — из-за сложных условий залегания, или вследствие трудной доступности и большого удаления от обжитых районов, или по причине неразработанной технологии переработки руд.

Хотя на апатитовые месторождения приходится всего лишь около 15% современной мировой добычи фосфатных руд, значение их исключительно велико, особенно для Советского Союза. Большие запасы фосфатного сырья в СССР сосредоточены в Карело-Кольской провинции и связаны с апатитами. Они составляют около одной трети разведанных запасов и обеспечивают более 60% производства фосфорного апгидрида в нашей стране. Очень велики перспективы освоения новых апатитосных провинций и апатитовых месторождений. Немаловажное значение в этом имеет то обстоятельство, что апатитовые и апатитсодержащие руды, несмотря на низкое среднее содержание фосфора, легко обогащаются и поэтому весьма выгодны для промышленной разработки.

В настоящее время на различных континентах Земли установлено 18 апатитосных провинций, в пределах которых обнаружено более 100 месторождений апатитовых руд. Их характеристика приводится по материалам Р. М. Фаизуллина, Е. А. Каменева, В. П. Богалицы, Е. С. Шуликова, В. К. Маршинцева, М. В. Суховерхова, Л. С. Боролина и др. [Геология..., 1980а; Krauss e. a., 1984; World..., 1981]. Местоположение апатитосных провинций показано на рис. 1.

В Советском Союзе выделено 10 апатитосных провинций: Карело-Кольская, Украинская, Шорско-Кузнецкая, Восточно-Саянская, Енисейско-Чадобецкая, Байкальская, Маймеча-Котуйская, Уджинская, Алданская и Джугджуро-Стаповая.

Карело-Кольская апатитосная провинция была открыта в 1923 г. Она охватывает Кольский полуостров, территорию Карельской АССР и заходит в прилегающие районы Финляндии. Здесь установлено несколько апатитосных массивов, с которыми связаны месторождения апатитовых руд.

Большая группа месторождений приурочена к Хибинскому массиву, который в плане имеет эллипсоидальную форму (45 × 35 км) и ориентирован в субширотном направлении. Массив имеет концентрически-зональное строение. От его периферии к центру прослеживаются кольцеобразные полосы, каждая из которых сложена определенными по составу изверженными породами. Самое внешнее кольцо сложено хибинитами, а следующие к центру — трахитоидными хибинитами, затем рихорритами, потом ийолит-уртитам и апатит-нефелиновыми породами и, наконец, ляхочорритами и фойяитами.

Апатит-нефелиновое оруденение связано с кольцом ийолит-уртитов, которое занимает 5,6% площади всего массива. Все известные месторождения и проявления апатитовых руд размещаются внутри этого кольца. Здесь насчитывается более 16 месторождений и проявлений, главные из которых следующие: Северный Суолауйв,

Партомчорр, Куэльпор, Снежный Цирк, Коашкар, Суолауйв, Ньоркпахк, Вудъявр, Кукисвумчорр, Вуоннемиок, Юкспор, Гекман-Юкспориок, Апатитовый Цирк, Расвумчорр, Коашва, Эвеслогчорр, Олений Ручей.

Месторождения сложены крупными пластообразными телами апатитовых руд мощностью от нескольких до 100—200 м и протяженностью до 12 км. Большинство таких тел — это единая апатитовая залежь, наклоненная к центру массива. Они прослежены на глубину до 1—2 км. Количество рудных тел на месторождениях различно. Так, на месторождении Партомчорр выделено два рудных тела, на Коашва и Ньоркпахк — несколько рудных тел, объединяемых в четыре рудоносные зоны, на месторождении Олений Ручей рудные тела объединены в две зоны. Руды в основном апатит-нефелиновые. Содержание P_2O_5 в них колеблется от 7,2 до 19%, составляя в среднем 14%. Различаются богатые руды (23—27% P_2O_5), бедные (15—16% P_2O_5) и убогие (5—6% P_2O_5). По количеству апатита и его соотношению с другими минералами руды делятся на пятнистые (60—95% апатита), пятнисто-полосчатые (50—90%), линзовидно-полосчатые (25—75%), сетчатые (до 25%), блоковые (25—75%). Встречаются также рудные брекчии. Запасы Хибинской группы месторождений оцениваются примерно в 600 млн. т P_2O_5 .

Ковдорское месторождение апатит-магнетитовое. Оно приурочено к интрузии щелочных карбонатитовых пород, имеющей форму трубки, вертикально уходящей на глубину. Размер трубки в поперечнике 600—750 м. Рудное тело сложено преимущественно апатит-форстерит-магнетитовыми рудами и окаймляется полосой маложелезистых апатитовых руд шириной от 10 до 200 м. По периферии, особенно на юго-западе, прослежены апатит-штаффелитовые руды, которые образуют линзы и жилы, погружающиеся на глубину 20—150 м. Маложелезистые апатитовые руды содержат в среднем 6,3%, а апатит-штаффелитовые — около 20% P_2O_5 . Запасы месторождения составляют 47 млн. т P_2O_5 .

В пределах Карело-Кольской провинции обнаружено еще несколько месторождений и проявлений апатитсодержащих руд, приуроченных к массивам Себляярв, Гремяха-Вырмес, Ельтьозеро, Вуориярви. Развиты здесь бедные апатит-силикатные, апатит-ильменит-магнетитовые, апатит-магнетитовые и апатит-карбонатные руды, содержащие от 3 до 6% P_2O_5 . Известны апатитовые месторождения и в Финляндии (Спилинярва, Сокли и др.). Запасы месторождения Спилинярва составляют 23,3 млн. т P_2O_5 со средним содержанием P_2O_5 в рудах от 6 до 7,5%. На этом месторождении в 1979 г. было добыто 125 тыс. т апатитового концентрата.

Украинская апатитоносная провинция была открыта совсем недавно, в конце 70-х годов. Недалеко от г. Чернигова обнаружено Новополтавское месторождение комплексных апатитсодержащих руд. Это месторождение имеет длину 13 км, а ширину от 300 до 600 м. Здесь прослежены карбонатитовые рудные тела линзообразной формы мощностью от 30 до 140 м, протягивающиеся на расстояние до

4 км и погружающиеся на глубину до 800 м. Руды апатит-магнетитового состава со средним содержанием P_2O_5 4,6%. На площади месторождения развита весьма мощная (до 65 м) апатитсодержащая кора выветривания, в которой содержание P_2O_5 в среднем достигает 8,4%. Запасы Новопоплавского месторождения весьма значительны, а выгодное географическое положение вблизи сельскохозяйственных районов создает предпосылки для его быстрого промышленного освоения.

Шорско-Кузнецкая апатитоносная провинция изучена еще весьма слабо. Она расположена в южной части Красноярского края и имеет протяженность более 100 км. Здесь отмечено два проявления апатитсодержащих пород: Каролинское и Намштакское. На Каролинском проявлении распространены апатитоносные пироксены, слагающие тело размером 500×200 м, среднее содержание P_2O_5 в котором 4,5%. Намштакское проявление также связано с массивом пироксенитов и габбро-пироксенитов площадью около 6 км². Содержание P_2O_5 в породах 2,6%. Прогнозные запасы проявлений Шорско-Кузнецкой провинции могут составлять 30 млн. т P_2O_5 .

Восточно-Саянская апатитоносная провинция приурочена к горному сооружению Восточного Саяна и находится на территории Иркутской области. В пределах провинции имеется несколько массивов ультраосновных щелочных пород и карбонатитов, среди которых наиболее крупный — Белозиминский.

Белозиминское месторождение имеет овальную трубообразную форму. Апатит связан в основном с карбонатитами, среднее содержание P_2O_5 в которых составляет 4,2%. На некоторых участках количество P_2O_5 возрастает до 8—10%. Тут встречаются также крупные тела апатит-магнетитового состава, содержащие до 50% апатита. Запасы апатитовых руд оцениваются свыше 25 млн. т P_2O_5 .

На месторождении развита мощная кора выветривания (20—90 м). Она прослежена на площади почти 4 км². В нижней части коры расположена зона необоженных сыпучек, выше — обоженных, а еще выше — зона охр. В этих зонах содержание P_2O_5 составляет соответственно 4,5—5,5, 7,8 и 13,7%. Запасы руд коры выветривания достигают примерно 25 млн. т P_2O_5 . Общие же запасы месторождения более 50 млн. т P_2O_5 .

При обогащении первичных руд Белозиминского месторождения получают концентраты с содержанием P_2O_5 до 38% при сравнительно невысоком извлечении (около 55%). Руды коры выветривания обогащаются лучше. Из них получается концентрат столь же хорошего качества, как и из коренных руд (36—39% P_2O_5), но при значительно более высоком извлечении (70—75%).

Енисейско-Чадобецкая апатитоносная провинция расположена в пределах Красноярского края, к северу, от широтного течения р. Ангары. Она охватывает северную часть Енисейского кряжа и Чадобецкое поднятие. Изучена провинция пока еще недостаточно детально. Здесь выявлено только одно месторождение апатита — Татарское. Оно находится в центральной части Енисейского кряжа,

в верховьях рек Татарки и Бол. Пенченги, в 155 км от пос. Мотыгино. Район этот необжитый, таежный, труднодоступный.

Апатиты были обнаружены в 1972 г. На месторождении выявлены две рудные зоны, представленные доломитовыми карбонатами. Имеется также апатитоносная кора выветривания. Среднее содержание P_2O_5 в коренных рудах 4,6%, в коре выветривания — 10—16%. Из коренных руд получается апатитовый концентрат с содержанием 34—40% P_2O_5 при извлечении 65—80%. Прогнозные запасы месторождения оценены в 14,5 млн. т P_2O_5 . Перспективные ресурсы провинции составляют свыше 50 млн. т P_2O_5 .

Байкальская апатитоносная провинция расположена в пределах Иркутской и Читинской областей, Бурятской и Якутской АССР. Восточная ее граница проходит по долинам рек Чара и Витим, западному склону Яблоновского хребта, южная — по государственной границе СССР и МНР, западная — по долине р. Иркут и побережью оз. Байкал, северная — по периферии Северо-Байкальского и Патомского нагорий. Провинция пересечена на юге транссибирской железной дорогой, а на севере — Байкало-Амурской железнодорожной магистралью.

Байкальская провинция, несмотря на свою слабую изученность, содержит промышленные апатитовые месторождения, одно из которых — Ошурковское. Среди других месторождений можно упомянуть Телегинское, Арсентьевское, Гурвунур, Слюдянское, Сын-нырское.

Ошурковское месторождение находится в Бурятской АССР на левом берегу р. Селенги, в 15 км ниже г. Улан-Удэ. Недалеко от месторождения проходит железная дорога. Этот район обжит и экономически освоен. Месторождение было открыто в 1962 г. Оно занимает площадь около 12 км² и приурочено к массиву интрузивных пород. Апатитовая минерализация развита повсеместно, но промышленная концентрация P_2O_5 отмечена в центральной части массива. Содержание P_2O_5 в рудах варьирует от 2,5 до 5%, составляя в среднем по месторождению 3,87%. Запасы P_2O_5 оценены в 180 млн. т.

Слюдянское месторождение расположено на южном берегу оз. Байкал в непосредственной близости от железнодорожной станции Слюдянка. Апатитовые залежи прослеживаются в виде линзовидных тел протяженностью от 20 до 400 м и мощностью от 1,6 до 16 м. Наиболее крупные из них имеют мощность 12—16 м. Содержание P_2O_5 по отдельным залежкам колеблется от 3,0 до 12%. Апатитовое оруденение на месторождении распространено на площади длиной более 30 и шириной 10—12 км. Здесь выделено четыре перспективных участка: Сыточкина падь, Похабиха, Улунтуй и Буругуй. Общие запасы апатитовых руд со средним содержанием 5,47% оцениваются в 5,056 млн. т P_2O_5 . Обогащаемость руд хорошая. Из них получается концентрат, содержащий 29,5—32,0% P_2O_5 при извлечении 81,6—90,0%.

Телегинское месторождение находится на восточном побережье оз. Байкал, на территории Бурятской АССР,

в 145 км от железной дороги. Площадь развития апатитоносных пород около 7 км². Мощность обогащенных апатитом зон 12—20 м, протяженность до 500 м. Содержание P₂O₅ может достигать 4—7%, а в среднем равняется 2,2%. Прогнозные запасы составляют 1,2 млн. т P₂O₅.

Арсентьевское месторождение находится на левобережье р. Селенги, в 18 км восточнее г. Гусиноозерска. Апатитовое оруденение связано с интрузивным массивом, имеющим концентрическое-зональное строение. Апатит встречен во внешнем кольце на площади около 5 км². Руды сливные, густовкрапленные и вкрапленные. Они залегают в виде линз протяженностью от 140 до 350 м и мощностью от 25 до 90 м. Среднее содержание P₂O₅ в рудах 2,48%. Запасы оценены в 2,9 млн. т P₂O₅.

Месторождение Гурвунур расположено на востоке Бурятской АССР, в районе Еравнинских озер. Апатитовое оруденение связано с магнетитовыми рудами. Залежи апатитосодержащих пород имеют протяженность от 750 до 1600 м и мощность от 4 до 42 м. Они прослежены на глубину 100—200 м. Руды апатит-магнетитовые. Среднее содержание в них P₂O₅ 2,6%. Отдельные, обогащенные апатитом, линзы имеют мощность до 6—8, длину до 100 м и содержат около 5,84%, а иногда даже 9,1% P₂O₅. Запасы составляют около 2,0 млн. т P₂O₅.

Сыннырское проявление апатитов находится севернее оз. Байкал, на междуречье Лево́й Ма́мы и Бол. Чуи, в 62 км от трассы БАМ. Здесь обнаружено много участков развития апатитосодержащих нефелиновых сиенитов. Большинство из них имеет небольшие размеры (5—10 м²) с содержанием апатита от 5 до 10%. Но встречаются и крупные зоны значительных скоплений апатита, где среднее содержание P₂O₅ достигает 10—11%. Например, на участке Высотном такие руды прослежены до глубины 300 м, а запасы P₂O₅ здесь превышают 200 тыс. т. Апатитовые руды Сыннырского массива могут разрабатываться при комплексной переработке ультракальевых и нефелиновых пород, которые пригодны для производства калийных удобрений и глинозема.

Маймечя-Котуйская апатитоносная провинция была выявлена в конце 50-х — начале 60-х годов. Она располагается на севере Красноярского края в пределах Таймырского и Эвенкийского округов к югу от пос. Хатанга. Провинция находится в труднодоступной и удаленной от обжитых районов местности за Северным полярным кругом. В настоящее время тут выявлены и разведаны следующие месторождения апатитовых руд: Гулинское, Далбыха-Центральная, Ыраас, Маган и Ессей.

Гулинское месторождение приурочено к интрузивному массиву ультраосновных пород, которые прорваны двумя карбонатитовыми штоками, отстоящими друг от друга на 4 км. В составе карбонатитов имеются многочисленные скопления франколитовых пород, образующие залежи небольших размеров (300 × 200 или 400 × 50 м, но часто меньше) со средним содержанием P₂O₅ 24—28%. Встречаются также апатитовые карбонатиты, содержащие от

З до 5% P_2O_5 , и апатитоносные титаномагнетиты, в которых количество апатита достигает 10—12%. Прогнозные запасы франколитовых руд на месторождении составляют около 12 млн. т P_2O_5 .

Месторождение Далбыха-Центральная находится на правом берегу р. Маймеча, в 190 км к югу от пос. Хатаंगा. На месторождении выделены две рудные зоны: Центральная и Периферическая. Первая имеет размеры $1,0 \times 1,1$ км, а вторая образует кольцо шириной от 100 до 300 м. Содержания P_2O_5 в Центральной зоне колеблются в пределах 3,2—6,5%, а в Периферической равны в среднем 4,1%. Основные типы руд — апатит-силикатные, апатит-карбонатные и апатит-магнетитовые. Прогнозные ресурсы месторождения подсчитаны равными 65—75 млн. т P_2O_5 .

Месторождение Юрас выявлено в 1961 г. На нем установлены первичные и вторичные апатитсодержащие руды. Первичные имеют карбонат-apatит-магнетитовый и апатит-магнетитовый состав. Вторичные представлены корой выветривания с магнетит-apatит-франколитовым, а также франколитовым оруденением. Прогнозные запасы оцениваются в 150 млн. т P_2O_5 , в том числе по первичным рудам — 100 млн. т и по вторичным около 50 млн. т P_2O_5 .

Месторождение Магаи располагается в 220 км южнее пос. Хатаंगा и в 600 км восточнее г. Норильска, на водоразделе рек Котуй и Котуйкан. Оно было открыто в 1954 г. Апатитсодержащие породы обнаружены на площади около 4 км², где выделено шесть зон развития эгерип-apatитовых руд, расположенных по внешнему кольцу интрузивного массива: западная, южная, юго-восточная, восточная, северо-восточная и северная. Северная рудная зона имеет среднее содержание P_2O_5 6,4%, а западная — 7,0%. Средние количества P_2O_5 в остальных зонах не превышают 4,8%. Прогнозные запасы месторождения подсчитаны около 240 млн. т P_2O_5 . Технологические испытания показали, что из эгерип-apatитовых руд получается апатитовый концентрат с содержанием P_2O_5 34,0—39,9% при извлечении 82,6—94,3%.

Месторождение Ессей расположено в 30 км к северу от одноименного озера. Оно было обнаружено в 1958 г. Рудные тела сложены первичными и вторичными (коры выветривания) железофосфатными и фосфатными рудами. Залежи первичных руд имеют размеры от 50 до 100—300 м в ширину и до 1,2 км в длину. Они группируются в виде кольца, имеющего ширину от 50 до 600 м и протяженность около 6 км. В зависимости от преобладания того или иного минерала выделено четыре типа первичных руд: апатит-карбонат-магнетитовый, апатит-форстерит-карбонат-магнетитовый, апатит-карбонатитовый, апатит-карбонат-магнетитовый. Содержание P_2O_5 в этих рудах колеблется от 4,4 до 9,0%. Руды коры выветривания либо франколитовые, либо алюмофосфатные. Франколитовые руды слагают шесть залежей площадью от 400 м² до 1,8 км². Мощность залежей колеблется от 20 до 150 м. Среднее содержание P_2O_5 у франколитовых руд 16,8%. Алюмофосфатная залежь имеет размер 90×1200 м. Ее мощность меняется от 20 до 120 м. Содержание P_2O_5 8,6%. Общие запасы апатитовых руд месторождения

оцениваются в 100 млн. т P_2O_5 , в том числе первичных руд — 60 млн. т и вторичных — 40.

Уджинская апатитоносная провинция очень удалена от обжитых мест Восточной Сибири. Административно провинция находится в северо-западной части Якутской АССР, а географически она занимает водораздельную зону между р. Лепой на востоке и р. Оленек на западе. До побережья Северного Ледовитого океана от границы провинции почти 240—250 км, а ближайšie небольшие населенные пункты (пос. Уджа на реке того же названия и пос. Саскылах на р. Оленек) находятся в 37 и 140 км. В пределах провинции обнаружено несколько массивов ультраосновных щелочных пород, крупнейшие из которых Томтор и Богдо. На массиве Томтор найдены апатитовые руды весьма хорошего качества, что позволяет, пока еще условно, считать, что здесь имеется крупное апатитовое месторождение. Изучено оно еще недостаточно полно.

На месторождении Томтор развиты три типа апатитовых руд: апатит-силикатные, апатит-карбонатные и апатит-франколитовые. Апатит-силикатными рудами сложены тела длиной 3—4 км и мощностью до 100—250 м. Содержание P_2O_5 равняется в среднем 7,36%. Прогнозные запасы этих руд около 400 млн. т P_2O_5 .

Апатит-карбонатные руды в основной своей массе вкрапленные с невысоким содержанием P_2O_5 (в среднем 4,1%). Более богаты брекчиевидные руды этого типа, в которых количество P_2O_5 может достигать 14,6%. Залежь брекчиевидных руд оконтурена на юго-востоке месторождения. Она протягивается на расстояние около 10 км и имеет мощность до 250 м. Прогнозные запасы брекчиевидных руд оцениваются в 80 млн. т P_2O_5 .

Апатит-франколитовые руды связаны с корой выветривания. Они слагают линзообразные тела мощностью от 1—5 до 50 м, которые группируются на трех участках: северном, центральном и южном. Северный участок занимает площадь 11 км². Мощность коры выветривания здесь более 150 м, а среднее содержание P_2O_5 13,0%. Центральный участок охватывает площадь 16 км². Кора выветривания имеет тут мощность около 50 м и содержит в среднем 14,4% P_2O_5 . Площадь южного участка 2,5 км², мощность коры выветривания составляет 50 м, среднее содержание P_2O_5 17,8%. Прогнозные суммарные запасы апатит-франколитовых руд достигают 600 млн. т P_2O_5 .

Запасы всех типов апатитовых руд месторождения Томтор могут составлять около 2 млрд. 500 млн. т P_2O_5 .

Алданская апатитоносная провинция находится на юго-востоке Якутской АССР, охватывает бассейн верхнего течения р. Алдан. На территории провинции обнаружено значительное количество месторождений и проявлений апатита. Главнейшие из них следующие: Селигдарское, Тигровое, Укдусское, Арбарастах.

Селигдарское месторождение расположено в Алданском районе Якутской АССР, в верховьях р. Селигдар, правого притока Алдана. Месторождение отстоит от г. Алдана на 30 км и находится в 240 км от ст. Беркамит трассы БАМ. Основное рудное

тело Селигдарского месторождения имеет овальную форму. Его длина 2, ширина 1 км. Руды относятся к апатит-карбонатному типу, среди которых различаются апатит-доломитовые, апатит-кварц-доломитовые, апатит-мартит-кварц-доломитовые, апатит-силикат-карбонатные, апатит-кальцитовые и др. Оруденение прослежено на глубину 1600 м. Содержание P_2O_5 в рудах подвержено значительному колебанию, но в среднем составляет 6,7%. Запасы месторождения оцениваются в 203,5 млн. т P_2O_5 .

Тигровое месторождение расположено в 1 км к северо-западу от Селигдарского. Здесь прослежено несколько куллисообразно залегающих рудных тел мощностью от 10 до 100 м и протяженностью от 100 до 500 м, некоторые из них разбурены до глубины 400—500 м. Руды апатит-карбонатного и апатит-мартит-силикатного состава. Среднее содержание P_2O_5 в них составляет 6,56%. Запасы определены в 14,3 млн. т P_2O_5 .

Укдусское месторождение обнаружено в 1976 г. Оно находится на правом берегу р. Хани, недалеко от трассы БАМ. Приурочено месторождение к массиву ультраосновных пород, который имеет грушевидную форму. Площадь массива более 2 км² при ширине 800 м и длине 2,2 км. Сложен массив в основном апатитоносными метапироксепитами, содержащими в среднем около 4,1% P_2O_5 . Запасы подсчитаны в размере 40 млн. т P_2O_5 . Руды относятся к легкообогатимым. Из них получается апатитовый концентрат с содержанием P_2O_5 31—38% при извлечении 91—92%.

Месторождение Арбарастах расположено в бассейне р. Идюм. Оно представляет собой серповидное тело апатит-магнетит-форстеритовых пород площадью 0,3 км². Апатитовые руды подразделяются на магнетит-apatит-форстеритовые (среднее содержание P_2O_5 — 12%), магнетит-apatитовые (20% P_2O_5) и апатит-форстеритовые (9% P_2O_5). Среднее содержание P_2O_5 для всего месторождения составляет 10%. Прогнозные запасы оцениваются в 20,9 млн. т P_2O_5 .

На территории Алданской апатитоносной провинции, кроме только что упомянутых месторождений, отмечаются весьма интересные проявления апатитовых руд, такие как Нирианджа, Нимгерканское, Осенний Лист, Дорожное. Особенно значительные запасы (до 80 млн. т P_2O_5) предполагаются на Дорожном проявлении.

Джугджуро-Становая апатитоносная провинция занимает в основном северные и северо-восточные районы Хабаровского края в пределах Джугджурского и Станового хребтов. Здесь обнаружено шесть апатитовых месторождений: Маймаканское, Гаюмское, Богидэ, Джанинское, Давакитское и Урожайное.

Маймаканское месторождение находится на северном склоне хр. Джугджур, в верховьях р. Маймакан. Оно отстоит от побережья Охотского моря на 90 км. Апатитсодержащие рудные тела имеют мощность от 100 до 300 м. Они круто погружаются на глубину. Среднее содержание P_2O_5 в рудах составляет 6,0% при колебаниях от 2—3 до 26,8%. Прогнозные запасы месторождения определены в 57 млн. т P_2O_5 . Руды легко обогащаются. Из них

получается концентрат, содержащий до 40% P_2O_5 при извлечении 92—97%.

Гаюмское месторождение находится в осевой части хр. Джугджур. Здесь оконтурены три рудные зоны: Западная, Центральная и Восточная, которые отстоят друг от друга на 0,5—1,0 км. В пределах Западной зоны установлены 5 крупных рудных тел мощностью от 10 до 70 м и протяженностью от 200 до 950 м, а также 4 рудных столба, размер которых от 120×300 до 350×400 м. В Центральной зоне имеются один рудный столб (его размер 123×500 м) и два рудных тела жиллообразной формы. На территории Восточной зоны выявлено два тела апатитовых руд, максимальная мощность которых 57 и 35 м, протяженность 500 и 280 м. Среднее содержание P_2O_5 в рудах составляет 8,7, при колебаниях от 3 до 16%. Прогнозные запасы оцениваются в 40 млн. т P_2O_5 . Обогащаемость руд хорошая. Получаемый концентрат содержит 39—40% P_2O_5 при извлечении 88—99%.

Месторождение Богидэ расположено на западной оконечности хр. Джугджур, в верховьях р. Уян. Рудная залежь имеет пластообразную форму и прослежена на расстояние свыше 10 км. Апатитовые руды вкрапленные и сплошные. Содержание P_2O_5 в них варьирует от 3—4 до 15%, составляя в среднем 5,75%. Они пригодны для получения апатитового концентрата с содержанием P_2O_5 40,3% при извлечении 90,4%. Прогнозные запасы подсчитаны около 94 млн. т P_2O_5 .

Джайинское месторождение находится на южном склоне хр. Джугджур, в верховьях р. Джаны. На месторождении обнаружено три штока апатитосодержащих руд. Их размеры изменяются от 80×500 до 500×700 м. Содержание P_2O_5 в рудах низкое — от 2,5 до 8,5%, а в среднем — 4%. Запасы определены в 78 млн. т P_2O_5 . Руды относятся к легкообогатимым. Из них получается высококачественный концентрат, содержащий 39,8—40,7% P_2O_5 при извлечении 93—95,6%.

Давакитское месторождение расположено в верховьях р. Тохикан, правого притока Уды. Оно сформировано тремя пластообразными залежами вкрапленных апатитовых руд. Основная залежь имеет протяженность около 3 км и мощность 250 м. Содержание P_2O_5 в этой залежи в среднем равняется 6,5%. Запасы оцениваются в 31 млн. т P_2O_5 .

Урожайное месторождение находится в 40 км северо-восточнее Давакитского. Апатитосодержащие руды тут оконтурены на площади длиной 400 и шириной около 300 м. Содержание P_2O_5 составляет в среднем 5,9%. Прогнозные ресурсы оцениваются в 81 млн. т P_2O_5 .

Нужно сказать, что изученность Джугджуро-Становой провинции пока еще очень слабая. Здесь могут быть обнаружены новые, причем весьма крупные месторождения апатитовых руд. В этом отношении провинция считается перспективной.

Индостанская апатитоносная провинция охватывает восточную часть Индостанского полуострова и о-в Шри-Ланка. Здесь известно

несколько месторождений апатитовых руд. На территории штата Бихар и в более южных районах Индии апатитовые руды разведаны на месторождениях Сингбхум, Нондун, Порсаргари и Бадра-Каньямика-Суриги. Эти месторождения небольшие по запасам и разрабатываются для местных нужд.

Месторождение Сингбхум объединяет многочисленные мелкие линзовидные рудные тела апатитосодержащих руд, которые протягиваются в виде полосы на расстояние почти 60 км. Размеры отдельных рудных линз от 1,5 до 5 м в длину и от 0,9 до 2,1 м в ширину. Среднее содержание P_2O_5 в них 20—25%. Общие запасы месторождения не превышают 200 тыс. т P_2O_5 .

Примерно такие же запасы содержатся и в месторождениях Нондун, Порсаргари и Бадра-Каньямика-Суриги. Общие же ресурсы упомянутых месторождений не превышают 1 млн. т P_2O_5 .

Более крупное апатитовое месторождение Элпавелла было обнаружено в 1971 г. на острове Шри-Ланка. Руды приурочены к массиву ультраосновных щелочных пород и карбонатитов. Среднее содержание P_2O_5 в рудах очень высокое — до 33%. Запасы оцениваются в 4—5 млн. т P_2O_5 . Месторождение пока еще не введено в промышленную эксплуатацию.

Скандинавская апатитоносная провинция считается мало перспективной. Она охватывает Скандинавский полуостров. Апатитосодержащие породы здесь встречаются главным образом в магнетитовых месторождениях Кирунаваара, Луоссавара и Гелливарара, расположенных в Швеции. Содержание P_2O_5 в магнетитовых рудах достигает 1—2, редко 3—4%. Апатит добывается попутно при переработке железной руды. Общие запасы P_2O_5 Скандинавской провинции не превышают 3 млн. т.

Испанская апатитоносная провинция невелика по размерам и тоже не относится к числу перспективных. Апатитовые породы найдены в бассейне среднего течения р. Тахо, в области Экстремадура. Здесь распространены кварц-apatитовые жилы, прослеживающиеся на расстояние 180 м и имеющие мощность от 0,5 до 3 м. Скопления кварц-apatитовых жил встречены у населенных пунктов Кольсадо-де-Оронека, Вальдевердех, Альколеа-де-Тахо и др. Запасы апатитовых руд всей провинции считаются равными примерно 8 млн. т P_2O_5 .

Южно-Африканская апатитоносная провинция — одна из самых богатых в мире. Запасы апатита в провинции оцениваются в настоящее время цифрой более 2 млрд. 400 млн. т P_2O_5 . В основном они сконцентрированы в двух гигантских месторождениях, находящихся в ЮАР: Гленовер и Палаборва. На первом месторождении имеется 1 млрд. т P_2O_5 , а на втором — 1 млрд. 400 млн. т P_2O_5 .

Кроме того, на территории провинции обнаружено много небольших месторождений апатитовых руд. Среди них можно отметить Лулекоп, Бендольер-Кон и Шпель-Венда, расположенные в ЮАР, Сукулу, Бусумбу и Бутири, которые находятся в Уганде, Дорова и Шамва, принадлежащие Зимбабве. Крупным является только месторождение Сукулу, запасы которого равны 25 млн. т P_2O_5 . Остальные месторождения все мелкие.

Апатитовые руды Южно-Африканской провинции связаны с ультраосновными щелочными породами и карбонатитами. Содержания P_2O_5 в них обычно составляют 4,5—7,0%, но на некоторых месторождениях достигают 10—13 и очень редко 22—30% (Бусумбо и Бутири в Уганде).

Бразильская апатитоносная провинция расположена на юго-востоке Бразилии, в штатах Минас-Жераис и Сан-Паулу. Здесь имеется много интрузий щелочных пород и карбонатитов, к которым приурочены весьма крупные месторождения апатитовых руд: Якупиранга, Анитаполис, Араша, Тапира и Кatalоу.

Месторождение Якупиранга находится в долине одноименной реки, на юго-западе штата Сан-Паулу. Оно было обнаружено еще в 1934 г. Залежь приурочена к интрузии щелочных пород, занимающей площадь около 120 км². Апатитсодержащие коренные руды, связанные с карбонатитами, содержат в среднем 5% P_2O_5 . На месторождении имеется кора выветривания, мощность которой колеблется от нескольких до 30 м. Апатитовые руды коры выветривания содержат в среднем 20,4% P_2O_5 . Запасы месторождения оценены в 50 млн. т P_2O_5 .

Аналогичны по составу и другие месторождения. Так, на месторождении Тапира апатитовые руды содержат 8,6% P_2O_5 , а запасов насчитывается 75 млн. т P_2O_5 . Несколько лучшего качества руды обнаружены на месторождении Кatalоу, где они содержат от 8,9 до 12% P_2O_5 . Ресурсы этого месторождения 15 млн. т P_2O_5 . Такие же запасы имеются и на месторождении Анитаполис. Все руды месторождений Бразильской провинции хорошо обогащаются. Из них производится концентрат, содержащий от 35 до 38% P_2O_5 .

Чилийская апатитоносная провинция небольшая по размерам и относительно мало перспективная. В ее пределах известно два месторождения апатитов: Атакама и Кокимбо. Запасы первого месторождения около 6 млн. т P_2O_5 , а второго — 300 тыс. т.

Мексиканская апатитоносная провинция характеризуется весьма ограниченными ресурсами. Запасы ее не превышают 2,4 млн. т P_2O_5 . На территории провинции имеется несколько месторождений, находящихся в провинциях Коауила и Нуэво-Леон между городами Монтеррей и Торреон.

Канадская апатитоносная провинция насчитывает очень много мелких месторождений апатита, количество которых превышает 65. Наиболее крупными являются три месторождения: Каржил, Мартинсон-Лайк и Немигос. Все они находятся в провинции Онтарио. Запасы месторождения Мартинсон-Лайк оценены в 30 млн. т P_2O_5 . Оно было открыто в 1982 г. На месторождении Каржил, тоже расположенном в Онтарио, имеется немногим более 11 млн. т P_2O_5 . В настоящее время апатитовые месторождения Канадской провинции не разрабатываются.

Завершая краткую характеристику апатитоносных провинций и апатитовых месторождений, выявленных в настоящее время на Земле, можно сделать некоторые общие выводы. Во-первых, обра-

щает на себя внимание тот факт, что крупных апатитоносных провинций с большими запасами апатитовых руд на Земле не так уж много. Выделяются две гигантские по запасам провинции: Южно-Африканская и Уджинская. Нужно, однако, иметь в виду, что Уджинская провинция изучена еще очень слабо и ее ресурсы оценены лишь предварительно. Еще три провинции — Карело-Кольскую, Маймеча-Котуйскую и Алданскую — можно по праву считать очень крупными по запасам. В указанных пяти провинциях сосредоточено более 87% общемировых запасов апатитовых руд, поэтому можно говорить о резко неравномерном распределении ресурсов апатитового сырья на Земле, даже учитывая недостаточную геологическую изученность некоторых перспективных регионов. Во-вторых, следует заметить, что далеко не все апатитоносные провинции мира вовлечены в эксплуатацию. По существу, интенсивно разрабатываются лишь две провинции: Карело-Кольская в Советском Союзе и Южно-Африканская в ЮАР. Остальные апатитоносные провинции еще ждут своего освоения. Особенно это касается территории Сибири и Дальнего Востока.

ТИПЫ ФОСФОРИТОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ, АПАТИТОНОСНЫХ ПРОВИНЦИЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ ФОСФАТОВ

Анализируя материалы, приведенные при характеристике фосфоритоносных бассейнов, можно было заметить одну очень интересную закономерность. Она заключается в том, что в пределах конкретного фосфоритоносного бассейна все фосфоритовые месторождения содержат одинаковые по своему составу первичные фосфоритовые руды. Эту закономерность можно подтвердить многими примерами. На ее основе и выделяются типы фосфоритовых месторождений и фосфоритоносных бассейнов [Бунинский, 1966; Гиммельфарб, 1965; Еганов, 1974; Занин, 1969; Казаков, 1939; Красильникова, 1967; Покрышкин, 1981; Соколов, 1984; Шатский, 1955; и др.]. Так, в пределах Каратаусского фосфоритоносного бассейна на всех месторождениях без исключения развиты одни и те же микрозернистые фосфоритовые руды, которые слагают выдержанные по площади пласты, вследствие чего многие исследователи называют такие руды пластовыми, а иногда и месторождения относят к пластовому типу. Микрозернистые руды по своему составу могут быть или карбонатными, или карбонатно-кремнистыми, или, наконец, кремнистыми, но основной их отличительный признак — микрозернистость — сохраняется повсеместно в пределах всего бассейна. Такой же микрозернистый тип руд характерен для всех месторождений бассейнов Хубсугульского, Янцзы, Араваллийского, Вольта, Тал, Фосфория, Джорджина и др. Оказывается, что микрозернистые фосфоритовые руды развиты во многих фосфоритоносных бассейнах и слагают большое количество фосфоритовых месторож-

дений. Они характеризуют, таким образом, первый самостоятельный тип фосфоритовых месторождений — микрозернистый.

Второй тип охватывает фосфоритоносные бассейны, в пределах которых распространены зернистые фосфориты. В таких бассейнах, как правило, все месторождения сложены зернистыми фосфоритовыми рудами. Напомним, что эти руды сходны с песчаниками и песками. В них хорошо различимы зерна фосфата и широко встречаются обломки фосфатных раковин, костей и зубов рыб. По составу зернистые руды тоже могут быть не похожими друг на друга. Одни из них бывают карбонатными или глинистыми, другие — кремнистыми или кремнисто-карбонатными, третьи — песчаниковыми, глауконитово-песчаниковыми или даже галечниковыми. Однако объединяет всех их один и тот же признак, а именно: ясно различимые фосфатные зернышки, вследствие чего они и получили название зернистых.

Бассейнов и месторождений с зернистыми фосфоритами очень много: Восточно-Средиземноморский, Эльбурс, Среднеазиатский, Английский, Западно-Нидерландский, Польский, Парижский, Египетский, Алжиро-Тунисский, Марокканский, Западно-Сахарский, Сенегальский, Мали-Нигерский, Бенин-Того, Габонский, Южно-Африканский, Флоридский, Приатлантический, Сечура, Колумбийский, Фалькон, Пернамбуку-Параиба, Парнаиба, Юго-Западного шельфа Африки, Калифорнийский, Перуано-Чилийский и др. Они исключительно широко распространены на Земле, встречаются на разных континентах и имеют различный геологический возраст. А это значит, что есть веские основания для выделения подобных бассейнов и месторождений в самостоятельный зернистый тип.

Третий тип объединяет бассейны, в пределах которых развиты желваковые фосфориты. Уже давно выяснено, что для образования таких фосфоритов нужны определенные условия, которые должны выдерживаться во всем водоеме. Очевидно, поэтому все первичные месторождения и залежи фосфоритов в подобных бассейнах будут представлены, как правило, желваковыми фосфоритовыми рудами. Внешний вид и состав фосфоритовых желваков довольно разнообразны. Иногда это окатанные глинистые фосфоритовые гальки, черные или серые снаружи, а внутри серые, рыхлые, с большим количеством диатомовых водорослей. В другом случае — это слабоокатанные толкопесчанистые гальки, состоящие из кварцевого песка, глауконита, фосфоритизированных кремневых губок, раковин, зубов и костей животных. В третьем случае — это грубопесчанистые шероховатые фосфоритные желваки, сложенные песком, цементированным фосфатным материалом. При срастании фосфоритовых желваков нередко образуются плиты, которые прослеживаются на десятки километров.

Широко известны оригинальные по своему внешнему виду желваковые фосфориты, получившие собственные названия «курский самород» и «черные шары Подолии». «Курский самород» издавна известен в Курской, Брянской, Воронежской и некоторых соседних областях. «Черные шары Подолии» вызывали удивление многих

людей. Их нередко принимали за пушечные ядра. Эти желваки имеют черный цвет, шаровидную или овальную формы и бугорчатую поверхность. Они достигают в диаметре 20 см. Встречаются такие шары в вендских глинистых сланцах, возраст которых превышает 600 млн. лет. Значит, они образовались очень давно в древнем морском водоеме.

Фосфоритоносных бассейнов с желваковыми фосфоритами не так уж много на земном шаре. К ним относятся следующие бассейны: Волжский, Днепровско-Донецкий, Актюбинский, Северо-Ирландский, Суб-Альпийский, Аквитанский, Пиренейский, Западно-Португальский, Агульяс.

Четвертый тип суммирует месторождения, содержащие ракушечные фосфориты и фосфоритовые руды. Обычно они встречаются в пределах бассейнов, где накапливались фосфатные раковины. На первый взгляд, как отмечал видный советский геолог Г. И. Бушинский, происхождение ракушечных фосфоритов кажется весьма простым — они образовались путем скопления фосфатных раковин на дне мелководной зоны моря. Однако такое объяснение далеко не достаточно, потому что нужно еще выяснить, какие условия благоприятствовали расцвету животных с фосфатной раковиной и почему их остатки накапливались в виде мощного слоя ракушечного песка или песчаника. Предполагается, что подобные благоприятные условия могли возникнуть в том случае, если в морской воде была повышенная концентрация растворенного фосфора и одновременно с этим высокое содержание углекислоты. Именно при таких условиях, когда присутствие растворенного фосфора способствовало образованию фосфатной раковины, а углекислота своим растворяющим действием на карбонаты препятствовала осаждению кальцита и развитию организмов с известковым скелетом, могли накапливаться в значительном количестве фосфатные ракушечные породы. Нужно также, чтобы такая обстановка существовала долгое время. Отсюда можно заключить, что столь строгие условия в природе должны были возникать очень редко. И на самом деле, фосфоритоносных бассейнов ракушечного типа на Земле весьма немного. Их насчитывается всего лишь три: Прибалтийско-Ладожский, Южно-Шведский и Лено-Тунгусский.

Пятый тип фосфоритовых месторождений охватывает все островные и пещерные фосфатные руды, связанные с гуано птиц и летучих мышей. Таких месторождений очень много, но они сравнительно небольшие.

Всего, таким образом, основных или, как можно еще сказать, первичных типов фосфоритовых месторождений выделяется пять. Они соответствуют типам главных промышленных руд и характеризуются не только своеобразными условиями залегания в недрах земли, особенностями своего состава и условий образования, но и своими технологическими свойствами.

Кроме этих первичных типов, имеется еще одна большая группа месторождений, объединяющая фосфориты коры выветривания. Они образовывались за счет разложения и переноса первичных фос-

фатных руд, при этом шло их обогащение и поэтому такие месторождения нередко отличаются высоким качеством. К ним относятся знаменитые месторождения вторичных фосфоритов Теннесси и Флориды.

Если подсчитать, как распределены запасы фосфоритов по типам месторождений, то выявится очень интересная картина. Оказывается, что в настоящее время на всех континентах Земли, в морях и океанах, на островах и атоллах обнаружена огромная масса фосфоритовых руд, равная 45 млрд. 804 млн. т P_2O_5 . Из этих выявленных запасов на долю месторождений микрозернистого типа приходится 10 млрд. 407 млн. т, зернистого типа — 31 млрд. 891 млн. т, желвакового типа — 2 млрд. 720 млн. т, а ракушечного типа — всего лишь 274 млн. т. Из этих цифр хорошо видно, что подавляющее количество выявленных запасов фосфоритов приурочено к месторождениям зернистого типа, которые содержат почти 70% всех запасов фосфоритовых руд. На втором месте стоят месторождения микрозернистого типа. К ним приурочено почти 22% всех запасов. Только на два эти типа приходится около 92% мировых запасов фосфоритов. Желваковые фосфоритовые месторождения составляют немногим более 5,9%, а ракушечные всего лишь 0,5%. На все остальные месторождения, связанные с гуано и с корами выветривания, остается менее 2%.

Проблема типизации апатитоносных провинций и апатитовых месторождений в последние годы привлекает особое внимание. Связано это главным образом с тем, что в Советском Союзе большая часть фосфатного сырья добывается на Хибинских месторождениях апатита в пределах Карело-Кольской провинции. Кроме того, основные перспективы расширения сырьевой базы фосфатной промышленности также связаны с освоением новых апатитоносных провинций, таких как Украинская, Восточно-Саянская, Байкальская, Маймеча-Котуйская, Уджинская и др.

Используя имеющиеся данные, Р. М. Файзуллин, Е. С. Шуликов, Л. С. Бородин, А. В. Венков, А. С. Зверев и другие исследователи [Геология..., 1980] показали, что все известные месторождения апатита можно разделить на три большие группы. Первая включает собственно апатитовые месторождения, вторая — магнетитовые, титаномагнетитовые, ильменитовые и другие, в рудах которых апатит присутствует в качестве второстепенного компонента и извлекается попутно; третья — железорудные, титаномагнетитовые, редкометалльные и иные месторождения, содержащие апатит в виде примеси. Для промышленности минеральных удобрений основное значение имеют апатитовые месторождения первой группы. Что же касается месторождений второй и третьей групп, то они считаются второстепенными, хотя в ряде зарубежных стран и служат единственными источниками получения фосфатного сырья.

По условиям образования среди промышленных апатитовых месторождений различаются магматические, метаморфические и ультраметаморфические, а также коры выветривания. Магматические месторождения связаны с внедрением апатитовых нефелиновых сие-

нитов, ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов, щелочных габброидов, щелочных и нефелиновых спенитов. Большинство месторождений относится к этой группе. Среди них выделяются Хибинские апатит-нефелиновые месторождения. По суммарным разведанным запасам и качеству руд эти месторождения принадлежат к уникальным образованиям и обеспечивают почти 75% пародно-хозяйственной потребности Советского Союза в фосфатах. Здесь находится основная сырьевая база для производства фосфорсодержащих минеральных удобрений. Еще одно месторождение апатитов магматического типа, которое уже намечено к эксплуатации — Ошурковское. Оно приурочено к массиву изверженных пород диоритового и спенит-диоритового состава, среди которых широко развиты дайки гранитов, пегматитов и кварцевые жилы. Все эти магматические породы апатитоносны. Встречаются даже небольшие линзы и гнезда апатита.

К магматической группе относятся также многие апатитовые месторождения Джугджуро-Становой апатитоносной провинции (Маймаканское, Гаюмское, Богидэ и др.). Они приурочены к анортозитовым массивам, в пределах которых апатитовые руды залегают либо в краевой зоне, либо в центральной зоне интрузий.

Среди известных апатитовых месторождений выделяется карбонатитовая группа, которая включает, по оценке Р. М. Файзуллина, почти третью часть общесоюзных разведанных запасов и прогнозных ресурсов апатита и по своей значимости приближается к месторождениям Хибинской группы. В составе карбонатитовых месторождений преобладают комплексные руды, в которых апатит ассоциирует с магнетитом и другими рудными и нерудными полезными минералами. Собственно апатитовые месторождения немногочисленны. Как правило, карбонатитовые месторождения приурочены к многофазным щелочно-ультраосновным изверженным массивам центрального типа с характерным зонально-кольцевым или концентрическим строением. Промышленные скопления апатита обычно связаны с щелочным этапом становления массивов, когда происходил метасоматоз магматической стадии — фенитизация. Известны также месторождения, связанные с интрузивно-метасоматическим (камафоритовым) и интрузивно-метасоматическим и гидротермальным (карбонатитовым) этапами формирования массивов, поэтому карбонатитовая группа считается магматически-метасоматической.

Примеры карбонатитовых месторождений многочисленны. К ним относятся месторождения Маймеча-Котуйской и Уджинской провинций; Ковдорское, Гремяха-Вырмес, Ельтьозеро и др. Карело-Кольской; Новополтавское Украинской, Арбарастах Алданской; почти все месторождения Индостанской, Скандинавской, Южно-Африканской и Бразильской провинций, в том числе и такие крупные, как Гленовер, Палаборва, Якупирапа и Тапира.

В Советском Союзе специально на апатиты пока не разрабатывается ни одно карбонатитовое месторождение. Комплексно эксплуатируется лишь Ковдорское железорудное месторождение.

Метаморфические и ультраметаморфические апатитовые и комплексные апатитсодержащие месторождения образовались в результате процессов контактового, динамотермального регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Они приурочены к мраморно-гнейсовым, порфиroleптитовым и лептитовым формациям, в составе которых апатитовые руды связаны с кристаллическими сланцами, гнейсами, мраморами, кварцевыми порфирами, лептитами и другими породами. Как правило, рудные тела в метаморфических и ультраметаморфических месторождениях имеют штокообразную, линзовидную или пластовую формы. Примерами таких месторождений могут служить Селигдарское, Тигровое и Осенний Лист Алданской провинции, Слюдянское Байкальской провинции, Кируна-вара и Луоссосвара Скандинавской провинции.

Апатитовые месторождения, связанные с корами выветривания, очень отличаются друг от друга. Они образуются при выветривании магматических, метаморфических и ультраметаморфических пород, в результате чего формируются апатит-вермикулитовые, апатит-франколитовые, апатитовые, франколитовые и другие руды. Апатитоносные коры выветривания известны на Белозиминском и Ковдорском месторождениях, в Маймеча-Котуйской, Бразильской и многих других провинциях.

В настоящее время во всех магматических, метаморфических и ультраметаморфических месторождениях, а также месторождениях апатита, связанных с корами выветривания, выявлено 8 млрд. 288 млн. т P_2O_5 . Из этих запасов более 70% составляют месторождения карбонатитовой группы.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ФОСФАТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ЭВОЛЮЦИЯ ФОСФАТООБРАЗОВАНИЯ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ

Приведенные выше сведения о запасах фосфоритов разного типа однозначно свидетельствуют о том, что на Земле преимущественно распространены фосфоритовые месторождения двух типов: зернистые и микрозернистые. Они наиболее богатые и перспективные. Очевидно, что поискам именно таких месторождений и фосфоритоносных бассейнов нужно уделять первостепенное внимание. Но сначала нужно ответить на целый ряд возникающих вопросов. Почему на Земле наиболее распространены зернистые и микрозернистые фосфориты? Какие причины привели к этому? Почему в относительно небольшом количестве встречаются месторождения желвакового типа и очень редко ракушечного? Какое возрастное размещение имеют в геологической истории зернистые и микрозернистые фосфориты? Чтобы ответить на эти и многие другие вопросы, нужно остановиться на одной важнейшей проблеме геологии фосфоритов. Она касается эпох фосфоритообразования в истории развития Земли.

Эта проблема сейчас получила вполне однозначное решение. Многие исследователи считают, что в геологической истории существовали эпохи значительного фосфоритообразования, характеризующиеся повсеместным накоплением в осадочных толщах огромных масс фосфора. Именно в эти эпохи возникали благоприятные условия для образования грандиозных фосфоритопосных бассейнов, в пределах которых формировались крупные и гигантские месторождения фосфоритовых руд.

Многие исследователи намечают эпохи максимального фосфоритообразования путем выяснения особенностей размещения во времени выявленных запасов фосфоритовых руд. С этой целью для каждой геологической эпохи подсчитывается количество общемировых запасов фосфоритов, разведанных в месторождениях этого возраста, и составляются графики, на которых хорошо вырисовываются максимумы и минимумы. Считается, что каждый максимум запасов соответствует определенной эпохе значительного фосфоритообразования, а каждый минимум — эпохе, когда фосфоритонакопление на Земле было незначительное или вообще отсутствовало. Такие графики впервые были составлены видными советскими учеными Н. М. Страховым [1949], Б. М. Гиммельфарбом [1965], Г. И. Бушинским [1966] и Н. А. Красильниковой [1967]. Они показали, что запасы фосфоритов по геологическим эпохам распределяются неравномерно. Хорошо выделялись максимумы в венде и раннем кембрии (700—550 млн. лет), ранней перми (270—255 млн. лет), позднем мелу и раннем палеогене (100—45 млн. лет), позднем неогене (20—10 млн. лет).

Однако некоторые геологи весьма критически относились и относятся до сих пор к выводам о том, что эпохи максимумов запасов были также и эпохами значительного фосфоритообразования на всей Земле. В качестве наиболее существенных выдвигались следующие замечания. Во-первых, выявленные на данный момент запасы фосфоритовых руд зависят от состояния наших знаний и в очень малой мере могут соответствовать глобальным эпохам фосфоритообразования, потому что много месторождений пока еще не обнаружено. Во-вторых, при подсчете запасов фиксируются только рудные скопления фосфора, а не вся его масса в осадочных отложениях той или иной эпохи. Учет только рудных скоплений может привести к очень большим ошибкам. В-третьих, нельзя локальные закономерности, установленные по отдельным месторождениям, переносить на всю землю. Эпохи должны фиксироваться только в том случае, когда фосфатонакопление было повсеместным или, в крайнем случае, очень широко распространенным.

В связи с последним замечанием приводился пример раннепермской эпохи и отмечалось, что ее, конечно, нельзя считать мировой эпохой фосфатонакопления, так как фосфориты этого возраста, хотя и образуют весьма крупное накопление, но сконцентрированы только в одном районе земного шара — в пределах бассейна Фосфория на западе США. Аналогичные замечания делались и в отношении венд-раннекембрийской и позднегогеновой эпох, потому

что фосфатонакопления в то время как будто бы проявились не повсеместно. На этом основании даже формировался общий вывод о том, что максимумы фосфатообразования, зафиксированные по запасам фосфоритовых руд, не отражают «мировые эпохи фосфатонакопления», а, наоборот, строго локализованы, хотя и на достаточно крупных, но обособленных территориях.

Для более объективного решения проблемы о существовании эпохи фосфоритообразования предпринимались попытки оценить общее количество фосфоритовых руд в месторождениях, а не только учтенные запасы или прогнозные ресурсы. Такая оценка была сделана недавно австралийскими геологами П. Д. Куком и М. У. Макелхинни [Cook, McElhinny, 1979]. Конечно, точность расчетов при этом уменьшилась, но принципиальная картина, установленная раньше советскими геологами, почти не изменилась. Подтвердились максимумы в венде и кембрие, ранней перми, мелу и палеогене, а также в неогене. Кроме того, П. Д. Кук и М. У. Макелхинни дополнительно проанализировали, какое количество месторождений выявлено в ту или иную геологическую эпоху, и на основе этих данных подтвердили две интересные закономерности. Во-первых, вновь подметили, что пермский максимум отвечает небольшому числу огромных месторождений, развитых только в пределах одного бассейна Фосфория. Иными словами, этот максимум не фиксируется в других регионах Земли и поэтому не является глобальным. Во-вторых, оказалось, что и по общему количеству фосфоритовых руд и по количеству месторождений, установленных в разных районах Земли, такие эпохи, как раннекембрийская и позднемеловая — раннепалеогеновая, могут относиться к главным периодам фосфогенеза в истории развития Земли.

Нужно заметить, что сама идея о существовании древней эпохи фосфатонакопления, проявившейся в самые последние века докембрия — начале кембрия, была высказана более 20 лет тому назад. Основанием для такого предположения послужили имеющиеся в то время ограниченные сведения о фосфоритах позднего докембрия и кембрия Сибири, Дальнего Востока, Казахстана и других районов Азии. Вот как была сформулирована эта идея. «Внимательное изучение данных о фосфатопоявлениях на территории Сибири и Дальнего Востока и сравнение их с материалами по другим областям СССР и по зарубежным странам неизбежно приводят к выводу, что на территории Азии была определенная эпоха, когда... происходило массовое образование пластовых фосфоритов. Эта эпоха охватывает самые последние века докембрия и начало кембрия. В это время образовался богатейший фосфоритоносный бассейн Малого Каратау на юго-западе Казахстана. Тот же возраст имеют крупные месторождения пластовых фосфоритов в Китайском Тянь-Шане, на южном склоне Цилиня, во Вьетнаме (бассейн Лао-Кай) и в Корее... В горном обрамлении юга Сибири развиты... формации того же возраста... Довольно давно уже в них начали обнаруживаться различные фосфатопоявления и даже фосфоритовые месторождения... К настоящему времени они обнаружены в Горном Алтае, в Горной

Шории, в Салаире, на Кузнецком Алатау, в Енисейском кряже, в Батеневском кряже, в Восточной Туве, вдоль северного склона Восточного Саяна, в Прибайкалье и на Малом Хингане» [Яншин, 1964, с. 22—23].

В течение 60—70-х годов последовали открытия крупных месторождений, фосфоритоносных бассейнов и целых провинций того же возраста в разных частях света. И сейчас уже ни у кого не вызывает сомнений тот факт, что в позднем докембрии — раннем кембрии на Земле была эпоха массового фосфатонакопления [Бушинский, 1966; Гиммельфарб, 1965; Ильин, 1979; Ильин, Волков, 1980; Красильникова, 1967; Михайлов, 1984; Покрышкин и др., 1982; Тимофеев и др., 1983; Холодов, 1970; Юдин, 1981, 1984; Яншин, 1982; Яншин и др., 1984; Cook, Shergold, 1980; Slapsky, 1980]. Этот факт подтвердили еще раз известные ученые П. Д. Кук и Д. Г. Шергольд [1984], отметив существование единой широко представленной на всех континентах эпохи фосфатонакопления, которая началась на рубеже между поздним рифеем и вендом, достигла максимума в раннем кембрии, в интервале 590—550 млн. лет, затем стала ослабевать к началу среднего кембрия, т. е. около 540 млн. лет. Они справедливо подчеркнули, что вряд ли можно сомневаться в огромных ресурсах позднедокембрийских — раннекембрийских фосфоритов в масштабах всего мира.

Имеющиеся в настоящее время данные полностью подтверждают грандиозные масштабы фосфатонакопления в позднедокембрийско — раннекембрийскую эпоху. В течение этой эпохи существовали такие крупные фосфоритоносные бассейны, как Каратауский, Алтае-Саянский, Окино-Ухагольский, Хубсугульский, Янцзы и Джорджина, не считая более мелких, которые, кстати, еще очень слабо изучены. В каждом из этих бассейнов открыты десятки фосфоритовых месторождений, многие из них уже эксплуатируются. Выявленные запасы фосфоритовых руд в пределах позднедокембрийских и раннекембрийских фосфоритоносных бассейнов достигают почти 7 млрд. т P_2O_5 . Это более 15% всех известных в мире запасов фосфоритов.

Обращает на себя внимание, что позднедокембрийская — раннекембрийская эпоха фосфатонакопления выделяется не только по широкому развитию крупных фосфоритоносных бассейнов и в огромной массе накопившихся в них фосфоритовых руд. В еще большей мере эта эпоха фиксируется глобальными масштабами осаждения фосфора во всех осадочных бассейнах Земли того времени. Хорошо известно, что фосфоритовые месторождения другого возраста залегают среди пород, практически лишенных фосфора. В противоположность этому среди отложений венда и нижнего кембрия мы встречаем мощные толщи известняков, кремнистых известняков и доломитов, содержащих от 1 до 5% P_2O_5 . Значит, суммарное количество фосфора в этих отложениях должно в сотни раз превышать количество его в месторождениях. Последние являются лишь участками еще более высокой концентрации фосфора.

Мы постарались хотя бы приблизительно определить массу фосфора в осадочных породах отдельных эпох геологического прошлого, чтобы установить, фиксируется или нет повышенное количество фосфора в отложениях позднего докембрия и раннего кембрия. Расчеты основывались на данных А. Б. Ронова и др. [1976], А. Б. Ронова и А. А. Ярошевского [Ронов, 1980], А. П. Лисицына [1974, 1978] и др. Масса фосфора оценивалась для терригенных, карбонатных и вулканогенных пород в отдельности, исходя из среднего содержания в них фосфора, а затем суммировалась для каждой геологической эпохи. Результаты оказались очень интересными. Они хорошо подтверждают глобальный масштаб венд-раннекембрийской эпохи фосфатонакопления (рис. 2).

Всего в осадочных толщах континентов, накопившихся в течение 650 млн. лет, содержится 750 геотонн фосфора. Эта цифра поистине гигантская! Если ее сравнить со всеми выявленными запасами фосфоритовых руд, то окажется, что она почти в 4 млн. раз больше. Становится понятным, что прогнозные ресурсы всех руд фосфоритовых месторождений мира соответствуют ничтожной доле той массы фосфора, которая имеется в осадочной оболочке Земли.

Выясняется, что почти 20% всей массы фосфора, или 141 геотонна, накопилось в эпоху венда и кембрия, т. е. в интервале геологической истории длительностью немногим более 120 млн. лет, охватывающем время от 650 до 540 млн. лет тому назад. В кембрийскую эпоху в осадочных толщах скопилось 80 геотонн фосфора, причем значительная его масса осаждалась не только с терригенными и вулканогенными, но и с карбонатными породами. Можно даже думать, что доля фосфора, осажденного в кембрийское время при карбонатной и кремнисто-карбонатной седиментации, была решающей для образования раннекембрийской эпохи фосфатонакопления. По крайней мере, в последующие эпохи эта доля была гораздо меньшей.

Итак, венд-раннекембрийская эпоха фосфатообразования выделяется как глобальная по целому комплексу имеющихся данных: и по выявленным запасам фосфоритовых руд, и по общей массе фосфора в осадочных толщах венд-раннекембрийского возраста, и по присутствию большого количества фосфора не только в терригенных и вулканогенных, но и в карбонатных и кремнисто-карбонатных породах, и, наконец, по большому числу установленных месторождений и проявлений фосфоритов на разных континентах Земли.

Еще одна глобальная эпоха фосфоритообразования, устанавливаемая однозначно всеми исследователями, приурочена к меловому периоду и раннему палеогену. Она охватывает интервал геологической истории приблизительно от 125 до 45 млн. лет тому назад. Ее продолжительность была почти 80 млн. лет. Особенно четко эта эпоха выделяется по огромным ресурсам фосфоритовых руд, сконцентрированных в громадных фосфоритоносных бассейнах, таких как Восточно-Средиземноморский, Египетский, Алжиро-Тунисский, Марокканский, Западно-Сахарский, Санто-Доминго и др.

В этих бассейнах обнаружено почти 26 млрд. 800 млн. т P_2O_5 , т. е. около 59% мировых запасов фосфоритовых руд. Особенно гигантские запасы находятся в бассейнах раннего палеогена. Месторождения именно этого возраста содержат 20 млрд. 500 млн. т P_2O_5 или свыше 44% общемировых ресурсов фосфоритов. Ранний палеоген, таким образом, резко выделяется по массе фосфоритовых руд среди всех других веков геологической истории.

Мел-раннепалеогеновая эпоха очень хорошо устанавливается и по количеству месторождений фосфоритов, обнаруженных на разных континентах Земли. Они выявлены как в Азии, в Европе и в Африке, так и в Северной и Южной Америке. Глобальный характер фосфатонакопления в меловое и раннепалеогеновое время фиксируется также и по общей массе фосфора в осадочных толщах этого возраста, и по его содержанию в терригенных, карбонатных и вулканогенных породах. По существу, наблюдается та же картина, что и для венд-раннекембрийской эпохи, но с одним очень существенным отличием.

Вся масса фосфора, находящаяся в осадочных сериях мел-раннепалеогеновой эпохи, сконцентрирована в меловых толщах, а не в раннепалеогеновых, с которыми связан максимум запасов фосфоритовых руд. Так, суммарное количество фосфора, накопившееся во всех осадочных бассейнах мелового периода, достигает 128 геотонн ($12,8 \cdot 10^{15}$ т), что составляет свыше 17% массы фосфора всей осадочной оболочки континентов. Из этого количества 42 геотонны содержатся в вулканогенных породах, 9 — в карбонатных и 77 — в терригенных. В отложениях же раннего палеогена насчитывается всего лишь 7,5 геотонн, т. е. в 17 раз меньше! Получается, что глобальное фосфатонакопление в рассматриваемую эпоху происходило в меловое время, а образование фосфоритоносных бассейнов и месторождений фосфоритов со всеми приуроченными к ним запасами фосфоритовых руд было смещено на более позднее время раннего палеогена. Итак, выясняется, что мел-раннепалеогеновая эпоха фосфатобразования, несомненно, была глобальной, но характеризовалась своеобразными, отличающимися от эпохи венда и раннего кембрия, условиями формирования фосфатоносных бассейнов и фосфоритовых месторождений.

Относительно пермской эпохи фосфатонакопления можно сказать, что ее глобальный характер, как считают многие исследователи, весьма сомнителен. Эта эпоха хорошо проявляется при оценке запасов фосфоритовых руд, масса которых достигает 3,5 млрд. т. Но, как известно, все эти ресурсы содержатся в одном фосфоритоносном бассейне мира — Фосфории. Вместе с тем для пермской эпохи, особенно для времени ранней перми, (250—280 млн. лет тому назад), отмечается, хотя и небольшое, но все же повышенное накопление фосфора во всех осадочных бассейнах. Очень важно, что это повышение связано с осаждением фосфора вместе с карбонатными и вулканогенными породами. Вполне вероятно, что образование гигантского по запасам фосфоритоносного бассейна Фосфория произошло под действием каких-то глобальных геологических процессов.

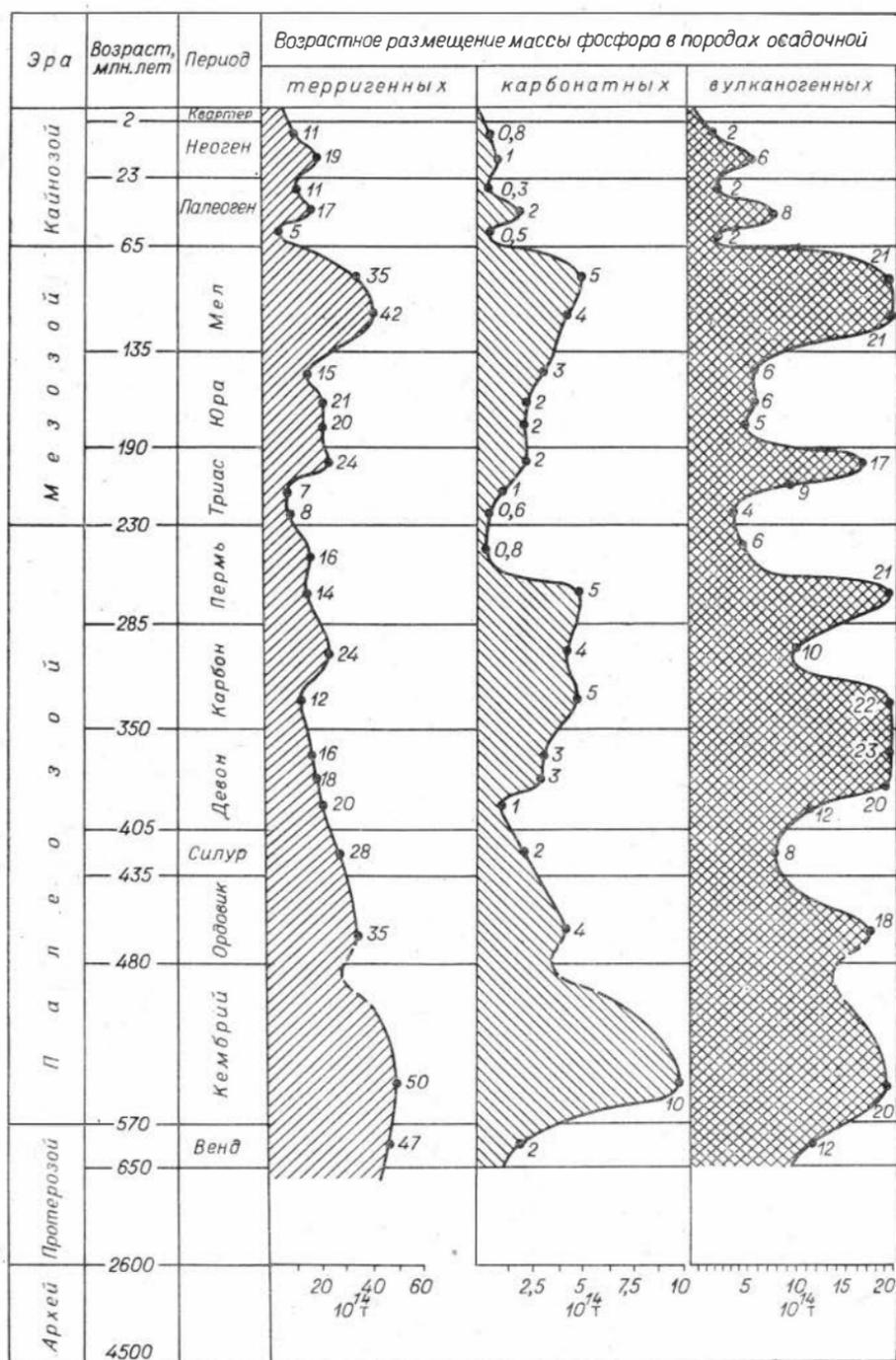
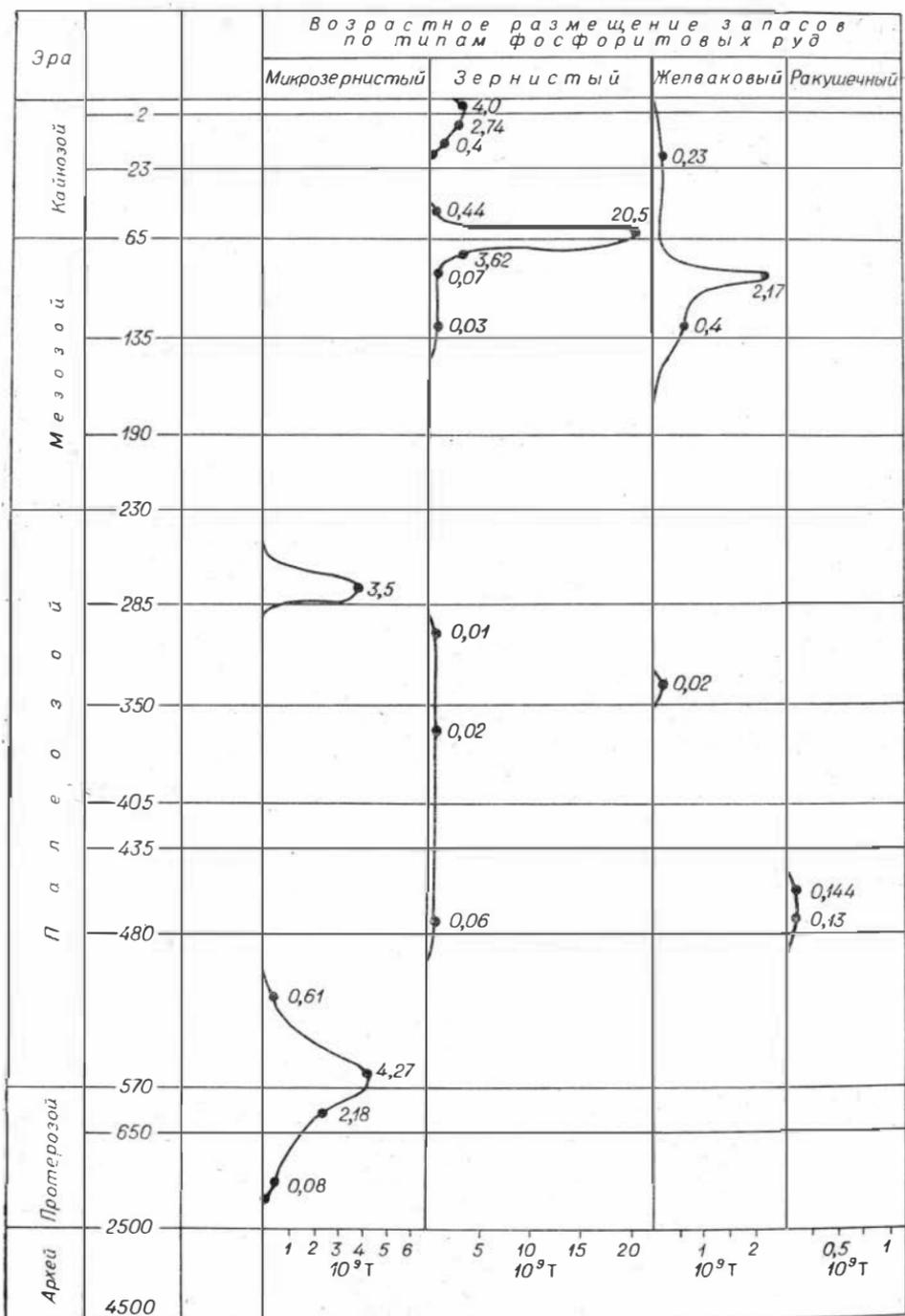


Рис. 2. Особенности возрастного размещения массы фосфора,



Окончание рис. 2

Обратимся теперь к проблеме эволюции фосфатонакопления в геологической истории. Она очень сложна и пока еще далека от однозначного решения. Но фактические данные для ее обсуждения сейчас уже имеются. Такая возможность появилась после того, как удалось произвести типизацию фосфоритоносных бассейнов и фосфоритовых месторождений и выяснить закономерности их возрастного размещения.

Впервые проблема эволюции фосфатонакопления была рассмотрена почти 20 лет тому назад Н. А. Красильниковой [1967]. Она показала, что в наиболее древние периоды геологической истории преобладали оолитово-зернистые и афанитовые фосфориты (сейчас они называются микрозернистыми). Затем в ордовике развились ракушечные фосфориты, в юре и мелу — желваковые, а в позднем мелу и кайнозое — зернистые. Докембрийские и кембрийские фосфориты были в основном хемогенные, палеозойские — хемогенные и биохемогенные, а мезозойские и кайнозойские — преимущественно биохемогенные. Эта принципиальная картина эволюции подтвердилась при последующих исследованиях.

На составленных графиках (см. рис. 2) хорошо заметны основные закономерности возрастного размещения главных типов фосфоритовых руд: микрозернистых, зернистых, желваковых и ракушечных, а также их запасов. Эти закономерности, на которые обращали внимание многие ученые, могут быть сформулированы следующим образом.

Первая закономерность. Фосфоритопосные бассейны и фосфоритовые месторождения микрозернистого типа преимущественное развитие получили в докембрии и раннем кембрии, а также в ранней перми. Основные запасы микрозернистых руд приурочены к венд-кембрийской эпохе. Ученные ресурсы фосфоритов в бассейнах этого возраста достигают 6 млрд. 710 млн. т P_2O_5 , что составляет 64% мировых запасов микрозернистых руд. Остальная часть (немногим более 34%) накопилась в ранней перми в одном крупном фосфоритоносном бассейне Фосфория. В мезозое и кайнозое месторождения и бассейны с микрозернистыми фосфоритовыми рудами не формировались.

Вторая закономерность. Фосфоритоносные бассейны и фосфоритовые месторождения зернистого типа впервые начали появляться в ордовике, позднем девоне и карбоне. Однако эпоха массового формирования зернистых фосфоритов наступила в меловом периоде и продолжалась на протяжении всей последующей истории. Основной объем выявленных запасов зернистых фосфоритов (около 77% мировых ресурсов зернистых руд) образовался в меловом периоде и в раннем палеогене. Мел-раннепалеогеновая глобальная эпоха фосфатонакопления была эпохой формирования месторождений преимущественно зернистого типа.

Третья закономерность. Фосфоритоносные бассейны и фосфоритовые месторождения желвакового типа возникли в позднем девоне или раннем карбоне, около 360—340 млн. лет тому назад. Но основное время их образования приходится на юрский и меловой периоды, охватывающие интервал геологической истории от 190 до

80 млн. лет тому назад. Главная масса желваковых фосфоритов накопилась в меловом периоде, на который приходится 2 млрд. 570 млн. т P_2O_5 , или почти 95 % общемировых запасов руд этого типа. Мел-раннепалеогеновая эпоха глобального фосфатонакопления, таким образом, отличалась преимущественным накоплением не только зернистых, но и желваковых фосфоритов.

Четвертая закономерность. Фосфоритоносные бассейны и фосфоритовые месторождения ракушечного типа существовали только в ордовикском и силурийском периодах, в интервале геологической истории от 470 до 410 млн. лет тому назад. Как отметила еще Н. А. Красильникова [1967], ракушечные фосфориты — уникальные образования, больше никогда не возникавшие в истории развития Земли.

Таким образом, эволюция фосфатонакопления в геологической истории фиксируется отчетливой сменой во времени типов фосфоритоносных бассейнов и фосфоритовых месторождений. Древние эпохи истории развития Земли характеризовались, по-видимому, накоплением во всех фосфоритоносных бассейнах только микрозернистых фосфоритов. Они продолжали образовываться до конца палеозоя. Во второй половине раннего палеозоя (ордовик и силур) выделяется уникальный этап накопления ракушечных фосфоритов в эпиконтинентальных морях древних континентов. В конце палеозоя на смену микрозернистым фосфоритам приходят зернистые и желваковые фосфориты, которые получили исключительное развитие в мезозое и кайнозое. Каждая из двух глобальных эпох фосфатонакопления — венд-раннекембрийская и мел-раннепалеогеновая — отличались своими типами фосфоритоносных бассейнов и месторождений фосфоритов. Для первой эпохи были характерны бассейны и месторождения микрозернистого типа, а для второй — зернистого и желвакового.

Вот теперь, когда мы показали, что в геологической истории существовали эпохи глобального фосфатонакопления и происходила эволюция фосфатообразования, можно ответить на вопросы, поставленные в самом начале раздела. Ответы на эти вопросы связаны с выяснением проблемы условий образования фосфоритов.

Существует много гипотез образования фосфоритов. На первый взгляд это может вызвать удивление, потому что, как мы уже знаем, любые фосфориты, встречающиеся на Земле, сложены одним и тем же минералом — апатитом, который испытывает незначительные вариации в химическом составе. Это поразительное однообразие, как говорили французские геологи Ж. Лука и Л. Прево [1984], приводит к мысли о каком-то едином или, вернее, сходном механизме генезиса апатита. Но оказывается, что это вовсе не так. Апатит полностью оправдывает свое название «обманчивого» минерала. Расшифровать условия образования различных типов фосфоритов с позиции какой-либо одной «универсальной» гипотезы никак не удастся. И в настоящее время многие исследователи пришли к выводу, что проблему генезиса фосфоритов нужно разделить на две самостоятельные части. Одна из них должна объяснить физико-химиче-

ские условия осаждения апатита в бассейнах современного и древнего фосфатонакопления, а другая — условия образования в этих бассейнах крупных скоплений фосфоритов в виде залежей и месторождений.

Но и в отношении физико-химических условий осаждения апатита пока еще нет единства взглядов. Конкурируют три гипотезы: биогенная, биогенно-хемогенная (или диагенетическая) и хемогенная.

Биогенная гипотеза начала разрабатываться еще в конце прошлого и начале нашего века учеными Франции, России и Америки. Особенно значительный вклад в ее развитие внесли Д. Меррей и А. Ренард [Murrey, Renard, 1891], а также А. Д. Архангельский [1954] и Я. В. Самойлов [1921]. В свое время эта гипотеза называлась биолитной, от слова — биолит — камень, образовавшийся в результате жизнедеятельности организмов. Сущность гипотезы заключается в биогенном накоплении апатита при осаждении твердых частей организмов морских животных: раковин брахиопод, костей и зубов беспозвоночных, чешуи и зубов рыб, разнообразных микроскопических организмов. На дне организмы разлагаются, и освобождается фосфор, который затем осаждается в виде фосфорита.

Очевидно, что для образования сколько-нибудь значительных скоплений фосфоритов по такому механизму была необходима регулярная массовая гибель организмов в морях геологического прошлого. Одной из причин такой гибели, по мнению Д. Меррея и А. Ренарда [Murrey, Renard, 1891], могла быть встреча холодных и теплых течений в море. В этом случае организмы не могли выдержать резких изменений температур и погибали в больших количествах, что и приводило в конечном счете к образованию фосфоритов. В качестве примера приводилась область, расположенная у южной оконечности Африки, где воды теплого течения встречаются с холодными и где на дне найдены фосфориты.

Биогенная гипотеза в таком выражении вызывала много замечаний. Самые простые расчеты показали, что того количества фосфора, которое содержится во всех организмах крупного морского водоема, не хватает при их массовой одновременной гибели даже для образования одного небольшого по мощности слоя фосфоритов. Нужно было поэтому найти другой механизм биогенного поступления фосфора на дно водоема.

В настоящее время значимость организмов в биогенном накоплении фосфора стала анализироваться в гораздо более всеобъемлющей форме. Более определенно установлена роль позвоночных в фосфатонакоплении. Выяснилось, что некоторые морские позвоночные животные могут дать фосфоритовых зерен в количестве до 15% своего объема в виде костей, чешуи, зубов и их обломков. Эти организмы представляют собой очень эффективный и регулярный фосфатный механизм. Беспозвоночные животные тоже непосредственно участвуют в фосфоритной седиментации. Это и фосфатные раковины брахиопод и панцири ракообразных, это и фосфатные гидрогели, выделяемые некоторыми видами цефалопод, и фосфатные выделения

ряда животных, осаждающиеся в форме «жемчужин», тонкослю-
дистых образований и концентрически-полосчатых конкреций. По
мнению Ю. Н. Занина [1984], Ж. Лука и Л. Прево [1984], большое
значение для фосфатонакопления имеют планктон и бактерии. Все-
сторонне расшифровывается сейчас также роль водорослей в про-
цессах концентрации и осаждения фосфора.

Таким образом, выясняется, что организмы имеют исключитель-
ное значение в процессах осаждения фосфора. Биогенный фосфат-
ный механизм способен непосредственно концентрировать фосфор
из морской воды и выводить его в осадок. В этой связи весьма ин-
тересными оказались опыты Ж. Луки и Л. Прево [1984] по синтезу
апатита. Они установили, что под действием бактерий первичные
осадки (карбонатные и гипсовые) быстро превращаются в апатит.
Но для того, чтобы такие превращения происходили в природе, не-
обходимо присутствие повышенных количеств фосфатсодержащих
органических веществ. Подобная обстановка может существовать
только в тех районах морей и океанов, где возможна интенсивная
биологическая активность, вызванная избытком жизненно важных
элементов.

Многие исследователи пришли к выводу, что биогенная гипо-
теза не может объяснить условия образования природных фосфоритов.
Более обоснованной является биогенно-хемогенная, или диагене-
тическая, гипотеза. В ее становлении большую роль сыграли ис-
следования академика Н. М. Страхова [1962] и Г. Н. Батурина
[1978]. Основная суть этой гипотезы сводится к следующему. Во-
первых, единственным источником растворенного фосфора в зонах
морского и океанического фосфоритообразования являются сами
океанические воды. Во-вторых, фосфор осаждается на дно исключи-
тельно в составе биогенного детрита — осадков фито- и зоопланкто-
на, копролитов, костей, чешуи. При этом важнейшую роль играет
осаждение фосфора в составе собственно органического вещества.
В-третьих, в морских и океанических осадках фосфор подвергается
активному диагенетическому перераспределению и концентрации.
Движущей силой этих процессов является органическое вещество.
Первоначально фосфор переходит из твердой в жидкую фазу пре-
имущественно в органической форме, а затем по мере распада орга-
нических соединений в поровых водах накапливается минеральный
фосфор, концентрация которого повышается. В результате поровые
воды оказываются значительно пересыщенными фосфатом кальция,
который начинает осаждаться на материале разнообразного про-
исхождения и состава. При последующих процессах состав фосфат-
ных стяжений может изменяться и самоочищаться от других ком-
понентов. При этом могут формироваться относительно чистые фос-
фатные зерна, а также может происходить цементация фосфатных
зерен и желваков аморфным фосфатом с образованием конкреции,
глыб и плит.

Таким образом, процесс фосфатообразования согласно биогенно-
хемогенной гипотезе, как считает Г. Н. Батурин [1978], включает
в себя следующие этапы: 1) потребление фосфора фитопланктоном

и другими организмами, 2) осаждение фосфора на дно в составе биогенного детрита и накопление осадков с повышенным содержанием биогенного фосфора, 3) формирование в осадках гелеобразных, постепенно уплотняющихся фосфатных стяжений, 4) переувлажнение осадков и остаточная концентрация стяжений.

Эти идеи получили широкий отклик как в Советском Союзе, так и за рубежом. Например, австралийский геолог П. Д. Кук [Кук, Шергольд, 1984] почти полностью использовал намеченную выше стадийность для объяснения условий образования древних позднедокембрийских и кембрийских фосфоритов. В его изложении эта стадийность выглядит так: 1) расцвет органической жизни в анаэробных условиях, 2) образование обогащенных органикой донных осадков и разложение органики, 3) обогащение поровых вод осадков фосфором, возникающим при разложении органики, 4) образование апатита путем фосфатизации осадков в присутствии обогащенных фосфатом поровых вод.

Если вспомнить вышеупомянутые опыты Ж. Луки и Л. Прево [1984] по синтезу апатита с использованием фосфатсодержащего органического вещества, то можно заметить, что их результаты, с одной стороны, хорошо согласуются с представлениями о диагенетическом образовании фосфоритов путем замещения осадков апатитом, а с другой — существенно дополняют их, так как показывают, что эти процессы могут вызываться не только чисто химическими реакциями, но и могут быть обусловлены деятельностью бактерий, т. е. являться, хотя бы частично, биохемогенными.

Хемогенная гипотеза основывается на представлениях о химическом осаждении фосфора на дне водоемов. Сущность этой гипотезы первоначально состояла в следующем. В глубинных водах морей и океанов содержатся огромные запасы растворенных соединений фосфора, которые находятся на пределе насыщения. В тех районах акватории Мирового океана, где эти глубинные воды поднимаются восходящими течениями к поверхности, происходит удаление определенного количества растворенной углекислоты, вследствие понижения давления. Тем самым изменяются физико-химические параметры морской воды, уменьшается растворимость фосфатов и карбонатов, а их избыток должен выпадать из раствора в осадок. Так как известковые частицы получаются более крупные, то они осаждаются быстрее, а фосфатные, как наиболее мелкие, начинают осаждаться с глубины 200 м и меньше. Их накопление продолжалось бы до самой поверхности моря, но с глубины 50 м оно прекращается, потому что здесь растворенные фосфаты потребляются в большом количестве планктоном и растениями. Химическое осаждение фосфатов может происходить только в верхней и средней частях шельфа, или подводного континентального склона, т. е. на глубинах от 50 до 150 м. При этом должны соблюдаться два условия: прямая связь водных масс, находящихся на шельфе с водами глубинных зон моря, которые включают основные запасы растворенных соединений фосфора, а также восходящие к шельфу глубинные холодные течения, которые бы переносили запасы растворенных фосфатов на шельф.

В таком виде хемогенная гипотеза была высказана еще известным советским геологом А. В. Казаковым [1937] и поддержана многими исследователями. Появились и другие варианты хемогенной гипотезы. Так, Н. М. Страхов [1962] предполагал возможность химического выпадения фосфора из наддонных вод, насыщенных фосфатными соединениями в результате испарения. А. И. Смирнов [1972] высказал мнение о том, что химическое осаждение фосфора обогатилось фосфатными соединениями при размыве вулканогенных, главным образом эффузивных пород. Так или иначе, но хемогенная гипотеза получила широкое признание. В ней впервые обращается внимание на важность физико-химических процессов, которые происходят при смешении различных по составу, солености и температуре природных вод, потому что при таком смешении могут происходить реакции высаливания и выпадения в осадок фосфатных соединений. Кроме того, хемогенная гипотеза указала на исключительную важность апвеллинга, как называют восходящие океанические течения, для объяснения условий фосфоритообразования в морях и океанах. На этом вопросе мы еще остановимся ниже, а сейчас нужно отметить, что хемогенная гипотеза вообще привлекла внимание исследователей к процессам химического осаждения фосфора из морской воды и стимулировала постановку многих экспериментальных работ в области изучения природных равновесных физико-химических систем. Результаты такого изучения оказались весьма неутешительными. Все полученные данные показали, что химическое осаждение апатита из морской воды мало вероятно. Оно не находит объяснения с позиций современных представлений о физико-химических процессах, происходящих в морях и океанах.

Некоторые исследователи продолжают отстаивать возможность химического осаждения апатита в древних морских бассейнах. Однако для этого необходимо признать, что к процессам фосфатонакопления нельзя подходить с современных актуалистических позиций, ориентируясь на ничтожную концентрацию фосфора, растворенного в теперешних морях и океанах. Необходимо допустить более высокие его содержания в водах океанов, существовавших в прошлые геологические эпохи, иные содержания кислорода и углекислоты в атмосфере и, следовательно, в гидросфере. Это должно повлечь за собой вывод о том, что условия для химического осаждения апатита в древних водоемах могли быть вполне благоприятными. Косвенно это подтверждается расчетами количества фосфора, поступавшего ежегодно в осадок в крупных фосфоритоносных бассейнах прошлых эпох, выполненными американским исследователем Р. П. Шелдоном [1982]. Полученные цифры ежегодно осаждающегося апатита оказались очень большими. Для того чтобы получить столько фосфоритов, в придонных водах древнего моря должно было находиться в 10—40 раз больше фосфора. Такая масса слишком чрезмерна для поровых вод осадков. Они просто не способны были бы пропустить ее через себя. Это оставляет возможность для сомнений в справедливости гипотезы о диагенетическом происхождении

фосфоритов крупных месторождений и делает вероятным химическое осаждение апатита на границе вода — осадок.

Как можно было заметить, при любой гипотезе, пытающейся объяснить условия осаждения апатита, всегда обсуждается вопрос об источнике фосфора. Важно знать, откуда фосфор поступал в моря и океаны, в каких районах и зонах Мирового океана создавались условия для его концентрации в повышенных и высоких количествах. Это важно знать и потому, что именно в этих районах могут возникать благоприятные обстановки для образования фосфоритов. Дискуссия уже давно ведется вокруг трех источников. Одни исследователи доказывают, что основным первоисточником фосфора для образования фосфоритов являются горные породы суши. Вторые считают основополагающим фосфорный резерв вод Мирового океана. Третьи связывают поступление фосфора главным образом с подводными гидротермальными водами и с вулканическими извержениями. Конечно, все три группы исследователей не отвергают других источников, но придают им второстепенное значение по сравнению с определяющим образование фосфоритов того или иного фосфоритоносного бассейна.

Наиболее широкое признание получили представления о том, что источником фосфора для большинства крупных и гигантских фосфоритоносных бассейнов были воды Мирового океана. Фосфор в океаны и моря мог поступать любыми путями: и с суши, и с вулканическими извержениями, и при подводном растворении пород дна океанов, и с гидротермальными рассолами. Важно, что фосфор в морской воде присутствует всегда. Главная задача — выявление зон его повышенных содержаний. Ими являются, как подметил почти 50 лет тому назад А. В. Казаков [1937], зоны апвеллингов, выходящие из глубин на поверхность к берегам континентов океанические течения.

Сейчас уже хорошо известно, что концентрация фосфора в океанах изменяется от полного отсутствия в некоторых поверхностных водах до весьма высоких содержаний на глубине. Наблюдаемые на поверхности минимальные концентрации фосфора быстро достигают максимума на глубинах около 1000 м, а затем отмечается небольшое понижение концентрации, незначительно изменяющееся с глубиной. Такое распределение концентрации фосфора объясняется следующим образом. В маломощном поверхностном слое происходит фотосинтез. Этот слой является зоной потребления фосфора. Ниже расположена зона быстрой регенерации фосфора, где достигаются максимальные содержания. Именно здесь фосфор возвращается в раствор после разложения и окисления органических соединений и мертвых организмов. Глубинная зона получает регенерированный фосфор из органического вещества. Зона максимальных содержаний представляет собой большой резервуар фосфора. Отсюда он выносится на поверхность для повторного использования в жизненном цикле.

Один из основных механизмов привноса фосфора из глубин на поверхность — апвеллинги. Районы, где имеются восходящие течения, которые поднимают к поверхности холодные воды с высоким

содержанием фосфора и других питательных веществ, представляют собой участки высокой первичной органической продуктивности. Широко распространены апвеллинги у западных побережий континентов. Они хорошо известны вдоль западных берегов Южной Америки и Африки. Кроме того, апвеллинги зафиксированы у северных побережий Северного и у южных Южного полушарий.

Как оценил Г. Н. Батурин [1978], благодаря непрерывной поставке фосфора и других биогенных элементов к поверхности океана, на долю зон прибрежного подъема вод, которые занимают всего лишь менее 1% площади океана, приходится до 100% первичной продукции органического вещества. Непосредственным потребителем поступающего на шельф фосфора является фитопланктон. Он служит пищей для зоопланктона, а затем рыб, морских птиц и млекопитающих. В целом в зонах подъема воды фитопланктон ежегодно извлекает из морской воды около 100 млн. т растворенного минерального фосфора, а в районах только шельфов Юго-Западной Африки и западных берегов Южной Америки вдоль Перу и Чили — почти 10 млн. т. Не удивительно, что именно эти зоны Мирового океана обладают исключительно высокой биологической продуктивностью. Здесь отмечаются огромные запасы рыбы, гигантские скопления птиц, заселяющие побережье и острова и создающие залежи гуано.

Многие исследователи считают, что зоны апвеллингов и являются теми областями, где возникают сейчас и возникали в прошлые геологические периоды крупные и гигантские фосфоритоносные бассейны. С апвеллингом связывают образование древних Каратауского бассейна в Казахстане, Хубсугульского в Монголии, Янцзы в Китае, Джорджина в Австралии и Фосфория на западе США, а также громадных мел-палеогеновых Восточно-Средиземноморского, Египетского, Алжиро-Тунисского, Марокканского, Западно-Сахарского и других бассейнов. Возникновение Флоридского и Приатлантического фосфоритоносных бассейнов, возникших в миоцене 12 млн. лет тому назад, тоже объясняется влиянием апвеллинга.

Идея апвеллинга оказалась исключительно привлекательной для объяснения условий фосфоритообразования и в первую очередь для установления местоположения древнего фосфоритоносного бассейна. Появилось большое количество глобальных реконструкций, на которых воссоздавались зоны апвеллингов в океанах и морях отдельных эпох геологического прошлого. Особенно широко подобные реконструкции стали использоваться в последние годы в связи с развитием и становлением новой глобальной тектоники плит. Наиболее всесторонне вопрос пространственного и временного распространения месторождений фосфоритов в свете тектоники плит был рассмотрен австралийскими геологами П. Д. Куком и М. У. Макеллини [Cook, McElhinny, 1979]. Они предложили две идеализированные пространственные модели фосфатонакопления в древних океанах и морях в связи с расходящимися плитами.

Первая модель относилась к тому случаю, когда континенты раскалывались широтно ориентированными разломами. Затем про-

исходило раздвижение плит в результате спрединга и между ними появлялся узкий морской бассейн, простирающийся с запада на восток. В таком бассейне возникала ярко выраженная система течений западного направления, которая порождала очень сильный динамический апвеллинг. Именно с этим апвеллингом, возможно, и было связано образование фосфоритоносных бассейнов мел-палеогенового возраста в морях Тетиса (Восточно-Средиземноморский, Египетский, Алжиро-Тунисский, Среднеазиатский). При дальнейшем расширении морского бассейна должно было происходить ослабление динамического апвеллинга, уменьшение биологической продуктивности, а это привело бы к затуханию процессов фосфатонакопления.

Вторая модель рассматривает возникновение меридионально вытянутых океанических бассейнов, ориентированных с севера на юг (например, современный Атлантический океан). После раскалывания древнего континента меридиональными разломами литосферные плиты в результате спрединга перемещаются на восток и на запад. После полного их разделения образуется узкий ориентированный с севера на юг морской бассейн. В таком узком бассейне значительных течений быть не может. По мере продолжающегося спрединга морской водоем все более расширяется и, когда его ширина достигает примерно 3000 км, в нем создаются условия для возникновения океанических круговых течений. Это приводит к появлению апвеллингов и образованию фосфоритов на восточной стороне океанов. По-видимому, такие условия и привели к образованию Марокканского и Западно-Сахарского бассейнов на востоке Атлантического океана.

Таким образом могут быть увязаны процессы фосфоритонакопления с новыми представлениями, развиваемыми гипотезой тектоники литосферных плит. Однако полностью объяснить образование фосфоритоносных бассейнов на основе представлений о дрейфе литосферных плит и влияния апвеллинга никак не удастся. И в последние годы стало появляться все больше высказываний о том, что многие древние бассейны фосфоритообразования не укладываются в рамки гипотезы апвеллинга как основного источника фосфора для фосфоритоносных бассейнов. Даже исследователи, горячо отстаивающие эти взгляды, начали высказываться гораздо осторожнее. Например, П. Д. Кук и Д. Г. Шергольд [1984] в своем докладе на 27-м Международном геологическом конгрессе, который состоялся в августе 1984 г. в Москве, говорили: «Применение гипотезы апвеллинга для генетического истолкования многих месторождений фосфоритов встречается с определенными трудностями, в особенности для месторождений, обладающих многими признаками мелководного происхождения... Для месторождений фосфоритов, формировавшихся в мелководных эпиконтинентальных морях, необходимо допускать либо какой-то механизм, обеспечивающий транспортировку высокопродуктивных океанических вод далеко в глубь континента, либо возможность возникновения таких мелководных и даже лагунных циркуляций, которые могли привести к формированию высокопродуктивных водных масс».

По нашему мнению, альтернативным источником фосфора и высокопродуктивных водных масс в древних мелководных эпиконтинентальных бассейнах фосфоритообразования могли быть однонаправленные гигантские течения, вызываемые процессами эвапоритового осадконакопления. Эти процессы почему-то остаются без внимания, хотя они на протяжении всей геологической истории проявляются в глобальном масштабе.

Процессы осадконакопления, связанные с испарением воды, концентрацией растворов и выпадением при этом в осадок солей, называются эвапоритовыми. При этих процессах образуются толщи гипсов, каменной и калийных солей. Процессы испарения исключительно широко распространены в природе. Они составляют основу круговорота воды на Земле. Ежегодно с поверхности Мирового океана испаряется почти 3,83 геотонны воды. Весь объем воды в океанах составляет 13700 геотонн. Очень просто прикинуть, что вся эта огромная масса воды, находящаяся в морях и океанах, способна испариться всего лишь за 4000 лет, если бы вода снова не возвращалась в виде осадков в океаны и моря. Для геологической истории 4000 лет — очень короткий срок, почти мгновение, но, как видно, за это время вся морская вода может пройти через атмосферу и, значит, обновиться. А за всю фанерозойскую историю, т. е. 600 млн. лет, океанпческие воды способны обновиться 150 тысяч раз! Эта цифра поражает воображение. Природный процесс круговорота воды на Земле через испарение оказывается настолько грандиозным, что не учитывать его в круговороте всех других веществ просто невозможно.

Учитывая гигантские масштабы испарения морских и океанических вод на Земле, можно было бы ожидать, что п осадочные породы, образующиеся при испарении, т. е. эвапоритовые, должны быть развиты очень широко. Но оказывается, что это далеко не так. Эвапоритовые породы — весьма редкие образования. Их количество достигает всего лишь 1% массы осадочной оболочки Земли. Связано это с тем, что для накопления эвапоритовых пород нужны очень своеобразные условия. Необходимо, чтобы какая-то часть моря была бы изолирована от основной акватории океана, чтобы она находилась в районе с жарким и сухим климатом или, как говорят, располагалась в аридной области, где годовое испарение превышает объем атмосферных осадков. Кроме того, для образования мощных многокилометровых эвапоритовых толщ обязательно еще, чтобы в изолированный бассейн эвапоритовой седиментации периодически или регулярно поступали из океана морские воды, несущие растворенные соли, которые в конечном счете и должны выпадать в осадок при испарении и концентрации. Так происходит сейчас, например, в Кара-Богаз-Голе.

Нет ничего удивительного в том, что эвапоритовые породы — относительно редкие образования. Но когда эвапоритовый бассейн образуется и существует тысячи и даже миллионы лет, то это значит, что через пролив или серию проливов к нему из открытого океана устремляются огромные массы морской воды. Количество

этой морской воды можно подсчитать по той массе солей, которая накопилась в эвапоритовом бассейне. Значит, можно оценить и объем перенесенного этой массой океанических вод питательных веществ, в том числе и фосфора.

Уже давно было обращено внимание на то, что многие древние фосфоритоносные бассейны соседствовали с огромными эвапоритовыми соленосными бассейнами. Они нередко даже соединялись друг с другом. Можно привести следующие наиболее яркие примеры. По соседству с Хубсугульским фосфоритоносным бассейном в одно и то же время (венд и кембрий) находился один из самых крупных на Земле Восточно-Сибирский соленосный бассейн. Рядом с бассейном Фосфория одновременно располагался грандиозный соленосный бассейн Мидконтинента. Когда в Австралии существовал фосфоритоносный бассейн Джорджина, то западнее него находился одноименный эвапоритовый водоем. Фосфоритоносные толщи в бассейне Янцзы накапливались примерно в то же время, что и эвапоритовые породы в окраинных зонах этого бассейна. По соседству с фосфоритоносными участками Восточно-Средиземноморского, Алжиро-Тунисского и Марокканского бассейнов почти всегда находились эвапоритовые водоемы. Геологи эти соотношения отмечали уже давно, но не придавали им должного значения. Даже наоборот, подчеркивали, что между фосфогенезом и образованием эвапоритов нет прямой связи.

Нужно отметить, что такое утверждение вряд ли соответствует действительности. Специально выполненные палеогеографические реконструкции позволили выяснить, что местоположение разновозрастных фосфоритоносных и эвапоритовых бассейнов подчинено строгой закономерности. Если посмотреть, какое они занимают место относительно океана или открытого моря, то выясняется, что фосфоритоносные бассейны всегда находятся ближе к океану, а эвапоритовые расположены за ними в глубине континентов. Получается, что фосфоритоносные бассейны всегда занимают промежуточное положение между океаном и эвапоритовыми бассейнами. Они приурочены, так сказать, к промежуточным бассейнам, через которые проходят морские воды нормальной солености на пути своего движения в эвапоритовые водоемы. Такие однонаправленные перемещения водных масс несут огромное количество питательных веществ. Тем самым промежуточные зоны становятся областями исключительно высокой биологической продуктивности и поэтому возникают благоприятные условия для фосфатонакопления.

Расчеты, выполненные для Восточно-Сибирского эвапоритового бассейна, показали, что в конце раннего кембрия за 20—25 млн. лет через промежуточную зону прошел объем морских вод, равный примерно $1,8 \cdot 10^8$ км³. Именно столько потребовалось воды, чтобы в эвапоритовом бассейне накопилось установленное количество солей. Значит, в промежуточную зону за то же время поступило $1,26 \cdot 10^{10}$ т фосфора.

Как видно, «эвапоритовый» источник фосфора был весьма значительным и его следует учитывать, наряду с другими, при объяс-

нении условий образования фосфоритоносных бассейнов прошлых геологических эпох.

Еще одним важным источником фосфора были вулканические извержения и гидротермальные растворы. Особое внимание вулканогенному источнику фосфора в свое время уделил академик Н. С. Шатский [1955], связавший с ним образование фосфоритовых месторождений бассейнов Каратау, Фосфория и Янцзы. Им отмечалось, что концентрация фосфоритов увеличивается от зоны вулканических извержений, а фосфоритовые залежи, как правило, развиваются по окраинам островных вулканических зон, преимущественно с внешней их стороны.

Нужно заметить, что влияние вулканогенного источника на фосфатонакопление изучено пока еще недостаточно. Несомненно, что вулканические извержения и гидротермальные растворы поставляли дополнительные количества фосфатных соединений в морские водоемы. Когда вулканы и гидротермы располагались поблизости от континентального шельфа, то фосфор поступал в океанические течения и связанные с ними апвеллинги. Вулканические источники могли находиться и в промежуточных зонах, тогда фосфор из них мог дополнительно поступать в «эвапоритовый» источник.

В последние годы многие исследователи вновь стали обращать внимание на континентальный источник фосфора. В свое время Г. И. Бушинский [1966] отдавал ему предпочтение по сравнению со всеми остальными и связывал с ним образование фосфоритоносного бассейна Фосфория. Основным считал этот источник В. П. Казаринов [1966]. Большое значение придает континентальному источнику фосфора В. Н. Холодов [1970, 1984]. Недавно Ю. Н. Занин [1984] подчеркнул важность привноса фосфора с континента при объяснении условий фосфатонакопления в эпиконтинентальных мелководных морских бассейнах, особенно мезозойского и кайнозойского возраста. Он показал, что фосфор, выносимый с континента в морской бассейн, в одних случаях мог непосредственно участвовать в формировании фосфатных залежей, что особенно проявляется в эпиконтинентальных бассейнах, таких как Волжский, Днепровско-Донецкий, Актюбинский и т. д., в других — мог попадать в среду действия океанических течений, способствуя, таким образом, их повышенной фосфатотдаче (Марокканский, Западно-Сахарский и другие бассейны Африки). Обосновывается справедливый вывод, что фосфатообразование следует связывать не только с процессами, происходящими в океане, но и с обстановкой на континенте, в первую очередь — с развитием здесь кор выветривания, стимулирующих вынос растворенных веществ (в том числе фосфора) в морские бассейны.

Таким образом, в настоящее время не имеется веских доказательств, обосновывающих первостепенное значение какого-то одного главного источника фосфора, который позволил бы непротиворечиво объяснить условия фосфатонакопления всех типов фосфоритоносных бассейнов. Даже наоборот, многие исследователи склоняются к мысли о том, что образование отдельных типов бассейнов фосфоритонакопления происходило в весьма своеобразных обстановках, а воз-

можно, и под влиянием каких-то своих первоисточников фосфора. В этой связи и предпринимаются попытки объяснить эволюцию фосфоритообразования в геологической истории.

Так, преимущественное развитие в докембрии и кембрии фосфоритоносных бассейнов микрозернистого типа, возможно, было связано с тем, что фосфор в них поступал главным образом с вулканогенным и «эвапоритовым» источником. Роль апвеллинга, может быть, была для этих бассейнов невелика, потому что они были преимущественно эпиконтинентальными морскими водоемами, отделяющимися от открытого океана барьерными зонами и вулканическими грядами. В связи с вулканогенным, а особенно с «эвапоритовым» источниками фосфора в этих бассейнах, по всей вероятности, могли возникать условия и для химического осаждения апатита и хемогенного образования пластовых микрозернистых фосфоритов.

Фосфоритоносные бассейны зернистого типа, широко распространенные в мел-палеогеновую эпоху, возникли вдоль периферии двух океанов (Тетиса и Атлантического), поэтому их формирование было тесно связано с апвеллингом. Дополнительное поступление фосфора в эти бассейны, возможно, происходило за счет континентального сноса и «эвапоритового» источника. Фосфориты накапливались преимущественно в процессе биогенно-хемогенного осадкообразования.

Фосфоритоносные бассейны ракушечного и желвакового типа были преимущественно эпиконтинентальными морскими водоемами, далеко удаленными от океанов. В эти бассейны фосфор главным образом выносился с континента. Повышенное содержание фосфора в водах приводило к расцвету животных с фосфатной раковинной и к образованию ракушечных осадков, а также желваковых стяжений в процессе перераспределения фосфатного материала в донных осадках.

Конечно, отмеченные особенности фиксируют только самые общие положения, указывающие, возможно, даже не на самые главные причины, влияющие на эволюцию фосфатонакопления. Проблема фосфоритообразования оказывается исключительно сложной. Она затрагивает, кроме упомянутых, многие другие аспекты истории развития Земли, ее гидросферы, атмосферы и биосферы и поэтому еще долго будет привлекать внимание исследователей.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О КАЛИИ, КАЛИЙНЫХ МИНЕРАЛАХ, ПОРОДАХ И РУДАХ

Калий относится к весьма распространенным химическим элементам на Земле. Он входит в число восьми главнейших элементов, которые в сумме составляют почти 99% всей массы земной коры. Эти элементы следующие: кислород, кремний, алюминий, железо, кальций, натрий, калий и магний. Как видно, калий занимает седьмое место в этом ряду. В свое время крупный советский геолог и геохимик академик А. Е. Ферсман ввел понятие кларк (по имени американского ученого-геохимика Ф. Кларка), определив это понятие как среднее содержание элемента в земной коре, выраженное в процентах. Кларк калия — 2,6, а это значит, что в земной коре в среднем содержится 2,6 вес. % калия от общего количества всех химических элементов.

Конечно, среднее содержание калия нельзя распространять на все породы. Одни из них содержат мало калия, другие больше, а третьи отличаются очень высоким его количеством и поэтому уже представляют собой руды. Важно иметь в виду, что во всех породах или, вернее, в подавляющем их числе калий всегда присутствует. Он содержится также в водах морей и океанов, рек и озер. Калий — обязательный компонент живых организмов.

Посмотрим, в виде каких соединений встречается калий в природе. В первую очередь нужно отметить, что калий участвует в строении многих минералов. Различаются три большие группы калийсодержащих минералов: 1) алюмосиликатная, 2) сульфатная и 3) галогенная.

Алюмосиликатная группа калийных минералов отличается присутствием, кроме К, также Al, Si. Другие элементы, например Na, Ca, Mg, Li, F, Fe, Ba, Sr или V, тоже могут присутствовать в этих минералах: но определяющей является именно алюмосиликатная составляющая. Среди этих минералов исключительно широко распространены калиевые полевые шпаты: ортоклаз — $K[AlSi_3O_8]$, микроклип — $K[AlSi_3O_8]$ и сандин — $(K, Na)[AlSi_3O_8]$, фельдшпаты: нефелин — $KNa_3[AlSiO_4]_3$, калисилит — $K[AlSiO_4]$ и лейцит — $K[AlSi_2O_7]$. Очень широко развиты также разнообразные слюды: мусковит — $K\{Al_2(OH, F)_2[Al_{0,5}Si_{1,5}O_5]\}$, флогопит — $K\{Mg_3(OH, F)_2 \times [Al_{0,5}Si_{1,5}O_5]_2\}$, биотит — $K\{(Mg, F, Fe)_3(OH, F)_2[Al_{0,5}Si_{1,5}O_5]_2\}$ и менее известные, например, лейкофиллит, тайниолит, фенгит, фуксит, элахерит, лепидолит, циннвальдит и др. Калий содержится

в глауконитовых, в некоторых монтмориллонитовых и цеолитовых алюмосиликатах.

Все калийные минералы алюмосиликатной группы трудно растворимы или нерастворимы, получить из них свободный калий или окись калия (K_2O) очень трудно, поэтому в качестве калийного сырья промышленностью они пока не используются. Возможно, в ближайшем будущем это положение изменится. Недавно в Сибири была обнаружена богатая калием магматическая алюмосиликатная порода — сыннерит, в которой содержание K_2O достигает 18%. Калий здесь находится в составе псевдолейцитовых минералов.

Сульфатная группа калийных минералов характеризуется тем, что в ней присутствует сульфат-ион (SO_4^{2+}). Подавляющее большинство этих минералов приурочено к соленосным отложениям и они образовались из солей морской воды после ее испарения. Среди них различаются следующие легко растворимые в воде минералы: калийно-натриево-сульфатные — глазерит ($3K_2SiO_4 \cdot Na_2SO_4$); калийно-магниево-сульфатные — лангбейнит ($K_2SO_4 \cdot 2MgSO_4$), леонит ($K_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 4H_2O$), шенит ($K_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 6H_2O$); калийно-кальциево-сульфатные — сингенит ($K_2SO_4 \cdot CaSO_4 \cdot H_2O$) и гергейт ($K_2SO_4 \cdot 5CaSO_4 \cdot H_2O$). К малорастворимым относится калийно-магниево-кальциево-сульфатный минерал полигалит ($K_2SO_4 \cdot CaSO_4 \cdot MgSO_4 \cdot H_2O$). Все сульфатные калийные минералы используются для получения калийных удобрений.

Кроме того, в сульфатной группе имеются два нерастворимых калийных минерала, из которых калий для промышленного производства специально не добывается. Один из них — ярозит ($K\{Fe_3(OH)_6[SO_4]_2\}$) — имеет калийно-железо-сульфатный состав, а второй — алунит ($K\{Al_3(OH)_6[SO_4]_2\}$) — является калийно-алюминиево-сульфатным.

Галогенная группа калийных минералов выделяется по присутствию галогенных элементов; в первую очередь, хлора или фтора. Наиболее широко в природе развиты калийные минералы, содержащие хлор. Они бывают чисто калийно-хлоридными, как например, широко известный минерал сильвин (KCl), либо в них присутствуют также магний или кальций, или железо, или марганец, или медь. Все эти минералы тоже слагают соляные породы и легко растворимы в воде. Особенно широко распространен в залежах калийных солей калийно-магниево-хлоридный минерал — карналлит ($KCl \cdot MgCl \cdot 6H_2O$). Формулы других хлоридных калийных минералов такие: хлоркальцит — $KCl \cdot CaCl_2$, риннеит — $NaK_3[FeCl_6]$, дугласит — $K_2[FeCl_4] \cdot 2H_2O$, эритросидерит — $K_2[FeCl_5(H_2O)]$, хлормангокалит — $K_2[MnCl_6]$, митчерлихит — $K_2[CuCl_4] \cdot 2H_2O$.

Среди галогенной группы имеются смешанные хлоридно-сульфатный калийный минерал — каинит ($KCl \cdot MgSO_4 \cdot 3H_2O$) и хлоридно-сульфатно-содовый минерал — ганксит ($KCl \cdot 2Na_2CO_3 \cdot 9Na_2SO_4$). Оба они легко растворяются в воде и приурочены к соленосным отложениям.

Почти все калийные минералы галогенной группы используются для получения калийных удобрений. Однако три минерала —

карналлит, сильвин и каинит — развиты наиболее широко. Они образуют главнейшие калийные породы, слагающие месторождения калийных солей.

Фторовые калийные минералы галогенной группы очень редки и практического значения не имеют. К ним относятся: каробитит — KF , апофиллит — $\text{F}\{\text{KCa}_4(\text{H}_2\text{O})_8[\text{Si}_4\text{O}_{10}]\}$, эльпасолит $\text{K}_2\text{Na} \times \times [\text{Al}, \text{F}_6]$, авогадрит — $(\text{K}, \text{Cs})[\text{BF}_4]$, гьератит — $\text{K}_2[\text{SiF}_6]$. Следует, наконец, отметить еще один калийный минерал, встречающийся в месторождениях селитры — нитрокалит (KNO_3). Он распространен ограниченно.

Итак, самую большую группу составляют алюмосиликатные калийные минералы — калиевые полевые шпаты, фельдшпатаиды и слюды. Эти минералы образовались в результате магматических процессов. Все они нерастворимы в воде или очень плохо растворимы и для получения калия не используются. В алюмосиликатной группе выделяются калийсодержащие глинистые минералы: глаукониты, некоторые разновидности монтмориллонита, иллита и пр. Их образование было связано с физико-химическим разложением магматических алюмосиликатных калийных минералов или с процессами изоморфного замещения катионов глинистого вещества. По существу, группу алюмосиликатных калийных минералов можно считать тем первичным резервуаром, из которого поступал калий из недр земли в поверхностные условия: океаны, моря и реки, биосферу, где он затем участвовал в образовании сульфатных и галогенных калийных минералов и в биологическом круговороте.

Калийные минералы сульфатной и галогенной групп в подавляющем своем количестве имеют осадочное происхождение и связаны с соленосными отложениями. Они образовались при испарении морской воды в солеродных бассейнах. Калий, который участвует в строении этих минералов, прошел большой и сложный путь. Сначала он был вынесен из недр Земли с магматическими алюмосиликатными породами, затем при их разложении в поверхностных условиях поступил либо сразу в воды морей и океанов, либо с поверхностными водами суши в растворенном состоянии был привнесен в океаны и, наконец, осадился в виде сульфатных или галогенных калийных минералов в солеродных бассейнах. Сульфатные и хлоридные калийные минералы в большинстве легко растворимы в воде. Они служат основным источником для получения калийных минеральных удобрений.

Средние содержания калия в горных породах приведены в табл. 3. Она составлена на основе опубликованных данных и достаточно наглядно показывает, какие породы отличаются повышенным и высоким содержанием калия.

Устанавливается, что среди изверженных пород выделяются граниты, сиениты и монцониты, в которых количество калия достигает 3—4, а иногда даже и 4—5,5%. В этих породах калий присутствует в составе полевых шпатов, фельдшпатаидов и слюд. Изверженные породы, которые содержат мало калиевых полевых шпатов и слюд, как это характерно для диоритов, габбро, пироксенитов,

Таблица 3

Содержание калия в горных породах, вес. %

Породы		Содержание К		
1		2		
Магматические	Изверженные	Граниты (биотитовые, мусковитовые, мусковит-биотитовые гиперстеновые, эгириновые, биотит-роговообманковые и др.)	3,4—4,6	
		Гранодиориты	2,2—2,6	
		Обсидиан	3,8—4,5	
		Сиеениты (нефелиновые, субщелочные, щелочные и пр.)	3,3—5,5	
		Монцониты (нефелиновые, авгит-биотитовые, авгит-биотит-оливиновые, пироксен-роговообманковые, кварцевые).	3,1—4,0	
		Мангериты (пироксен-биотитовые, пироксен-роговообманково-биотитовые, роговообманково-биотитовые, авгит-биотитовые и пр.)	1,8—2,7	
		Лейцитовые мангериты	4,0—4,6	
		Диориты	1,1—1,8	
		Габбро	0,3—0,8	
		Пироксениты (оливиновые, авгитовые и пр.)	0,1—0,6	
		Биотитовые пироксениты	2,3	
		Перидотиты	0,1—0,5	
		Тералиты	0,9—1,2	
		Тешениты	1,2	
		Эффузивные	Дациты	1,2—2,5
			Трахиты	4,5—6,2
Долериты	0,7—0,8			
Андезиты	0,9—1,7			
Базальты	0,5—1,3			
Лейцититы	5,6—7,3			

		1	2
Магматические	Эффузивные	Нефелиновые латиты, кварцевые латиты	3,2—3,8
		Нефелиновые орданциты	2,2—5,6
		Нефелиновые тефриты	1,1—2,9
		Анальцимовые тефриты	до 4,5
		Нефелиниты	1,1—2,1
		Латиты	3,1—5,9
Осадочные		Песчаники, пески (в среднем)	1,1—1,7
		Кварциты	0,1—1,5
		Граувакии	1,7—1,8
		Аркозовые песчаники	4,7—4,8
		Глины (в среднем)	2,9
		Аргиллиты	2,0—4,3
		Карбонаты (в среднем)	0,31
		Известняки	0,3—0,4
	Калийные соли	Сильвиниты	13—35 (редко 40—50)
		Карналлитовые породы	8—16
		Полигалитовые породы	7—13
		Каинитовые породы	6—11
		Полиминеральные калийные соли Предкарпатя	10—22
		Хартзальцы	10—15
		Лангбейнит-каинитовые и каинит-лангбейнитовые породы	8—13
		Полиминеральные калийные соли Карлсбадского месторождения (США)	до 15—18
		Лангбейнитовые породы	6—14

перидотитов, тералитов и тешенитов, естественно, отличаются и низкими количествами калия. Аналогичным образом распределяется калий и в эффузивных магматических породах. Разновидности эффузивных пород, содержащие много полевых шпатов (трахиты) и фельдшпатидов (лейциты, латиты), характеризуются высокими содержаниями калия, иногда до 6—7%. Когда же калийных минералов в эффузивных породах мало, то и общее содержание в них калия ничтожно. Такими, например, являются долериты, андезиты и базальты.

Как видно из табл. 3, осадочные породы отчетливо подразделяются по содержанию калия на две группы. К первой относятся песчаники, глины, карбонаты, т. е. подавляющее большинство пород осадочной оболочки Земли, которые в сумме составляют более 99% всех осадочных горных пород. Они характеризуются низкими содержаниями калия. Так, в глинах и аргиллитах количество калия колеблется от 2 до 4,3%, в песчаниках — от 1,1 до 5,0, а в карбонатах — от 0,3 до 0,4%. Калий в этих породах содержится в алюмосиликатных минералах (полевых шпатах, слюдах, глинистых минералах), которые принимают участие в строении глины и песчанников, а в виде примеси отмечается в карбонатных породах.

Вторая группа осадочных пород выделяется явно повышенным содержанием калия. Эти породы относятся к собственно калийным солям, и, хотя они занимают в общей массе осадочных пород на земле всего лишь какие то доли процента, именно они являются главным источником для производства калийных удобрений. Калийные соли всегда состоят из галита (NaCl) и калийных минералов, либо хлоридных, либо сульфатных, либо тех и других вместе. В зависимости от этого различаются следующие главные калийные соляные породы: сильвиниты, карналлитовые, полигалитовые, каинитовые, лангбейнитовые, хартзалцы, полиминеральные калийные породы и некоторые другие менее распространенные.

К сильвинитам относится большое количество соляных пород, главными компонентами которых являются галит и сильвин. Обычно название «сильвинит» употребляется для калийной руды, содержащей более 10—15% KCl . Различаются бедные и богатые сильвиниты. В последних количество KCl превышает 20% и может достигать 30—35% и даже 40—50%. Сильвиниты залегают в виде пластов мощностью от 0,1—0,5 до 15—20, иногда 40—50 м среди соленосных отложений. Сильвиниты бывают красные, полосчатые, пестрые, белые. На ряде месторождений калийных солей в составе сильвинитов присутствует примесь других калийных минералов: каинита, лангбейнита, полигалита или нескольких сразу. В этом случае выделяются каинитовые, лангбейнитовые или полигалитовые сильвиниты.

Карналлитовые породы слагают, как правило, пласты, слои и прослои различной мощности в толщах соленосных отложений. Встречаются они также в виде линз, гнезд и прожилков. Породы, нацело состоящие из карналлита, крайне редки. Обычно карналлитовые породы сложены карналлитом и галитом. В зависимости от

количественного соотношения этих главных компонентов выделяются галит-карналлитовые (в них больше карналлита) и карналлит-галитовые (в них больше галита) породы. Нередко в карналлитовых породах содержатся в небольшом количестве сильвин, а иногда каинит, кизерит ($MgSO_4 \cdot H_2O$), полигалит, бишофит ($MgCl_2 \cdot 6H_2O$), тахидрит ($2MgCl_2 \cdot CaCl_2 \cdot 12H_2O$) и другие минералы. В этом случае могут наблюдаться галит-сильвин-карналлитовые, карналлит-тахидритовые, карналлит-бишофитовые, полигалит-галит-карналлитовые, полигалит-карналлит-бишофитовые, каинит-галит-карналлитовые, каинит-галит-сильвин-карналлитовые, лангбейнит-кизерит-галит-сильвин-карналлитовые и другие по минеральному составу породы. Но чаще всего карналлитовая порода представлена кристаллически-зернистой смесью зерен карналлита, галита и иногда сильвина. Цвет породы обычно темно- или сургучно-красный, оранжево- или светло-желтый. Содержание калия в карналлитовых породах колеблется в значительных пределах, но обычно составляет 8—16%.

Полигалитовые породы имеют белый, желтый, серый, оранжево-фиолетово-розовый или кирпично-красный цвет, обычно залегают в виде пластов, прослоев и слоев мощностью от нескольких сантиметров до десятков метров; образуют также мелкие желваки, линзы и включения в других породах. Мономинеральная полигалитовая порода встречается в калиеносных бассейнах довольно часто. Среднее содержание калия может достигать 13%. Нередко встречаются полигалитовые породы с тем или иным содержанием галита, лангбейнита, карналлита, сильвина и других минералов.

Каинитовые породы, как правило, всегда имеют сложный минеральный состав. Наиболее часто каинит встречается вместе с галитом, сильвином, лангбейнитом, полигалитом, шёнитом и некоторыми другими минералами. Поэтому каинитовые породы многокомпонентные, с тем или иным содержанием каинита. В случае значительного количества других минералов выделяются галит-каинитовые, каинит-галитовые, каинит-галит-сильвиновые и другие породы, названия которым даются путем перечисления минералов в порядке возрастания их количества. Мощность пластов каинитовых и каинитосодержащих пород достигает нескольких метров. Обычно каинитовая порода серовато-желтая, желтая и желтовато-красная. Содержание калия колеблется в пределах 6—11%.

Лангбейнитовые породы, хотя и содержат значительное количество калия (от 6 до 14%), но самостоятельного промышленного значения как калийная руда не имеют из-за ограниченного распространения. Крупных мономинеральных залежей лангбейнита не встречено. В состав лангбейнитовых пород обычно входит галит. Кроме того, встречаются каинит, сильвин, полигалит, шёнит, реже карналлит. Наиболее обычны галит-лангбейнитовые и лангбейнит-галитовые породы. Они массивные, слоистые, желтовато-розовые, розовато-фиолетовые или розоватые. Образуют гнезда, линзовидные скопления, изредка маломощные пласты. В большинстве случаев лангбейнитовые породы залегают среди каинитовых.

Лангбейнит-каинитовые и каинит-лангбейнитовые породы широко распространены в калийных месторождениях Предкарпатья. Эти породы серые, желтые и желтовато-красные. Постоянной составляющей их является галит. Часто присутствуют полигалит и сильвин. В целом эти породы близки к полиминеральным калийным солям. Содержание калия в них составляет 8—13%.

Полиминеральные калийные соли объединяют такие породы, в которых присутствуют, кроме собственно калийных (сильвина, лангбейнита, полигалита, карналлита, каинита), другие минералы — кизерит, ангидрит, эпсомит и пр. По существу, это многокомпонентные породы сложного состава, которые слагают массивные залежи калийных солей и целиком извлекаются для получения калийных удобрений.

Хартзальцы — тоже полиминеральные калийные соли. Слово «хартзальц» в переводе с немецкого языка означает «твердая соль». Это действительно твердые, плотные породы, состоящие из галита, сильвина, кизерита, лангбейнита, карналлита, полигалита, ангидрита, карбонатов и глинистых минералов.

Все указанные компоненты могут находиться в неодинаковых соотношениях, а по преобладающему минералу различаются сильвинитовые, лангбейнитовые, кизеритовые, карналлитовые или, например, полигалитовые хартзальцы. Такие породы разрабатываются на большинстве месторождений ГДР и ФРГ. По-видимому, с ними сходны полиминеральные калийные соли Карлсбадского месторождения в США, а также некоторые аналогичные по составу породы, развитые в Прикаспийской впадине на территории Казахстана.

Итак, среди огромного числа разнообразных пород, существующих на Земле, только калийные соли осадочного происхождения отличаются особенно высокими содержаниями калия. Эти породы выделяются еще и потому, что они в основном легко растворимы в воде, что очень важно в технологическом отношении для создания рациональных и недорогих способов извлечения калия из горных пород. Неудивительно, поэтому, что именно осадочные калийные соли являются основным сырьем для производства калийных удобрений.

БИОЛОГИЧЕСКАЯ РОЛЬ И КРУГОВОРОТ КАЛИЯ В ПРИРОДЕ

Хорошо известно, что калий — постоянная составная часть растений и животных. Так, у животных содержание калия в среднем составляет около 2,4 г на каждый килограмм их веса. В растениях калий распределяется неравномерно. В вегетативных органах его больше, в корнях и семенах меньше. Особенно много калия в бобовых, свекле, картофеле и кормовых травах, где содержания достигают 20—30 г на 1 кг сухого вещества этих растений.

Животные и растения должны постоянно получать калий для своего существования. Суточная потребность в калии у человека 2—3 г. Она покрывается за счет потребления мяса и растительных продуктов. Морские организмы извлекают калий из воды, где он находится в растворенном состоянии. Растения получают калий из почвы.

Животным калий необходим главным образом потому, что он участвует в генерации и проведении биоэлектрических потенциалов в нервах и мышцах, в регуляции сокращений сердца и в поддержании осмотического давления. Влияет калий и на синтез белков. Значительная роль принадлежит калию в жизни растений. Он поддерживает их в молодом, деятельном состоянии, участвуя в снабжении клеток водой, обеспечивая проницаемость клеточных мембран. Поэтому, когда калия достаточно, растения лучше удерживают воду, легче переносят засухи и заморозки. При недостатке калия замедляется рост растений. Калий участвует в углеводородном и белковом обмене, повышает устойчивость растений к различным заболеваниям. Наконец, калий положительно влияет на качество получаемой растительной продукции. Так, корнеплоды повышают содержание сахара, картофель — содержание крахмала, лен — качество волокна, кормовые растения — содержание протеина.

Роль калия в биологических процессах весьма велика, поэтому потребность организмов в калии значительна. Ученые уже собрали достаточное количество данных, чтобы оценить общую потребность живых организмов в калии и понять принципиальные глобальные особенности его поведения в биологическом круговороте. Мы можем оценить только приблизительный порядок массы калия в этом процессе, но и эти сведения весьма показательны и наглядны.

Массу всего живого вещества на земле принято оценивать по количеству содержащегося в ней органического углерода. Расчеты многих исследователей показали, что живая биомасса земли составляет $5,6-5,7 \cdot 10^{11}$ т. Сюда входят все животные и растения. Из этой биомассы подавляющий объем живого вещества (более 95%) приходится на сушу. Биомасса континентов равняется $5,4 \cdot 10^{11}$, а биомасса океанов и морей всего лишь (?) — $2,5 \cdot 10^{10}$ т.

Чтобы подсчитать, какое количество калия находится в живом веществе земли, используется следующий прием. Масса биогенных элементов (фосфора, азота, кремния, калия и др.) оценивается по отношению к органическому углероду. Иными словами, количество калия определяется относительно массы углерода в той пропорции, какая фактически установлена для животных или растений. Основываясь на данных Р. Хорна [1972] и других ученых, пропорцию между $C_{орг}$ и калием для растительных клеток как морских, так и континентальных можно принять равной 30 : 1. Это отношение и позволяет примерно оценить количество калия в живой биомассе земли, потому что растения составляют основной объем биомассы и дают всю ее продукцию.

Итак, все живое вещество земли содержит следующую массу калия:

$$5,6 \cdot 10^{11} \text{ т} : 30 = 1,9 \cdot 10^{10} \text{ т.}$$

Получилась огромная величина, равная 19 млрд. т. Между океанами и сушей она распределяется таким образом. Биомасса Мирового океана содержит $8 \cdot 10^7$ т, а биомасса континентов $1,8 \cdot 10^{10}$ т калия. Выяснилось, что подавляющее количество биогенного калия сконцентрировано в живом веществе континентов, где его почти 98%. На долю биомассы Мирового океана приходится лишь немногим более 2% калия.

Из этих сведений уже можно заключить, что живое вещество нашей планеты активно участвует в круговороте калия, оказывая огромное влияние на его миграцию. Однако такой вывод можно зафиксировать, но он еще не расшифровывает, как же происходит сам круговорот калия. Для того чтобы понять биологическую миграцию калия, нужно знать в первую очередь продукцию органического вещества и количество калия, которое потребляется этой продукцией ежегодно. Чтобы выяснить этот вопрос, необходимо несколько слов сказать о том, какие группы организмов обитают на Земле.

Нас должны интересовать две группы организмов: во-первых, так называемые, автотрофные организмы и, во-вторых, гетеротрофные. К автотрофным относятся такие организмы, которые создают органическую массу за счет углекислого газа воздуха и минеральных веществ при помощи солнечной энергии. Это весь растительный мир: древесная растительность, травы, посевы, болотная растительность, водоросли, фитопланктон морей и океанов. Гетеротрофные организмы — бактерии и животные, которые питаются органикой, разрушают ее и возвращают в атмосферу летучие компоненты — углекислый газ, азот и пр., а в литосферу — минеральные вещества. Такими на континентах являются все животные и бактерии, а в море — бактерии, зоопланктон, моллюски и рыбы.

Для выяснения биологического круговорота калия нужно знать продукцию автотрофных организмов на земле, потому что только они получают калий извне: либо из почвы на суше, либо из морской воды в океане. Гетеротрофные организмы для своей жизни используют уже имеющийся у автотрофов калий и дополнительно из неорганических источников его не получают. Поэтому продукцию гетеротрофных организмов для оценки биологического круговорота калия нам учитывать не надо.

Биомасса автотрофных организмов на суше (по существу, всего растительного мира континентов), по данным В. А. Успенского [1956], достигает $5,4 \cdot 10^{11}$ т. Годовая продукция этой биомассы, выраженная в $C_{орг}$, $2,5 \cdot 10^{10}$ т. Для того чтобы дать такую продукцию, автотрофные организмы суши должны были потребить $2,5 \cdot 10^{10} : 30 = 8 \cdot 10^8$ т калия. А это значит, что на континентах ежегодно растительность выносит из почвы 800 млн. т калия!

Какова же дальнейшая судьба этой огромной массы калия? Здесь пужно учесть в первую очередь влияние гетеротрофных организмов, поскольку они питаются органикой и поглощают вместе с ней необходимое им количество калия. Масса гетеротрофных организмов суши, по данным В. А. Успенского, $7,6 \cdot 10^8$ т. Эти организмы дают весьма большую продукцию — $1,6 \cdot 10^{10}$ т, т. е. намного больше своего собственного объема. Таким образом, получается, что гетеротрофы забирают из органического круговорота (или, иными словами, из автотрофной массы) $5 \cdot 10^8$ т калия. Это количество калия является как бы циклической составляющей, все время участвующей в биологическом круговороте калия на континентах.

Остается $3 \cdot 10^8$ т калия, вынесенного растительностью из почвы за один год. Судьба этого калия остается неопределенной. Он, возможно, частично вновь вовлекается в биологический круговорот, либо выносится из него, поглощаясь глинистым материалом. (О процессе поглощения калия глинами будет сказано несколько ниже.) Примем условно, что половина этого калия (150 млн. т) возвращается в биологический круговорот и тоже является как бы циклической составляющей.

Несмотря на неясность самого последнего этапа круговорота калия на поверхности суши, мы все же имеем возможность отметить, что весьма значительная часть циркулирующего калия $1,5 \cdot 10^8$ т снова уходит в литосферу. Этот вывод означает, что из биологического круговорота извлекается ежегодно 150 млн. т калия. Восполняется же эта масса за счет неорганического калия литосферы. Она составляет 0,8% всего калия, находящегося в биомассе континентов. Таким образом, мы вправе заключить, что калийный резерв биомассы континентов способен целиком обновляться за счет неорганического калия за очень короткий срок — 125 лет.

Теперь выполним аналогичный анализ для живых организмов океанов и морей. Биомасса фитопланктона по имеющимся данным равняется $1 \cdot 10^{10}$ т. Годовая продукция фитопланктона в четыре раза больше — $4,4 \cdot 10^{10}$ т. При этом фитопланктон потребляет $1,4 \cdot 10^9$ т калия. Сравним эти цифры с ранее приведенными и объясним некоторые удивительные факты.

Подавляющая часть биомассы земли сосредоточена на континентах и лишь малая в океанах. Биомасса океана в 20 раз меньше биомассы континентов. Не удивительно поэтому, что 98% биогенного калия сосредоточено на суше и только немногим более 2% — в Мировом океане. Противоположная картина получается при сравнении продуктивности биомасс континентов и океанов. Соотношения годовой продукции здесь прямо обратны соотношению биомасс. И действительно, продукция фитопланктона океана 44 млрд. т, а годовая продукция растительного мира суши 25 млрд. т. Океан, таким образом, дает почти в два раза больше органического вещества, чем континенты. И это несмотря на то, что биомасса континентов в 20 раз больше! Соответственно этому и калия фитопланк-

тон океана потребляет больше, чем растительность суши. В Мировом океане потребляется 1400 млн. т, а на континентах 800, т. е. почти в 2 раза больше.

Обратные соотношения биомассы и продуктивности на суше и в океанах только на первый взгляд могут вызвать удивление. Как уже отмечали многие исследователи, они объясняются разными скоростями размножения фитопланктона и наземной растительности. Фитопланктон отличается изумительно быстрой сменой поколений, доходящей до 300 в год, что и порождает их огромную продуктивность. Сухопутная растительность в основной своей массе, напротив, отличается долголетием. Ее годовая продукция значительно меньше веса продуцируемых индивидуумов, что в итоге и приводит к многократному уменьшению годовой продуктивности суши сравнительно с биомассой ее автотрофов.

Вернемся теперь к массе калия, равной $1,4 \cdot 10^9$ т, которую использовал фитопланктон океана в течение годового цикла своей жизни, и проследим ее дальнейшую судьбу. Нам придется опять обратиться к гетеротрофным, только теперь морским, организмам. Их масса в океанах немногим больше $1,5 \cdot 10^{10}$ т, а их продукция, выраженная в $C_{орг}$, — $1,9 \cdot 10^{10}$ т. Значит, гетеротрофные морские организмы использовали $6 \cdot 10^8$ т калия. Такое количество ежегодно вовлекается в биологический круговорот.

Для того, чтобы представить себе судьбу остающейся массы калия, а она составляет $8 \cdot 10^8$ т, следует обратиться к материалам Е. А. Романкевича [1977], который показал, что на дно Мирового океана ежегодно поступает не менее $1 \cdot 10^9$ т органического углерода. С этим количеством $C_{орг}$ уходит на дно, по крайней мере, $3 \cdot 10^8$ т калия. Если мы вычтем эту массу, то у нас останется 500 млн. т калия. Судьба этого калия опять-таки пестра. Можно условно принять, что половина (250 млн. т) растворяется и снова вовлекается в биологический круговорот, а вторая половина (тоже 250 млн. т) осаждается на дно, где поглощается глинами и илами.

Если наши рассуждения верны, то тогда выясняется, что из биологического круговорота калия в Мировом океане извлекается 550 млн. т ($3 \cdot 10^8 + 2,5 \cdot 10^8 = 5,5 \cdot 10^8$) и переходит в состав алюмосиликатов донных осадков. Остальная часть калия (850 млн. т) является циклической и ежегодно возвращается в биологический круговорот.

Откуда же берется калий для морских организмов? Они извлекают его из морской воды, в которой содержится 0,038 вес. % растворенного калия. Всего же в водах Мирового океана имеется $5 \cdot 10^{14}$ т калия. Это величина настолько велика, что калийный резерв Мирового океана можно считать неисчерпаемым. Из этого резерва в результате биологического круговорота выносятся всего лишь $5,5 \cdot 10^8$ т, что составляет 0,0001% имеющейся в океане массы калия. Однако нужно иметь еще в виду, что калийный резерв Мирового океана ежегодно пополняется калием, приносимым речными водами, масса которого $7,4 \cdot 10^7$ т.

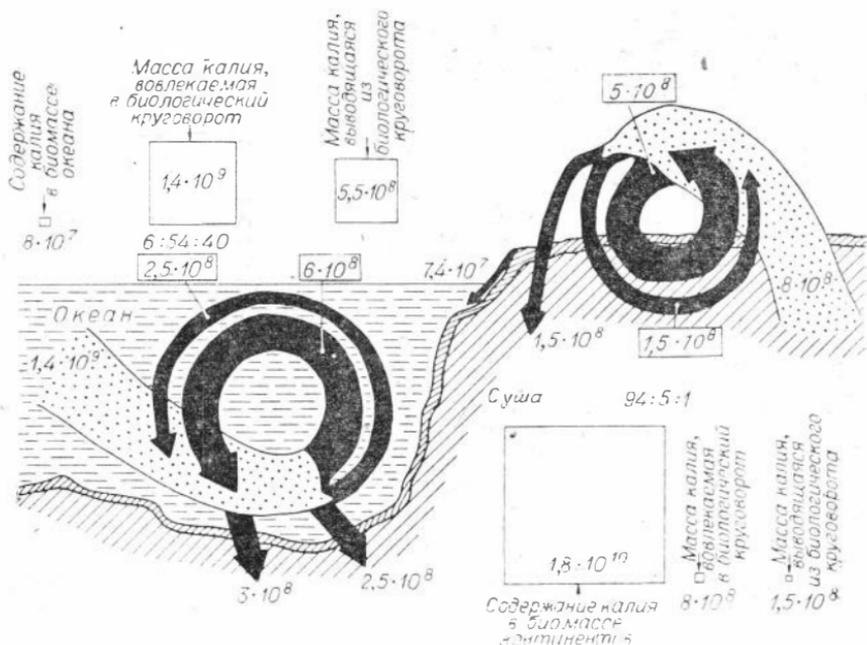


Рис. 3. Биологический круговорот калия на Земле.

Схема биологического круговорота калия на суше и в Мировом океане показана на рис. 3. Сравнение двух круговоротов позволяет заметить ряд весьма важных различий в поведении калия на континентах и в море. Особенно наглядны эти различия при сравнении трех цифр: 1) содержание калия в биомассе, 2) масса калия, вовлеченная в биологический круговорот и 3) масса калия, выводимая из биологического круговорота. Усредненные пропорции этих цифр на суше — 94 : 5 : 1, а в Мировом океане — 6 : 54 : 40. Они фиксируют принципиальные различия в биологическом круговороте калия в континентальном и океаническом резервуарах Земли.

На суше биогенный калий сконцентрирован главным образом в биомассе континентов. В биологическом же круговороте калия очень мало и на суше выносятся его ничтожное количество.

В океане наблюдается существенно иная картина. Там основное количество калия принимает участие в биологическом круговороте, а в самой биомассе его очень мало. В океане много калия выносятся ежегодно из биологического круговорота. В этом, как можно думать, и заключается специфика морского биологического круговорота калия.

Следует обратить внимание на то, что основная масса калия выводится из биологического круговорота именно в Мировом океане. Эта масса ($5,5 \cdot 10^8$ т) почти в 4 раза больше, чем на суше ($1,5 \cdot 10^8$ т).

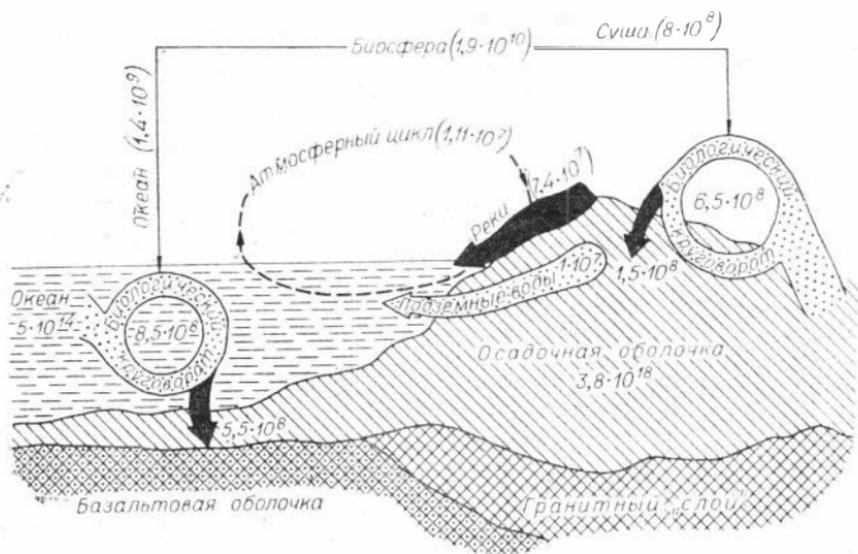


Рис. 4. Круговорот калия на Земле.

Мы рассмотрели, таким образом, круговорот калия в биосфере Земли. Но он совершается на фоне еще более глобальных процессов круговорота, происходящих между земными оболочками. Коснемся, хотя бы в самом общем виде, и этой проблемы. Круговорот калия на Земле, включая и биологическую и абиологическую ветви, показан на рис. 4.

В современную эпоху основной круговорот растворенного калия (а именно такой калий нас интересует в первую очередь, потому что он принимает участие не только в биологических процессах, но и переносится поверхностными водами, а также переходит в состав калийных солей) происходит между Мировым океаном, атмосферой и сушей. Наиболее характерная особенность миграции калия следующая: он гораздо медленнее освобождается из материнских магматических пород при их выветривании, чем, например, натрий. Он больше остается в разрушающихся алюмосиликатах — полевых шпатах и слюдах, а значительная его часть переходит в гидрослюды или адсорбируется коллоидными минералами. Вместе с тем та часть калия, которая при выветривании магматических или осадочных пород переходит в раствор в ионной форме, на всем пути следования в поверхностных водотоках и в подземных водах до конечных бассейнов стока (океанов, морей или озер) тоже поглощается и довольно прочно удерживается глинами и почвами. Но и в реках, озерах, морях и океанах продолжается удаление калия из раствора либо живыми организмами, либо опять-таки глинистым взвешенным веществом, который всегда имеется в воде.

Калий и натрий примерно одинаково распространены на Земле, оба образуют хорошо растворимые в воде соединения. Но ведут они себя в природных водах принципиально различно. Эти различия

особенно заметны, когда сравниваются соотношения натрия и калия в горных породах, в водах рек и океанах и в живом веществе. Они соответственно следующие: 1 : 1; 3 : 1; 29 : 1; 1 : 10.

Из этих пропорций следует, что, во-первых, живое вещество играет очень заметную роль в миграции калия и, во-вторых, калий не является устойчивым компонентом природных вод и относительно легко из них извлекается.

Несмотря на то что калий — неустойчивый компонент природных вод и выносится из них коллоидными минералами и живым веществом, определенная и притом весьма значительная его масса в водах все же накапливается. Приблизительные оценки показали, что масса растворенного калия, ежегодно выносимая реками земного шара в океан, может превышать $7,4 \cdot 10^7$ т, а подземными водами — $1 \cdot 10^7$ т. В водах Мирового океана, как мы уже отмечали, содержится огромное количество растворенного калия $5 \cdot 10^{14}$ т.

Можно, на первый взгляд, думать, что калийный резерв океана каждый год пополняется за счет привноса реками и подземными водами массой калия, примерно равной $8,4 \cdot 10^7$ т. В действительности же эту цифру нельзя считать постоянной, так как в ней не учтены циклические соли.

Растворенные соединения, выносимые реками и подземными водами в океаны, частично вместе с мельчайшими капельками водяной пыли попадают с поверхности океанов в атмосферу. Затем, проходя атмосферный цикл, они попадают в речные воды и снова выносятся в океан. Такие соединения, совершающие полный круговорот между океаном, атмосферой и сушей, Р. Гаррелс и Ф. Маккензи [1974] называют циклическими растворимыми соединениями. Расчет того или иного циклического компонента производится на основе учета годового объема атмосферных осадков, поступающих на континенты с поверхности океанов, и содержания в этих осадках данного компонента. Ежегодная масса циклического калия, рассчитанная Р. Гаррелсом и Ф. Маккензи [1974], составляет $1,11 \cdot 10^7$ т. Ее нужно, конечно, исключить из того количества калия, которое поступает в океан с речными и подземными водами. В этом случае постоянный привнос калия в океан с континентов будет равняться почти $7,3 \cdot 10^7$ т.

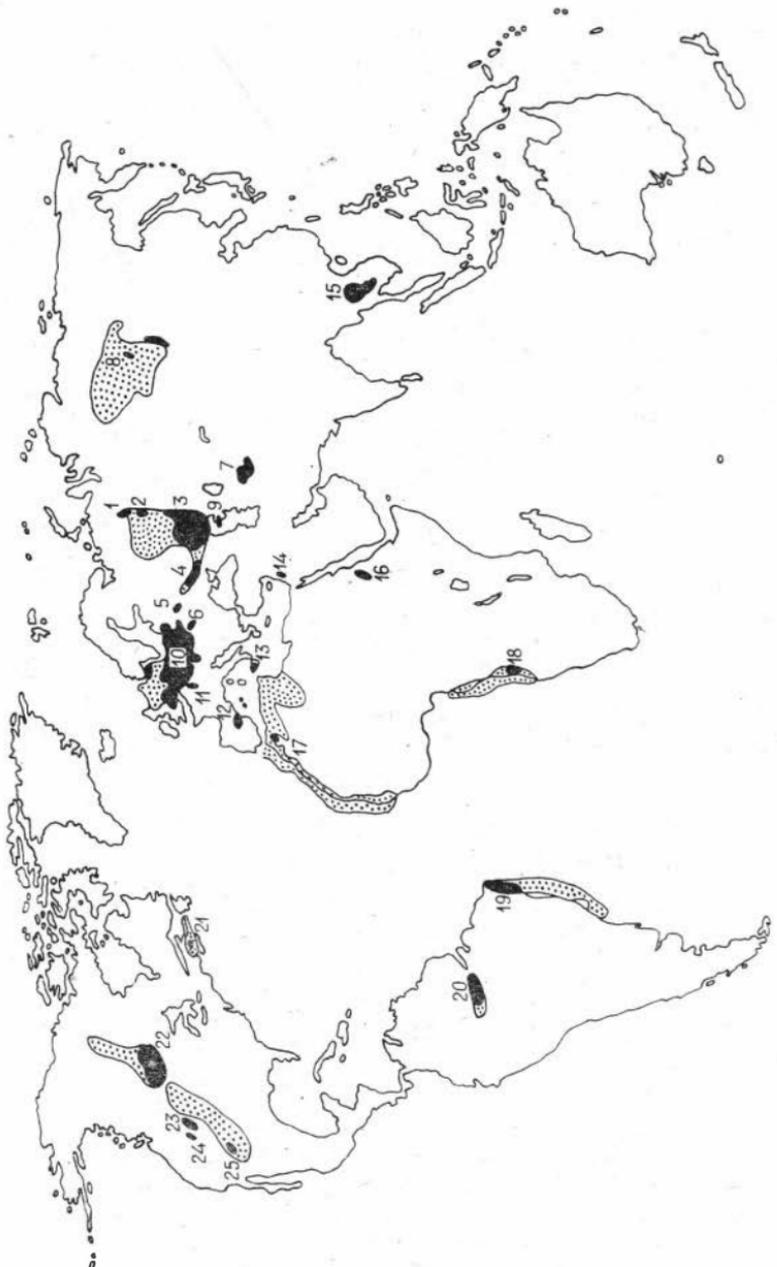
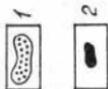
Зная все только что приведенные цифры и массу калия, участвующую в биологическом круговороте, можно выяснить целый ряд важных закономерностей общего круговорота растворенного калия на Земле. Во-первых, удается примерно прикинуть, за какое время мог накопиться весь калийный резерв океана, если бы он сформировался только за счет калия речных вод суши. На это понадобилось бы всего лишь 8 млн. лет. В геологическом летоисчислении это, конечно, очень быстро. Ведь при таком круговороте только за фанерозойскую историю охватывающую последние 600 млн. лет, масса калия могла обновиться 75 раз, даже при сохранении современного объема вод Мирового океана. Но, по-видимому, океанская масса калия накапливалась быстрее, потому что он мог поступать в морские воды дополнительно при растворении осадочных и магматических пород, залегающих на дне океанов.

Во-вторых, теперь представляется возможным более точно оценить, какой обмен калием осуществляется между биосферой, гидросферой и литосферой. Так, в океане в литосферу ежегодно уходит не $5,5 \cdot 10^8$ т калия, как мы считали по биологическому круговороту, а, за вычетом привнесенного с суши растворенного калия ($7,3 \cdot 10^7$ т), всего лишь $4,8 \cdot 10^8$ т. Суммарная масса ежегодно поступающего в литосферу калия составляет 63 млн. т ($4,8 \cdot 10^8 + 1,5 \cdot 10^8 = 6,3 \cdot 10^8$ т).

В-третьих, мы можем приблизительно ответить на вопрос о том, какое количество калия способно было пройти через биологический круговорот за всю геологическую историю. В осадочной оболочке Земли по данным А. Б. Ронова [1980] содержится не менее $3,8 \cdot 10^{18}$ т калия. Эта громадная величина превышает калийный резерв океана почти в 10 000 раз, а всю массу калия, содержащуюся в биосфере, в 100 миллионов раз! Если считать, что ежегодно между биосферой и литосферой циркулировало $6,3 \cdot 10^8$ т калия, то весь калий осадочной оболочки при оптимальных условиях способен будет пройти через биологический круговорот за 6,5 млрд. лет. Возраст Земли сейчас принимается равным 4—4,5 млрд. лет. Вполне правдоподобным выглядит поэтому предположение о том, что подавляющая масса калия, вовлеченная в процесс осадконакопления и находящаяся сейчас в осадочной оболочке и гидросфере, так или иначе прошла через биологический круговорот.

Переход калия из растворенного состояния в осадочные калийные минералы сульфатной или галогенной группы и их последующее захоронение в соленосных толщах в недрах Земли — это четко зафиксированный путь миграции калия из гидросферы (в данном случае из вод Мирового океана) в литосферу. Не был включен этот путь в общий круговорот калия на Земле потому, что он занимает там ничтожное место и не сравним по объему ни с одной из масс калия, принимающей участие в биологических и атмосферном циклах или переносимой реками и подземными водами. В настоящее время в недрах Земли в составе калийных солей содержится свыше $5 \cdot 10^9$ т калия. Это количество было выведено из калийного резерва Мирового океана, по крайней мере, за 600 млн. лет. Если предположить, что этот калий осаждался в процессе испарения морской воды в солеродных бассейнах строго равномерно, то тогда ежегодный вынос калия из океана в литосферу составлял бы только 100 т. Эту мизерную величину невозможно учесть в том громадном ежегодном круговороте калия, который осуществляется на нашей планете.

Однако для формирования месторождений калийных солей процесс выпадения в осадок растворенного калия из морской воды исключительно важен. Все дело заключается в том, что калийные месторождения образуются на протяжении миллионов лет. Кроме того, они формируются вовсе не равномерно, а в определенные эпохи и лишь в некоторых солеродных эвапоритовых бассейнах.



КАЛИЕНОСНЫЕ БАСЕЙНЫ И КАЛИЙНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождения калийных солей или районы, перспективные для их поисков, обнаружены геологами на всех континентах Земли, за исключением Антарктиды. Вместе с тем количество регионов, в недрах которых установлены калийные залежи, не так уж велико. Их насчитывается всего лишь 23. К ним можно приплюсовать еще 4—5 перспективных бассейнов, где имеются проявления калийных солей, но изучены они еще очень слабо (рис. 5).

Геологи установили, что месторождения калийных солей всегда располагаются внутри соленосных бассейнов, где в результате испарения морских вод накапливались эвапоритовые осадки: гипсы, каменная соль, разнообразные калийные соли, сульфатно-, хлоридно-магниевые и другие легкорастворимые породы. Такие соленосные бассейны одновременно являются и калиеносными. Однако нужно помнить в виду, что не во всех соленосных бассейнах возникали условия, благоприятные для калийного осадконакопления. Калиеносных бассейнов всего лишь 23, тогда как соленосных бассейнов разного возраста установлено свыше 100. Значит, в подавляющем количестве соленосных бассейнов калийные соли либо не накапливались, либо в некоторых из этих бассейнов из-за слабой изученности калийные соли пока еще не найдены.

Приведем теперь краткую характеристику всех выявленных калиеносных бассейнов и наиболее крупных месторождений калийных солей по материалам Ю. В. Баталова и др. [1973], М. Г. Валяшко [1962], Р. Г. Гарецкого и др. [Калийные соли..., 1984], М. А. Жаркова [1974], А. А. Ивапова [1953, 1959, 1979; Иванов, Воронова, 1972], С. М. Корневского [1973], Н. М. Страхова [1962], И. Н. Тихвинского [1984], М. П. Фивера [1983] и других исследователей [Месторождения..., 1973; Borchert, Muir, 1964; Lotze, 1957]. Эти сведения нам понадобятся для обсуждения таких важных проблем, как закономерности пространственного и возрастного размещения калийных солей в недрах Земли, эволюция калийного осадконакопления в геологической истории, что немаловажно для прогноза будущего развития калийной промышленности. Описание мы начнем с калиеносных бассейнов и калийных месторождений Советского Союза.

Рис. 5. Схема расположения соленосных и калиеносных бассейнов на Земле.

1 — местоположения соленосных бассейнов, 2 — калиеносные бассейны и их номер (1 — Верхнечорский, 2 — Соликамский, 3 — Прикаспийский, 4 — Днепровско-Донецкий, 5 — Припятский, 6 — Предкарпатский, 7 — Среднеазиатский, 8 — Непский, 9 — Кайдак, 10 — Центрально-Европейский, 11 — Рейнский, 12 — Эбро, 13 — Сицилийский, 14 — Мертвое море, 15 — Хорат и Сакон-Накхон, 16 — Данакильский, 17 — Хемиссет, 18 — Конго, 19 — Сержили-Алагоас, 20 — Амазонский, 21 — Маритайм (Солт-Спрингс), 22 — Западно-Канадский, 23 — Парадокс, 24 — озера Большое, Солёное и Сирлс, 25 — Мидконтинента (Карлсбадский)).

Калиеносные бассейны и калийные месторождения СССР

Калиеносные бассейны и калийные месторождения пермского возраста европейской части Советского Союза. В пермскую эпоху, которая охватывала интервал геологической истории между 230 и 275 млн. лет тому назад, на востоке европейской части Советского Союза существовало огромное море, простирающееся вдоль Урала, от Атлантического океана на севере до Прикаспия на юге. С запада море ограничивалось сплошной областью суши, а на востоке находились горные сооружения древнего Урала. На юго-западе от моря отходил протяженный залив, который находился в Днепровско-Донецкой впадине.

На отдельных участках этого громадного моря неоднократно возникали условия для образования мощных соленосных отложений, в том числе и калийных солей. Калиеносные бассейны возникли в пределах Соликамской, Верхнепечорской, Прикаспийской и Днепровско-Донецкой впадин. Здесь сформировались крупные залежи калийных солей, которые сейчас погружены на значительной глубине в недрах Земли. Многие из них геологи обнаружили при поисковых и разведочных работах на нефть и газ.

Соликамский калиеносный бассейн — один из крупнейших в мире. К этому бассейну приурочено Верхнекамское месторождение калийных солей, открытое в октябре 1925 г. при поисковых буровых работах, организованных по инициативе видного советского геолога П. И. Преображенского.

Соликамский бассейн располагается на левом берегу р. Камы и протягивается от ее притоков — р. Вишеры на севере до р. Косьвы на юге. Это край древнейшего в Камском Приуралье горного промысла — солеварения. В середине XV столетия здесь было начато строительство солеваренных заводов братьями Калининковыми, выходцами из Новгорода. В XVI веке солеварение находилось в руках Строгановых, много сделавших для развития промысла. Однако только при Советской власти этот край стал крупным промышленным центром. Здесь была создана отечественная калийная промышленность.

Уже в 1934 г. на Верхнекамском месторождении стал работать Соликамский рудник, который начал выдавать «на горá» тысячи тонн калийных солей для сельского хозяйства и химической промышленности нашей страны. В 1954 г. вступил в строй Березниковский калийный рудник и химический комбинат. В последние годы начато строительство еще ряда калийных комбинатов.

Мощность всей соленосной толщи (каменной соли, калийных солей и переслаивающихся с ними пород) оказалась равной 450—550 м. Из них 300—350 м приходится на нижний горизонт, сложенный так называемой подстилающей каменной солью. Мощность среднего горизонта, представленного пластами калийных солей и каменной солью, 75—80 м. Верхний горизонт, который соответствует покровной каменной соли, имеет мощность до 50 м.

В нижнем горизонте каменная соль чистая, примесь глинистого материала в ней составляет всего 2—3%. Иногда наблюдаются единичные слои соленосных мергелей с ангидритом мощностью от 0,5 до 10—12 м. Калийные соли также не загрязнены глинистым материалом, а отдельные слои глины измеряются лишь долями сантиметра и немногими сантиметрами.

Средний горизонт или собственно толща калийных солей сложена в нижней части пластами красного сильвинита, а в верхней — пластами карналлитовой породы и пестрым сильвинитом. Всего насчитывается до 15 пластов калийных солей, мощность которых колеблется от 0,5 до 15 м и более. Они переслаиваются с пластами каменной соли, имеющими мощность от 1 до 6 м. От общей мощности горизонта примерно 55% приходится на калийные соли.

Глубина залегания верхних пластов калийных солей изменяется от 90 до 500 м. Добыча калийных солей в рудниках производится на глубине от 250 до 400 м.

На площади Соликамского бассейна пробурено более 600 скважин. По их данным было установлено, что площадь распространения каменной соли составляет 8,5—9 тыс. км², а калийные соли развиты на площади более 3,1, возможно, даже 4,5 тыс. км². Геологические запасы каменной соли в бассейне достигают 3700 млрд. т, а запасы калийных солей — около 220 млрд. т, что в пересчете на K₂O составляет 27,9 млрд. т. На 1 км² приходится 82,3 млн. т природных калийных солей или 10,5 млн. т K₂O.

Продукция калийных комбинатов Соликамского бассейна не только потребляется в СССР, но и экспортируется во многие зарубежные страны.

Верхнепечорский калиеносный бассейн находится примерно в 150 км севернее Соликамского бассейна. Эти бассейны очень сходны между собой по своему строению, но Верхнепечорский бассейн менее значительный, с меньшей мощностью горизонта калийных солей, а сами калийные соли менее богаты по содержанию в них калия.

Верхнепечорский калиеносный бассейн вытянут в меридиональном направлении на 125 км и имеет ширину до 50 км. Здесь на междуречье Печоры и Колвы издавна были известны соляные источники, из которых получали соль. Но пласты каменной соли на глубине обнаружены только в 1953 г., когда были пробурены первые нефтепоисковые скважины. Наконец, в 1954 г. одна из скважин вскрыла калийные соли на глубине 470—520 м. К началу 60-х годов была оконтурена площадь бассейна, южная часть которого находится в Пермской области, а северная — в пределах Троицко-Печорского района Коми АССР.

Специальные поисковые работы на калийные соли были проведены в западной части бассейна на водоразделе рек Березовки и Волосницы. Здесь горизонт калийных солей залегает на глубинах от 186 до 1000 м и более. Его суммарная мощность изменяется в пределах 10—55 м. Калийные соли представлены пластами сильвинита и карналлитовых пород. Преобладают карналлитовые породы. Силь-

виниты быстро выклиниваются, а их качество быстро меняется.

Геологические запасы калийных солей в Верхнепечорском бассейне составляют 6 млрд. т. Изучен бассейн весьма слабо. Его освоение в ближайшие годы не намечается.

Прикаспийский калиеносный бассейн занимает огромную территорию, ограниченную на юге Каспийским морем, на западе — р. Волгой, на востоке — р. Эмбой. На севере бассейн простирается до широты г. Уральска, а в предгорьях Урала он протягивается почти до р. Белой. Площадь бассейна превышает 200 тыс. км². И на всей этой территории в недрах Земли на разной глубине обнаружены мощные пласты калийных солей.

В Прикаспийском калиеносном бассейне имеется 11 горизонтов калийных солей, которые объединяются в три калиеносные зоны. В настоящее время в бассейне открыто большое количество калийных месторождений и проявлений. Калийные соли вскрыты глубокими скважинами более чем на 210 площадях, причем на 35 из них было проведено специальное поисковое бурение. Сейчас уже разведаны и подготовлены к эксплуатации три крупных калийных месторождения: Эльтонское, Индерское, Жилианское.

На Эльтонском месторождении калийные пласты отличаются высоким качеством и чистотой. Выделено три продуктивных пласта: нижний, средний и верхний. Нижний пласт состоит из двух слоев: 1) сильвинитового с примесью полигалита, сингенита, кизерита и карналлита и 2) карналлитового. Мощность сильвинитового слоя изменяется от 4,5 до 40,0 м, а карналлитового достигает 20 м. Средний продуктивный пласт содержит тоже два слоя: нижний — карналлитовый, мощность которого 1,5—8,2 м, и верхний — сильвинитовый мощностью от 1,0 до 21,0 м. Верхний продуктивный пласт представлен внизу сильвинитами (до 7,67 м), а сверху — карналлитовой породой (мощность от 0,8 до 11,3 м). Среднее содержание КСl в калиеносном горизонте составляет 43,9%. Запасы смешанных сильвин-карналлитовых руд превышают 1,9 млрд. т, причем более одного миллиарда тонн составляют чистые сильвиниты.

Индерская группа калийных месторождений состоит из нескольких залежей пластового и линзовидного типов. Пластовые залежи приурочены, как правило, к нижнему горизонту калийных солей, которые представлены кизерит-карналлитовыми, сильвин-лангбейнитовыми, каинит-, лангбейнит-галитовыми, сильвин-полигалитовыми и сильвинитовыми породами. Линзовидные залежи прослеживаются в верхнем горизонте калийных солей. Одна из них, так называемая залежь № 1, наблюдается на глубине 610 м и имеет длину 500 м. Она сложена сильвинитами и сильвин-галитовыми породами с содержанием К₂О от 4,9 до 21,22%. Другая залежь (№ 2) отмечается на глубине 300 м. Состоит она из полигалит-, каинит-, сильвин-галитовых, сильвин-полигалитовых и карналлит-галитовых пород. Среднее содержание К₂О по залежи 15,12%. На территории Индерского купола выявлено большое количество других линзовидных залежей, многие из которых выделяются в качестве самостоятельных небольших месторождений. Общие прогнозные запасы ка-

линьных солей Индерской группы месторождений равняются почти 1,5 млрд. т K_2O .

Жилианское месторождение калийных солей расположено на северо-востоке Прикаспийского бассейна. Здесь прослеживаются два промышленных калиеносных горизонта: нижний, представленный полигалитовыми рудами, иногда почти мономиперальными с содержанием полигалита до 80%, и верхний — сильвинитовый — с содержанием KCl до 22,5%. Нижний полигалитовый горизонт состоит из трех пачек полигалитовых пород, мощность каждой из которых достигает 22,8—36,9 м. Суммарная мощность нижнего горизонта изменяется в пределах 160—350 м. Верхний сильвинитовый горизонт сложен сильвинитами и сильвин-карналлитовыми породами, которые слагают отдельные линзы мощностью от 5,6 до 29,0 м. Разведанные запасы калийных солей на Жилианском месторождении 3,82 млн. т.

На территории Прикаспийской впадины особенно перспективны для разведки калийных месторождений следующие площади: Лебяжская, Сатимолы, Баскунчак, Барханный, Карабек, Круглая, Харкинская, Шугуль, Джамантау, Кыз, Казбай, Танатор и др., где пласты калийных солей залегают на небольшой глубине, а их мощность составляет 100 м и более. Общие прогнозные запасы калийных солей Прикаспийского бассейна оцениваются в 45,8 млрд. т, а ожидаемые запасы могут быть свыше 310 млрд. т.

Днепровско-Донецкий калиеносный бассейн расположен севернее долины р. Днепра. Он протягивается от г. Чернигова до г. Изюма на расстояние более 550 км при ширине от 20 до 85 км. Мощные толщи солей были обнаружены здесь еще в 1871 г. вблизи современного г. Артемовска, но солеварение на базе соляных источников зародилось гораздо раньше (в XVII столетии) вблизи г. Славянска.

В результате широкого комплекса буровых работ соленосная толща была изучена весьма детально. Установлено, что ее полная мощность достигает 1200—1500 м. Пласты каменной соли от нескольких метров до 50—60 м чередуются с пластами доломитов, известняков, ангидритов, песчаников и других пород. К верхней части соленосной толщи приурочен горизонт калийных солей, мощность которого колеблется от 60 до 100 м, в котором прослеживаются до 11 калийных пластов от долей метра до 5—5,5 м. Калийные соли представлены сильвинитом и карналлитовыми породами. Геологические запасы калийных солей составляют 3,8 млрд. т.

Калиеносные бассейны и калийные месторождения девонского возраста европейской части Советского Союза. В недрах европейской части Советского Союза, кроме пермских соленосных толщ, обнаружены еще более древние соленосные отложения, возраст которых свыше 345 млн. лет. Они образовались в конце девонского периода в заливах существовавшего здесь моря. Один из таких заливов располагался на территории Белоруссии и Украины в пределах Припятской и Днепровско-Донецкой впадин. В Припятском заливе неоднократно возникали

благоприятные условия для калийного осадконакопления и здесь сформировался крупный калиеносный бассейн.

Припятский (или Белорусский) калиеносный бассейн открыт в 1949 г., когда при бурении нефтепоисковой скважины около д. Чижевичи Слуцкого района были вскрыты пласты калийных солей. При дальнейшей разведке калийные соли установлены на площади более 18 тыс. км². Они залегают внутри соленосной толщи, средняя мощность которой достигает 1 км. Всего выделено около 60 калийных горизонтов, которые образуют четыре этажа распространения калийных солей. Запасы калийных солей в Припятском бассейне огромны — свыше 50 млрд. т.

В настоящее время здесь разведано четыре калийных месторождения: Старобинское, Петриковское, Нежинское и Копаткевичское.

Старобинское месторождение находится в районе городов Солигорск и Старобино. Месторождение уже давно введено в эксплуатацию. Здесь действуют 4 предприятия производственного объединения «Белорускалий», которые только в 1980 г. произвели около 11 млн. т калийных удобрений. Добыча калийных солей на месторождении ведется из второго и третьего калийных горизонтов. Второй горизонт залегают на глубине 350—360 м. Он состоит из сильвинита, каменной соли и глинистых прослоев. Мощность горизонта в среднем 2,8 м, содержание КСl 31 до 33%. Третий горизонт имеет мощность 18—22 м. Среднее содержание КСl в нем колеблется от 22 до 33%. Сложен горизонт сильвинитами, каменной солью и глинами. В его средней части прослеживается карналлит-сильвиновый прослой. Горизонт залегают на глубинах от 450 до 1000 м и более.

Петриковское месторождение расположено в Гомельской области, в 215 км юго-восточнее г. Минска. Здесь прослежены все этажи калиеносности, но интерес представляет второй, в котором выделяется четвертый горизонт, имеющий мощность от 10 до 25 м. Глубина его залегания изменяется от 516 до 1330 м и составляет в среднем 600—900 м. В разрезе горизонта наблюдаются три пласта: верхний — карналлит-сильвин-галитовый, средний — глинисто-галитовый и нижний — сильвинитовый. Последний пласт имеет промышленное значение. Он состоит из четырех сильвинитовых слоев и трех прослоев каменной соли. Среднее содержание КСl в пласте колеблется от 17 до 25%. Оцененные запасы калийных солей по четвертому горизонту на Петриковском месторождении составляют почти 900 млн. т.

Копаткевичское месторождение расположено между Старобинским и Петриковским. Оно было обнаружено в 1970—1971 гг. На Копаткевичском месторождении на площади более 500 км² пробурено свыше 30 скважин, по данным которых прослежены все этажи калиеносности. Наиболее перспективным опять оказался второй этаж. Но промышленное значение, как выяснилось, имеет шестой горизонт, залегающий на глубине от 550 до 1250 м. Его мощность изменяется от 1,0 до 8,5 м. Горизонт представлен четырьмя сильвинитовыми слоями. Продуктивный пласт имеет мощ-

ность до 3,5 м. Содержание КСl в среднем по пласту колеблется от 16,3 до 28,5%. Минимальные прогнозные запасы, подсчитанные по продуктивному пласту на площади около 360 км², достигают 1,6 млрд. т.

Нежинское месторождение калийных солей расположено восточнее Старобинского. На месторождении уже завершена предварительная разведка и установлено промышленное значение первого, второго и третьего калийных горизонтов. В первом горизонте выделено два продуктивных слоя сильвинитов мощностью до 1 м каждый с содержанием КСl от 36,11 до 41,12%. Во втором горизонте, который прослежен на площади около 200 км² и залегает на глубине 520—1210 м, также наблюдается два сильвинитовых слоя, разделенных прослоем каменной соли. Их мощность от 0,70 до 0,64 м. Содержание КСl по горизонту изменяется от 16,86 до 31,46%. Третий калийный горизонт залегает на глубине 520—1200 м. Он состоит из трех пластов, но, как и на Старобинском месторождении, промышленный интерес представляет только нижний сильвинитовый пласт, который содержит до 5 калийных слоев мощностью 0,45—0,90 м. Наиболее выдержаны второй, третий и четвертый слои, сложенные кирпично-красными сильвинитами с содержанием КСl до 60%. Подсчитанные прогнозные запасы по всем трем калийным горизонтам на Нежинском месторождении составляют около 2 млрд. т сырых калийных солей.

Кроме уже подготовленных месторождений калийных солей, в Припятском калиеносном бассейне обнаружено много перспективных участков, таких как Смоловский, Шестовичский, Житковичский, Южно-Вишанский, Мысловорогский, Любанский.

В заключение можно сказать, что открытие и быстрое освоение этого бассейна — одно из крупнейших достижений советских геологов и советской промышленности. Оно показывает, что за короткий срок (всего лишь 20—25 лет) можно организовать производство калийных минеральных удобрений, необходимых для сельского хозяйства нашей страны.

Калийные месторождения неогенового возраста Советского Предкарпатья. Вдоль предгорных районов Карпат протягивается широкая полоса, в недрах которой распространены мощные соленосные отложения. Она начинается на территории Польши, где находится известное месторождение каменной соли — Величка, переходит на территорию СССР в пределы Советского Предкарпатья, а затем уходит в Румынию. Общее протяжение этой полосы составляет не менее 1500 км и почти 300 км из них находится в Западной Украине. Ширина полосы достигает 35—40 км, иногда даже больше. Общая мощность всех соленосных отложений в Предкарпатья превышает 2—2,5 км.

Соленосные отложения здесь накапливались в течение неогеновой эпохи, охватывающей интервал геологической истории от 10—12 до 36—37 млн. лет. Их формирование происходило в узком и длинном заливе, который простирался вдоль Карпатских гор и через серию сложных проливов соединялся с открытым океаном,

находившемся в ту эпоху далеко на юге. В Предкарпатском соленосном бассейне нередко создавались благоприятные условия и для осаждения калийных солей.

Каменная соль в ряде районов Предкарпатья находится на небольшой глубине и даже обнажается на поверхности. Она использовалась людьми, по-видимому, еще в самые начальные этапы заселения данного края. Подтверждается это тем, что в некоторых старинных соляных коях найдены орудия каменного века. Уже в X—XII веках солеварение приобрело здесь промышленный характер. До сих пор тут существуют солеваренные заводы, действующие несколько столетий.

Калийные соли в Предкарпатья были открыты в 1826 г. на Калушском соляном руднике. Промышленная их разработка началась в 60-х годах прошлого века. В конце XIX века были открыты калийные соли в Стебникском соляном руднике, а в начале XX века — в Туре Великой и Моршино. Широкий разворот поисковых работ на калийные соли в Прикарпатья приходится на 50—60-е годы нашего века, в результате которых были выявлены, кроме Калуш-Гольинского и Стебниковского, Марково-Росильнянское и Бориславское месторождения и много небольших калийных залежей.

Калуш-Гольинское месторождение калийных солей расположено в Калушском районе Ивано-Франковской области Украинской ССР. Месторождение состоит из Калушской и Гольинской групп и участков Кадобна и Пийло. В Калушскую группу входят шахтные поля Северное сильвинитовое, Северное каинитовое, Центральное и Хотинское. В Гольинскую группу объединяются участки Западная Гольинь, Восточная Гольинь, Сивка-Калушская и Домброво. Общая площадь месторождения 80 км². Залежи калийных солей, как правило, имеют форму линз, количество которых на отдельных шахтных полях колеблется от одной-двух до десяти. Линзы имеют сложные очертания, а их наибольшая мощность изменяется от 1,5 до 25—30 м, редко достигая 100—120 м. Размеры линз: 1—1,5 км по длине и 0,5—1,0 км по ширине. Глубина их залегания от 15 до 500 м. Калийные соли представлены следующими породами: каинитовыми, лангбейнит-каинитовыми, лангбейнитовыми, полигалитовыми, карналлитовыми и сильвинитовыми.

Разработка многих шахтных полей Калушской группы уже завершается. Что же касается Гольинской группы, то здесь особенно перспективны участки Восточная Гольинь и Домброво. На участке Восточная Гольинь установлено четыре горизонта калийных солей: сильвинитовый, нижний лангбейнит-каинитовый, верхний лангбейнит-каинитовый и каинитовый.

Общие запасы калийных солей на Калуш-Гольинском месторождении невелики.

Стебниковское месторождение калийных солей расположено юго-восточнее г. Дрогобыча. На этом месторождении разрабатываются следующие участки: Центральное поле (рудник I), Северо-Западный (рудник II), Юго-Восточный (Модрич-Солец) и Южный (Трускавец-Станыла). Калийные соли зале-

гают в виде отдельных линз, протягивающихся на расстояние от 400 м до 2 км и прослеженных до глубин от 300—350 до 800—900 и даже 1000 м. Мощность линз, как правило, редко превышает 50—60 м. Всего выделено 14 калийных линз, которые группируются на уровне трех горизонтов. Линзы сложены преимущественно каинитовыми, лагбейнит-каинитовыми и лагбейнитовыми породами, но широко развиты также смешанного состава, в которых, кроме галита, присутствуют каинит, лагбейнит, сильвин, полигалит, кизерит, астраханит, шенит и другие минералы. Средние содержания K_2O в калийных линзах колеблются от 10 до 12%. На месторождении преобладают лагбейнит-каинитовые руды.

Марково-Россильнянское месторождение калийных солей находится в Богородчанском районе Ивано-Франковской области Украинской ССР, в 30 км юго-западнее г. Ивано-Франковска. Эксплуатация калийных солей ведется на трех участках: Россильнянском, Марковском и Старушьском. Месторождение занимает площадь длиной 20 и шириной 1,5—2,0 км.

Калийные соли залегают на четырех горизонтах. Первый (самый нижний) калиеносный горизонт состоит из лагбейнит-каинитовых и каинит-лагбейнитовых пород, которые слагают три линзы мощностью от 10 до 15 м. Среднее содержание K_2O в нижней линзе составляет 10—12%. Линзы прослежены на глубину до 1000 м. Второй (средний) калиеносный горизонт на Марковском участке сложен преимущественно каинит-кизерит-лагбейнитовыми породами, а на Россильнянском — лагбейнитовыми и лагбейнит-каинитовыми. По простиранию горизонт прослежен на 2,5 км, а на глубину — до 400—1000 м. Мощность горизонта достигает 30—50 м. Среднее содержание K_2O 11,5%. Третий калиеносный горизонт представлен на Марковском участке лагбейнит-каинитовыми, а на Россильнянском — каинитовыми породами. Его мощность около 15 м, среднее содержание K_2O немногим более 10%. Горизонт прослежен на расстояние до 1 км и на глубину до 600 м. Четвертый, самый верхний, калиеносный горизонт протягивается почти на 3 км и вскрыт скважинами на глубине 1400 м. Он имеет мощность около 50 м и сложен каинит-кизерит-лагбейнитовыми породами. Суммарные запасы калийных руд на месторождении оцениваются более чем в 1,1 млрд. т.

Бориславское месторождение калийных солей было разведано в 1963—1966 г. недалеко от Борислава и Трускавца. Здесь установлено два калиеносных горизонта: нижний и верхний. Нижний имеет мощность до 10 м, а верхний — от 10—15 до 100 м. Состав калиеносных горизонтов быстро меняется по площади. В них преобладают каинит, лагбейнит и галит. Всегда присутствуют также кизерит и полигалит. В виде примеси встречаются сильвин, карналлит, шенит, леонит, левент и другие минералы. Две трети запасов калийных руд на месторождении составляют лагбейнит-каинитовые и каинитовые породы. Остальное количество приходится на лагбейнитовые и смешанные породы сложного минерального состава. Обычно средние содержания K_2O по обоим горизонтам колеблются около 10—12%. Запасы калийных солей месторождения превышают 600 млн. т.

Из приведенной краткой характеристики Предкарпатских месторождений калийных солей можно заметить, что все они отличаются очень своеобразным составом. Здесь развиты калийные соли хлоридного и сульфатного типов, причем преобладают сульфатные породы лагбейнит-каинитового, каинит-лагбейнитового и каинитового состава. Их общие геологические запасы достигают 10—15 млрд. т. Калийные месторождения сульфатного типа разрабатываются в Советском Союзе только в Предкарпатье. Сельское хозяйство и промышленность СССР испытывают большую потребность в сульфатных калийных солях, поэтому их поискам придается большое значение.

Калийные месторождения юрского возраста Средней Азии. В недрах огромной территории Средней Азии, ограниченной с юга горными сооружениями Копетдага, Банди-Туркестана и Гиндукуша, с востока — Дарвазским хребтом, с севера — Гиссарским хребтом и Кызылкум-Нуратинской зоной поднятий, а с запада — Центрально-Каракумским сводом, залегают мощные толщи соленосных отложений. Они накапливались более 195 млн. лет тому назад, в конце юрского периода, в едином Среднеазиатском соленосном бассейне, занимавшем площадь более 300 000 км².

Соленосный бассейн представлял собой грандиозный залив моря, который отделялся от океана Тетис, находившегося далеко на юге, архипелагом мелких и крупных островов, разнообразных карбонатных банок и рифов, а нередко и протяженными горными областями суши. Соединялся бассейн с океаном сложной системой проливов и мелководных морей. Соленосные отложения накапливались, хотя и с перерывами, на протяжении почти 10 млн. лет. В результате в Среднеазиатском позднеюрском бассейне сформировались три мощные соленосные толщи. Нижняя толща отлагалась в южной части бассейна в пределах Мургабско-Бахардокской зоны. Средняя толща образовалась несколько северо-восточнее, когда центр бассейна находился приблизительно в Репетекско-Келифской зоне. Верхняя толща сформировалась еще северо-восточнее, главным образом в Амударьинской впадине. Когда накапливалась верхняя соленосная толща, в Среднеазиатском бассейне возникли условия и для осаждения калийных солей.

В настоящее время пласты калийных солей обнаружены на территории Гаурдак-Кугитанского района в юго-западных отрогах Гиссара, в Бешкентском прогибе, в бассейне р. Амударьи, а также в Кызылкумах вплоть до Репетека. В отрогах Гиссарского хребта разведано несколько крупных калийных месторождений (Гаурдакское, Тюбегатанское, Кугитанское, Карлюкское, Окузбулакское, Карабильское) и намечено много перспективных площадей для поисков калийных солей.

Гаурдакское месторождение калийных солей расположено в Чарджоуской области Туркменской ССР, в 8 км от г. Гаурдак. Оно было открыто в 1946 г. На месторождении прослежено три калиеносных горизонта. Нижний горизонт состоит из трех

калийных пластов: Нижний I, Нижний II и Нижний III. Пласт Нижний I залегает на глубине 213—233 м и является сильвинитовым. Его мощность 1—2 м, среднее содержание KCl колеблется от 3 до 32%. Пласт Нижний II состоит из двух слоев сильвинита мощностью 2 и 3 м, разделенных слоем каменной соли мощностью до 2 м. Содержание KCl изменяется от 16 до 44%. Пласт Нижний III представлен переслаивающимися между собой сильвинитами и каменной солью со средним содержанием KCl 22—23%. Средний калиеносный горизонт характеризуется присутствием в верхней части очень своеобразного пласта сильвинитов, который из-за включений синего галита получил название Синий. Его мощность 1,5—5 м. Содержание KCl составляет 22—40%. Верхний калиеносный горизонт сложен каменной солью с вкрапленностью, включениями и тонкими прослойками сильвина и карналлита. Его мощность колеблется от 1,5 до 30 м.

Промышленный интерес на месторождении представляют калийные пласты Нижний II, Нижний III и Синий. Разведанные запасы сырых калийных солей со средним содержанием хлористого калия 31% составляют 106,3 млн. т.

Тюбегатанское месторождение калийных солей находится в пограничных районах между Туркменской и Узбекской ССР, располагаясь в Чарджоуской и Кашкадарьинской областях, в 45—50 км северо-восточнее г. Гаурдака. Месторождение было разведано в 50-х годах.

Калийные соли, как и на Гаурдакском месторождении, залегают на уровне трех горизонтов. В составе нижнего калиеносного горизонта прослеживаются те же пласты: Нижний I, Нижний II и Нижний III. Их мощность соответственно изменяется в следующих пределах: 2—20, 2,4—6,6 и 1,0—10,6 м. Сложены пласты сильвинитами и каменной солью. Среднее содержание KCl по каждому из пластов достигает таких значений: 1—9, 18—50 и 1,5—3,7%. Промышленное значение имеет только пласт Нижний II. Разведанные запасы сильвинитовых руд на месторождении равняются 686 млн. т.

Кугитанское месторождение калийных солей расположено на правом берегу р. Кугитандаря, в 20 км восточнее г. Гаурдак. Здесь разведочными скважинами вскрыты шесть пластов калийных солей, три из них прослежены на всей площади месторождения. Самый нижний из этих пластов представлен сургучно-красным сильвинитом с кристаллами карналлита и включениями красной глины. Его мощность не превышает 2 м, а содержание KCl колеблется в пределах 17,5—44,6%. Второй пласт калийных солей залегает на 15—30 м выше и состоит из двух слоев сильвинита, разделенных каменной солью. Мощность второго пласта изменяется от 1,5 до 7 м. Среднее содержание KCl по этому пласту 16—26%. Самый верхний из хорошо выделяющихся пластов калийных солей сложен 1—2 слоями белого или светло-розового сильвинита, мощность которых редко превышает 1 м. Содержание KCl не выше 15%. Пласты калийных солей прослежены до глу-

бины 650 м. Запасы на разведанной площади (21,6 км²) оцениваются в 144 млн. т.

Карлюкское месторождение калийных солей расположено на левобережье р. Амударьи севернее пос. Карлюк. Площадь его около 120 км². Месторождение разведано в 1964—1966 гг. В составе солоносной толщи прослежено 11 продуктивных калийных пластов, из которых два карналлитовых. Глубина залегающих пластов от поверхности колеблется от 210 до 1250 м. Мощность пластов калийных солей максимальных значений достигает 13—19 и даже 30—40 м, но в среднем составляет 5—6 м. Пласты сложены сильвинитами, карналлит-сильвинитовыми, сильвин-карналлитовыми и карналлитовыми породами. Чисто сильвинитовыми являются пласты Ia, II и III. В зависимости от состава различаются три типа калийных руд: первый тип — бескарналлитовые сильвиниты, второй — карналлитовые сильвиниты, третий — сильвинит-карналлитовый и карналлитовый. Суммарные запасы сырых калийных солей на месторождении составляют 3,12 млрд. т (в пересчете на K₂O — 576,2 млн. т).

Карабильское месторождение калийных солей расположено в 15 км юго-восточнее г. Гаурдак. Площадь его, если учитывать распространение калийных солей до глубины 1200 м, почти 200 км². В разрезе прослежено 10 пластов сильвинитового, карналлит-сильвинитового и карналлитового составов. Наиболее выдержан пласт VIII мощностью 6,6—10 м, который имеет промышленное значение. Залегает он на глубине до 600 м. Этот пласт сложен сильвинитами. Среднее содержание KCl в нем колеблется в пределах 26,4—44,6%. Запасы сильвинитов только по пласту VIII оцениваются в 3—3,5 млрд. т.

Окузбулакское месторождение калийных солей расположено в 4 км юго-восточнее Карлюкского. На нем разведана площадь всего лишь в 8 км². Установлено 11 пластов калийных солей, преимущественно сильвинитового состава, но встречены и прослои карналлитовых пород. Мощность калийных пластов изменяется в широких пределах, достигая иногда 14—20 м. Содержание KCl в среднем выше 30%. Пласты залегают на глубине от 180 до 470 м. Запасы сырых калийных солей на Окузбулакском месторождении достигают почти 800 млн. т.

В целом в недрах Среднеазиатского солоносного бассейна сконцентрировано огромное количество калийных солей. Кроме описанных месторождений, они вскрыты глубокими скважинами на Акбашской, Лялимканской, Кызылбазарской, Хамканской, Узункудукской, Ходжапканской площадях, а также пройдены поисковыми скважинами на ряде нефтяных и газовых месторождений. Общая площадь распространения калийных солей может превышать 100 тыс. км². Геологические запасы калийных солей, возможно, превосходят 50—60 млрд. т.

Калийные соли Восточной Сибири. На территории Восточной Сибири более 500 млн. лет тому назад существовал грандиозный Восточно-Сибирской солоносный бассейн. На его ха-

рактистике мы остановимся подробнее, во-первых, потому что долгие годы занимались его изучением и обоснованием перспективности поисков здесь калийных солей, а, во-вторых, потому что на примере этого соленосного бассейна можно хорошо показать, как геологи находят калийные месторождения в слабоизученных и труднодоступных районах Земли.

Издавна предполагалось, что в недрах Восточной Сибири имеется каменная соль. На это указывали не только многочисленные источники соленых вод, с давних пор используемые для получения поваренной соли, но и выходы соляных пород на поверхности в некоторых районах Лено-Енисейского края. Один такой район находится на р. Кемпедяй, притоке Вилюя, другой — на побережье Хатангского залива.

Примечательно, что все исследователи связывали образование сибирских соленых вод с разрывом соляных толщ, залегающих на глубине, даже несмотря на то, что непосредственные выходы соляных пород на поверхности отсутствовали. Впервые пласты каменной соли были вскрыты скважинами у г. Усолья-Сибирского лишь в 1923 г. Здесь на глубине 693,4 м был обнаружен соляной пласт мощностью 18 м. В 1925 г. новые скважины вошли в соляную толщу на глубину 27,7 м. С этого времени быстро стали поступать новые данные о площади распространения, мощности и глубине залегания каменной соли.

Уже в 1927 г. было околтурено Усольское месторождение каменной соли, а в 1935 г. выделен Иркутский соленосный бассейн с огромными запасами соли, который, по имеющимся в то время материалам, простирался далеко на запад от Усолья-Сибирского до Черемхово. Эти данные свидетельствовали о действительной связи соленых вод Восточной Сибири с каменной солью, залегающей на глубине, и позволяли говорить о гораздо более широком развитии соленосных толщ в этом крае.

В конце 30-х годов многие исследователи предположили, что соленосные толщи распространены на востоке от Иркутска до Якутии, на западе — до района г. Канска и нижнего течения р. Ангары. Некоторые геологи выделяли в Восточной Сибири еще более грандиозное по площади «соляное кольцо», со всех сторон окружающее Тунгусский бассейн; в пределах этого «кольца» могли присутствовать толщи каменной соли. Предположения о таком значительном развитии соленосных отложений, но не в виде «кольца», а внутри его на территории Тунгусского бассейна, подтвердились при дальнейших исследованиях. Многочисленные скважины, пробуренные в 40-е и 50-е годы, вскрыли соленосные отложения на огромной площади от Енисейского края и Восточного Саяна до Прибайкалья и Витимо-Патомского нагорья.

Впервые соленосная толща полностью была пройдена в Иркутской области у г. Бельска. Ее мощность оказалась 596 м. В недрах Лено-Енисейского края была вскрыта не одна, а несколько соляных толщ, залегающих друг над другом и разделенных «несоляными» породами. Нижняя толща, впервые пробуренная у Бельска

и Усоля-Сибирского, была названа усольской свитой. Лежащая выше соленосная толща получила название бельской свиты. В центральных районах Восточной Сибири прослежены еще две соляные свиты: ангарская и литвиццевская. Возраст всех этих соленосных отложений оказался очень древним — кембрийским. Они накопились в громадном морском бассейне более 500 млн. лет назад.

Выполненные в последние десятилетия геологические и геофизические работы позволили выяснить, что соленосные отложения присутствуют и на севере Восточной Сибири: в районе г. Мирного, в бассейнах рек Подкаменной и Нижней Тунгусок. Они распространены на громадной площади около 2,5 млн. км². Суммарная мощность соляных толщ в ряде районов превышает 2,5—3 тыс. м. Объем соли по самым скромным подсчетам приближается к 600 тыс. км³. Восточно-Сибирский кембрийский соленосный бассейн по своим размерам оказался самым крупным из всех известных на Земле.

Все это позволяло предполагать, что в недрах Восточной Сибири должны где-то присутствовать калийные соли. Такие идеи высказывались неоднократно. Еще в 1936 г. при изучении соляных источников по рекам Нижней Тунгуски и Непы было установлено повышенное содержание в водах калия. В конце 40-х — начале 50-х годов во многих скважинах среди отложений усольской соленосной свиты обнаружили рассеянные включения калийных минералов: карпаллита и сильвина. Все полученные материалы были настолько убедительными, что Иркутскому геологическому управлению поручили провести в верховьях Непы поисковое бурение. Скважины бурились в 1957—1958 гг., но, к сожалению, из-за малой мощности буровых станков соленосные отложения не были вскрыты.

Тем не менее оценка перспектив поисков месторождений калийных солей в Восточной Сибири продолжалась. Большие коллективы исследователей обобщали имеющиеся данные. Всесторонне изучались условия образования соленосных отложений. Именно в это время были высказаны две точки зрения на вопрос о существовании в недрах Восточной Сибири крупных залежей калийных солей. Одна группа исследователей считала, что кембрийские соленосные отложения очень перспективны для поисков калийных месторождений, потому что условия для накопления калийных солей в кембрийскую эпоху были весьма благоприятными. Другая группа исследователей оценивала перспективы недр Восточной Сибири на калийные соли очень низко. Малая вероятность существования калийных залежей в кембрийских соленосных отложениях обосновывалась тем, что калийные минералы будут рассеяны в пластах каменной соли, а скопления промышленного значения образовать они не могут, потому что в кембрийском солеродном бассейне процесс осадконакопления якобы не мог достигать стадии осаднения калийных солей: он должен был прерываться поступлением морских вод, после чего наступало расплескивание водоема и образовывались карбонатные осадки. Кроме того, была высказана идея о том, что кембрийская эпоха вообще не благоприятна для формирования

крупных калийных залежей из-за того, что 500 млн. лет тому назад в водах древних морей и океанов, которые тогда существовали на Земле, было очень мало калия и он поглощался организмами.

В конце 50-х — начале 60-х годов возникла настоятельная необходимость дать научно обоснованный прогноз для поисков месторождений калийных солей на территории Сибири. Решению этой задачи уделили большое внимание в 1958—1962 гг. сотрудники Института геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР [Яншин, 1962, 1964]. Были приведены убедительные доказательства существования калийных залежей на территории Лено-Елисейского края среди кембрийских соленосных толщ. Выполненный анализ палеогеографических и палеотектонических условий кембрийского солепакопления позволил выяснить, что многие тектонические депрессии на этой площади являлись благоприятными структурами для образования в условиях аридного климата полных циклов солеотложения, которые заканчивались осаждением калийных солей. Данные о содержании калия в древних глауконитах показали, что его количество в водах Мирового океана кембрийской эпохи было не ниже, чем в последующие этапы геологической истории, и что поэтому в конце циклов солеотложения в кембрийское время должны были накапливаться калийные соли. О существовании калийных залежей в соленосных толщах Восточной Сибири свидетельствовали и бромхлорные коэффициенты каменной соли, показывающие, что концентрация рассолов раннекембрийского солеродного бассейна неоднократно достигала таких значений, при которых начинается кристаллизация сильвина и карналлита. На основе этих данных было сделано заключение, что если «в Иркутском амфитеатре организовать достаточно широкие поисковые работы, то, несомненно, здесь можно открыть в недалеком будущем крупные калийные месторождения» [Яншин, 1962, с. 19]. Огромное внимание в эти годы уделялось организации поисков калийных солей в Восточной Сибири. Большое значение для развертывания поисковых работ имели решения декабрьского (1963) и февральского (1964) Пленумов ЦК КПСС о развитии сельского хозяйства и химизации страны. Научное руководство поисками было поручено Межведомственной комиссии по координации работ в области поисков фосфоритов и калийных солей на территории Сибири и Дальнего Востока и Комиссии по изучению солевых ресурсов Сибири и Дальнего Востока. К этим работам были привлечены многие научные и производственные организации и видные специалисты Советского Союза.

Уже в 1964 г. на совещании в Иркутске принимается генеральный план работ, в котором были намечены следующие первоочередные районы поисков: в Иркутской области — Илгинская впадина, Юго-Восточное Присяянье, Устькутско-Заярский и Непско-Гаженский районы, в Красноярском крае — Канско-Тасеевская впадина. Красноярскому и Иркутскому геологическим управлениям предстояло пробурить 110 тыс. погонных метров скважин. Поисковое бурение продолжалось в Иркутской области до 1969 г.,

а в Красноярском крае — до 1971 г. Были изучены Канско-Тасеевская и Илгинская впадины, Присянье и Устькутско-Заярский район, по залежи калийных солей не были обнаружены. Вместе с тем данные бурения позволили установить в соленосных отложениях кембрия три содержащих калийные соли горизонта, прослеживающиеся на всей территории Иркутского амфитеатра, т. е. от Енисейского кряжа и Саянских гор на западе и юго-западе до Прибайкалья на юго-востоке: один — в верхней части усольской соленосной свиты и два — в ангарской. В их составе найдены все разновидности хлоридных калийных пород, выявлено их зональное расположение. Были встречены в Канско-Тасеевской впадине даже прослойки сильвинитов небольшой мощности от 5 до 10 см. Однако пласты калийных солей значительной мощности, которые представляли бы интерес для промышленности, нигде не были вскрыты. Поисковые работы пришлось прекратить.

К сожалению, из-за большой удаленности и трудной доступности не был обследован один из самых перспективных районов — Непско-Гаженский. Сейчас можно сказать, что это отодвинуло открытие калиеносного бассейна в Восточной Сибири еще по крайней мере на 5 лет.

Неуспех первого этапа поисков калийных солей привел к тому, что противники поисковых работ стали считать, что их точка зрения подтвердилась. Вновь появились высказывания о том, что калийные соли в соляных толщах кембрийского возраста могут присутствовать лишь в виде рассеянных минералов. Некоторые исследователи, ранее поддерживавшие поиски, стали склоняться к мысли о том, что специфические условия кембрийского соленакопления в Восточной Сибири были неблагоприятны для калийной седиментации и едва ли могли способствовать широкому накоплению промышленных залежей калийных солей.

В подобных заключениях не учитывалось то обстоятельство, что на первых этапах поисков, которые осуществляются на площади в 2,5 млн. км², вообще трудно ожидать быстрого открытия даже крупного месторождения калийных солей. Связано это не только со слабой изученностью недр Восточной Сибири, их огромными пространствами и трудной доступностью многих таежных районов этого края, но и с тем, что на опоскование трех этажей калиеносности, которые были установлены при поисковых работах, нужны крупные капиталовложения для хорошо продуманного и целенаправленного бурения поисковых скважин.

После 1971 г. наступил этап углубления изучения материалов поисковых работ. В эти же годы во многих районах Восточной Сибири бурились новые глубокие нефтепоисковые скважины. Поскольку эти скважины проходили по соленосным отложениям без отбора керна, необходимо было проводить в них гамма-каротаж, позволяющий расчленять горные породы по их радиоактивности и выделять калийные соли, если они появятся, по интенсивным гамма-аномалиям. Поиски нефти и газа широко развернулись и в Непско-Гаженском районе.

И вот в 1976 г. в двух нефтепоисковых скважинах, пробуренных в бассейне р. Непы, были обнаружены в разрезе ангарской соленосной свиты интенсивные гамма-аномалии, которые указывали на то, что здесь имеются калийные соли. Нефтяники пробурили дополнительную скважину с полным отбором керна и уже в начале 1977 г. в этой скважине вскрыли залежь карналлитовых пород мощностью 38 м. Был заново проанализирован геофизический материал по всем соседним нефтепоисковым скважинам, который убедительно показал, что и в других скважинах, пройденных на территории Непско-Гаженского района, присутствуют пласты калийных солей (причем не только карналлитового, но и сильвинового состава), выделявшихся по более интенсивным гамма-аномалиям.

В ноябре 1977 г. на рабочем совещании, созванном в Академгородке г. Новосибирска Междуведомственной комиссией по координации работ в области поисков фосфоритов и калийных солей на территории Сибири и Дальнего Востока и Министерством геологии СССР, было решено возобновить поиски месторождений калийных солей в Восточной Сибири и сконцентрировать их в Непско-Гаженском районе. В 1978 г. была начата организация поисковых работ, а в 1979 г. первые пробуренные скважины вскрыли пласты сильвинитового состава.

Таким образом, многолетние поиски калийных солей в Восточной Сибири увенчались успехом: на территории Иркутской области в бассейне р. Непы (левом притоке р. Нижней Тунгуски) выявлен Непский калиеносный бассейн. Его площадь составляет более 20 тыс. км². Прогнозные запасы сильвиновых руд могут достигать 70 млрд. т. По этим показателям бассейн относится к крупнейшим в мире.

Калиеносный горизонт приурочен к нижней части ангарской соленосной свиты. Он залегает на глубине от 600 до 900 м. Горизонт имеет сложное строение. В нем выделяются три типа разреза: карналлитовый, сильви-карналлитовый и сильвинитовый.

Богатые сильвиниты в Непском бассейне вскрыты в его центральной части. Содержание KCl в них составляет 30—40% при суммарной мощности пластов от 10 до 33 м. Сильвинитовые руды отличаются исключительно низким содержанием хлористого магния (сотые доли процента, редко 0,5%) и нерастворимого остатка (доли процента, редко более 1%).

В настоящее время в бассейне уже оконтурено и предварительно разведано Непское месторождение калийных солей с запасами сильвинитовых руд 2,89 млрд. т или 611 млн. т K₂O.

Калиеносный бассейн Кайдак кайнозойского возраста. Этот калиеносный бассейн выявлен совсем недавно в 1978—1979 гг. Он расположен на п-ве Каспийского моря Бузачи и в причинковой части Западного Устюрта, приурочен к впадине Кайдак в юго-восточной части солончака Кара-Кичу. В результате выполненного бурения здесь вскрыта соленосная толща мощностью 155 м.

Калийные соли встречены на Болбулакском участке. Его площадь 365 км². Мощность соляной толщи на участке изменяется от 73 до 136 м. Она сложена главным образом каменной солью и галит-кизеритовой породой, среди которых наблюдаются прослои астраханитовых, бишофитовых, карналлитовых и кизеритовых пород. Наиболее широко среди калийсодержащих пород распространены карналлитовые с кизеритом. Их суммарная мощность достигает 12 м. Приблизительные геологические запасы этих солей составляют 9 млрд. т. Кайдакский калиеносный бассейн в настоящее время детально изучается.

Калиеносные бассейны и калийные месторождения Западной Европы

Калийные месторождения цехштейнового возраста ГДР, ФРГ, Англии, Польши и СССР. Во вторую половину пермской эпохи, именуемой цехштейновой, на территории Центральной Европы существовал огромный солеродный бассейн, который протягивался с востока на запад более чем на 1600 км при ширине от 300 до 600 км и занимал площадь свыше 700 тыс. км². Соленосные отложения цехштейна (их возраст более 230 млн. лет) установлены в недрах Литвы, Польши, ГДР, ГФР, Голландии, Дании и Великобритании. Они вскрыты также скважинами под дном Северного моря. Почти на всей этой территории обнаружены пласты калийных солей разнообразного состава и различной мощности.

Здесь расположены старейшие калиеносные районы, где создавалась промышленность по добыче калийных солей и производству калийных удобрений. История производства калийных удобрений интересна во многих отношениях. При проходке шахт для разработки каменной соли в районе Стасфурта в Саксонии в большом количестве встречались калийные соли, которые считались «бросовыми», мешавшими рентабельной добыче каменной соли. Среди таких «бросовых» калийных солей были карналлитовые и каинитовые породы, а также хартзалцы и некоторые другие разновидности калийных пород. Когда установили, что в «бросовых» солях есть калийные минералы, их стали изучать для производства калийных удобрений. Удалось установить, что в качестве удобрений можно использовать каинит и сильвин, карналлит же из-за высокого содержания магния не пригоден.

Так как на действующих соляных рудниках в Стасфурте калийный горизонт оказался сложен преимущественно карналлитовыми породами, были срочно выполнены исследования по получению хлористого калия из карналлита, которые дали положительные результаты. Уже в 1861 г. в Стасфурте начала работать первая в мире фабрика по переработке карналлитовой породы на хлористый калий. В том же году были добыты первые две тысячи тонн карналлитовой породы.

Спрос на калийные соли и калийные удобрения очень быстро возрастал, расширялись поэтому и разведочные работы. От извест-

ных границ шахтных полей во все стороны бурением глубоких скважин начали проследивать стасфуртский горизонт калийных солей. Разведанная площадь быстро увеличивалась. Приступили к строительству большого количества новых рудников. Количество шахт к концу XIX века превысило 100. На схеме, составленной Э. Фульда в 1924 г., уже было нанесено 256 шахт, пройденных для разведки и эксплуатации главным образом стасфуртского калиеносного горизонта.

Разведка в Саксонии впервые показала, что калийные пласты выдерживаются на значительной площади, а не только на небольших участках эксплуатируемых рудников. Это было геологическим открытием, так как раньше никто не предполагал, что калийные соли могут накапливаться на столь огромных территориях и что в древности могли существовать такие грандиозные бассейны калийного осадконакопления. Разведка, начатая в Германии в 70-х и 80-х годах прошлого столетия, вскоре вышла за пределы Саксонии в Тюрингию, в район Ганновера, затем в бассейн рек Верра и Фульда, потом в районы нижнего течения р. Рейн. Позднее при бурении глубоких нефте- и калиепоисковых скважин те же калийные пласты были пройдены в Англии и в Северном море, на севере ФРГ и ГДР, в Польше и в Советском Союзе, в западных районах Литвы вблизи г. Калининграда.

Всего на площади Центрально-Европейского бассейна прослежено восемь горизонтов калийных солей, которые залегают один над другим и отделяются достаточно мощными пластами каменной соли, ангидритов, доломитов и глин. Каждый калиеносный горизонт имеет собственное название: первый (самый нижний) — Тюринген, второй — Гессен, третий — Стасфурт, четвертый — Ронненберг, пятый — Бергмансзеген, шестой — Ридель, седьмой — Альберт, восьмой — Оттосхал.

Промышленная разработка калийных солей цехштейнового возраста осуществляется в настоящее время в следующих калиеносных районах: Верра-Фульда в пограничных районах ГДР и ФРГ, Южно-Гарцском, Унструтском, Галле, Мансфельдском, Ашерслебен, Бернбург, Стасфурт, Шванебек и Аллертал в ГДР, Северо-Ганноверском, Южно-Ганноверском, Магдебург-Хальберштадском в ФРГ, а также на северо-востоке Англии, в пограничных участках между Клевлендом и Северным Йоркширом. Кроме того, калийные соли разведаны в районах Калверде (ГДР), у г. Гданьска (Польша) и в Советской Прибалтике.

Калиеносный район Верра-Фульда находится в бассейне одноименных рек на юге округа Эрфурт в ГДР и на северо-востоке земли Гессен в ФРГ. На территории ГДР здесь расположены такие крупные шахты, как Спринген I—V, Маркса — Энгельса I и II, Длетлас, Э. Тельмана I—III, Зальцунген, Мензенграбен I—III, Денкмарсхаузен, Александерсхал и Абтероде. В ФРГ добыча калийных солей производится на шахтах Винтерсхал, Херингер, Херфа, Неуроде, Рансбах, Хеймбольдсхаузен, Хатторф, Неухоф-Еллерс и др.

В районе Верра-Фульда разрабатываются калиеносные горизонты Тюринген и Гессен. Горизонт Тюринген состоит из отдельных зон, сложенных внизу разнообразными хартзальцами — кизеритовыми, обогащенными сильвином, и слоистыми, разделенными прослоями каменной соли, а сверху — обломочными карналлитовыми породами либо «вторичными» сильвинитами. Преимущественно хартзальцевый состав горизонта Тюринген наблюдается по окраинам вблизи гор Тюрингского леса, а по направлению к югу хартзальцы замещаются карналлитовыми породами. В западных районах в бассейне р. Фульда в составе горизонта прослеживаются три части: нижняя — сильвинит-кизеритовая, средняя — сильвинит-галитовая и верхняя — сложенная либо сильвинитом, либо карналлитовыми породами, либо хартзальцем. Мощность калиеносного горизонта Тюринген в бассейне р. Верра изменяется от 2 до 10 м, а в бассейне р. Фульда достигает 2,5 м. Калиеносный горизонт Гессен в бассейне Верра четко подразделяется на две части: нижнюю, представленную преимущественно хартзальцем различного состава, и верхнюю, которая имеет карналлит-галитовый состав. Нижняя часть составляет основную залежь, разрабатываемую промышленностью, а верхняя часть относится к сопутствующей, или второстепенной залежи, которая служит объектом для разработки в случае, когда в ней появляются прослой «вторичных» сильвинитов. Мощность калиеносного горизонта Гессен в бассейне р. Верра колеблется от 2 до 15 м, а в бассейне р. Фульда составляет в среднем 2 м.

Калиеносные районы Южно-Гарцский, Унструтский, Галле, Мансфельдский, Ашерслебен, Бернбург, Стасфурт, Шванебек и Аллертал располагаются в ГДР в пределах Тюрингской и Субгерцинской впадин. Первые четыре калиеносных района (Южно-Гарцский, Унструтский, Галле и Мансфельдский) находятся южнее гор Гарца, а остальные пять — севернее. Эти районы — старейшие центры добычи калийных солей во всем мире, а в районе Стасфурта, как уже отмечалось, зародилась калийная промышленность. Количество шахт, пройденных здесь для разработки калиеносных горизонтов, уже давно перевалило за 300. Некоторые из них закрыты, так как калийные соли выработаны. Но многие старые шахты продолжают действовать и среди них можно отметить Ашерслебен VII, Грона, Новый Стасфурт VII, Клейнширштедт I и II, Бартенслебен.

Во всех вышеперечисленных районах калийные соли добываются из калиеносного горизонта Стасфурт. В районах Южно-Гарцском, Унструтском, Галле и Мансфельдском горизонт подразделяется на нижнюю и верхнюю группы. Нижняя группа сложена пластами калийных солей и каменной соли. Калийные соли самые разнообразные: лангбейнитовые, карналлитовые и смешанные — хартзальцевые. Мощность калийных пластов от 0,2 до 3,0 м. Верхняя группа содержит основные промышленные калийные пласты. Состав их весьма сложный. В них в различных соотношениях присутствуют галит, сильвин, кизерит, лангбейнит, каинит, карналлит,

полигалит, ангидрит. В Ашерслебенском районе наблюдаются два типа разреза калиеносного горизонта Стасфурт: карналлитовый и хартзальцевый. В первом типе мощность горизонта достигает 37, а во втором — 27 м. В карналлитовом типе преимущественно развиты карналлитовые породы с сильвинитами и полигалитами. От их количества горизонт подразделяется на нижнюю — карналлит-ангидритовую, среднюю — полигалит-сильвиниовую и верхнюю — полигалитовую зоны. В хартзальцевом типе разреза распространены кизеритовые, лагбейнитовые, лёвентовые породы, а также сильвиниты. Здесь различаются следующие зоны, залегающие одна над другой, кизерит-сильвинитовая, кизерит-лагбейнитовая и лёвентовая. В Бернбургском районе также развиты два типа разреза: карналлитовый и хартзальцевый. Промышленные пласты калийных солей приурочены преимущественно к верхней части горизонта хартзальцевого типа, где их мощность достигает 1—2 м. Пласты имеют следующий состав: кизерит-сильвин-галитовый, сильвин-кизерит-галитовый, лагбейнит-галитовый, вантгофит-лёвент-галитовый, полигалит-галитовый.

Северо-Ганноверский, Южно-Ганноверский и Магдебург-Хальберштадский калиеносные районы — основные по добыче калийных солей в ФРГ. Эти районы располагаются в бассейне р. Лейне. Здесь широко развиты соляные купола, в пределах которых соленосные отложения в виде штока поднялись близко к поверхности Земли и поэтому каменная и калийные соли стали доступными для шахтной эксплуатации. Разработка калийных солей осуществляется на следующих соляных куполах: Зеритедт, Зенде, Лерте, Зальцдетфурт, Бенте и др. Здесь действуют такие крупные калийные предприятия, как Роинеибург и Ханза, Бергмансзеген и Хуго. Добыча производится шахтами, которых здесь насчитывается несколько десятков.

Основными промышленными объектами являются калиеносные горизонты Стасфурт, Ронненберг, Бергмансзеген и Ридель. Калиеносный горизонт Стасфурт имеет тут мощность 5—10 м. Состав его либо карналлитовый, либо хартзальцевый. Калийные соли хартзальцевого типа представлены разнообразными кизерит-сильвин-галитовыми, лагбейнитовыми, кизеритовыми и каипитовыми породами. Горизонт Ронненберг имеет мощность 4—5 м. Его состав преимущественно сильвинитовый. Содержание K_2O колеблется от 12 до 35%. Мощность калиеносного горизонта Бергмансзеген изменяется от 6 до 40 м. Представлен горизонт главным образом сильвинитами.

Калийное месторождение Стейфес — крупное месторождение калийных солей — разведано и введено в эксплуатацию в начале 70-х годов на северо-востоке Англии в Йоркшире. Оно является первенцем калийной промышленности Великобритании. Калийные соли здесь приурочены к двум горизонтам, один из которых носит название Булби, а второй — вышележащий — называется «верхние калийные соли». Горизонт Булби залегаёт на глубине 1095—1096 м, а верхние калийные соли — на глубине 1080—

1085 м. Оба горизонта имеют сильвинитовый состав. Их мощность достигает соответственно 11 и 8,5 м. Среднее содержание КСl по горизонту Булби составляет 45%, а по горизонту верхних калийных солей — 26%. Интересно отметить, что калиеносные горизонты, обнаруженные на северо-востоке Англии, увязываются с горизонтами Ридель и, возможно, Оттосхал, развитыми в ФРГ. По-видимому, это одни и те же горизонты калийных солей, распространенные на всем пространстве от ФРГ до Англии и даже присутствующие под дном Северного моря.

Калиеносный район Калвёре находится в Альтмаркской впадине на территории ГДР. Здесь разведан калиеносный горизонт Роннеберг. В его составе выделено два калийных пласта: Роннеберг I и Роннеберг II. Мощность каждого из них достигает 10 м. Оба пласта представлены в одних разрезах хартзальцем, а в других — сильвинитами.

Гданьский калиеносный район расположен на севере Польши на побережье Гданьского залива. В этом районе обнаружены четыре линзообразные залежи калийных солей, представленные полигалитами. Они вскрыты скважинами у населенных пунктов Свежева, Хланова и Мпрошина. Мощность залежей достигает 6,5 м. Содержание K_2O составляет в среднем 15%.

Подлесинское проявление калийных солей выявлено в Советской Прибалтике, недалеко от г. Калининграда. У пос. Подлесное скважиной вскрыт калиеносный горизонт на глубине 1113,8 м. Его мощность 31,8 м. Горизонт состоит из 12 пластов калийных солей мощностью от 0,4 до 3,6 м. Их суммарная мощность 13,4 м. По составу они приближаются к хартзальцам и сложены галитом, сильвином, кизеритом, карналлитом и поллгалитом. Встречаются также полигалитовые, кизерит-полигалитовые и кизерит-галитовые породы. Калийные залежи в Советской Прибалтике перспективны для дальнейшей разведки.

Кроме кратко охарактеризованных калиеносных районов, в пределах Центрально-Европейского цехштейнового соленосного бассейна имеется еще много перспективных областей, где можно обнаружить месторождения калийных солей. Такими областями являются Нижне-Рейнская впадина в ФРГ и Голландии, Альтмаркский прогиб в ГДР, Куявско-Поморская зона соляных структур в Польше и др.

В целом можно сказать, что в пермскую (цехштейповую) эпоху на территории Центральной Европы накопилась огромная масса калийных солей. Оценить их объем можно только в первом приближении, так как изучены калийные соли только на сравнительно небольших площадях, в большинстве районов они залегают глубоко в недрах Земли и не вскрыты скважинами. Но даже эта приблизительная оценка грандиозна. Объем калийных солей во всем Центрально-Европейском бассейне может превышать 2100 км^3 ; их масса равняется $40 \cdot 10^{12}$ т. Конечно, разведанных запасов гораздо меньше, но и их хватит на очень долгое время.

Калийные месторождения олигоценового возраста ФРГ и Франции. Более 37 млн. лет тому назад в олигоцене и конце эоцена в пограничных районах между ФРГ и Францией существовал узкий солеродный бассейн, располагавшийся в пределах Рейнского грабена, в котором накопилась мощная толща соленосных отложений. Эта толща залегает сейчас на глубине от 100 до 1000 м и вскрыта большим количеством скважин и шахт. Пласты калийных солей среди солепосных отложений обнаружены в южной окраине Рейнского бассейна. Они установлены в пределах двух калиеносных площадей: Мюлузской и Бюггингенской.

Мюлузская калиеносная площадь расположена на северо-востоке Франции между Вогезами и р. Рейн севернее г. Мюлуз. Это единственный район во Франции, где добываются калийные соли и производятся калийные минеральные удобрения. Солепосные отложения эоцен-олигоценового возраста в Мюлузе были открыты еще в 1869 г. при бурении поисковой скважины на воду. Затем в 1904 г. при поисковых работах на нефть и уголь глубокая скважина, пробуренная в 3,5 км южнее Виттельсхейма, среди соленосных отложений вскрыла два пласта калийных солей: один — на глубине 627, а второй — 649 м. Уже в 1906 г. были проведены разведочные работы и на площади 200 км² (между городами Мюлуз и Колмар) пробурено 163 скважины, которые оконтурили калийную залежь. Первая шахта Амели I была введена в эксплуатацию в 1910 г., а в 1913 г. уже действовали 12 шахт. К настоящему времени на территории Мюлузского бассейна всего пройдено свыше 23 шахт. Некоторые из них уже отработаны, а другие действуют. Наиболее известны калийные рудники Амели I и II, Мари-Луиз и Мари, Теодор, Анна, Рудольф, Енсисхейм I—III, Алекс, Унгерсхейм I и II, Штаффельден и др.

В пределах Мюлузской площади разрабатываются два пласта калийных солей. Верхний пласт залегает в среднем на глубине около 630—635 м и имеет мощность 1—1,5 м. Представлен он сильвинитами со средним содержанием K₂O 22—25%. Нижний пласт находится на глубине около 650—660 м. Его мощность колеблется от 2,5 до 5 м. Он также имеет сильвинитовый состав, а среднее содержание K₂O достигает 15—20%. Общие запасы калийных солей оцениваются в 300 млн. т K₂O.

Бюггингенская калиеносная площадь расположена на правом берегу р. Рейн в ФРГ. Она меньше Мюлузской площади и отделена от нее Мюнхаузерским поднятием. На Бюггингенской площади развит только один пласт калийных солей. Он имеет мощность около 5 м и подразделяется на 4 зоны, которые обозначаются буквами А, В, С и D. Эти зоны сложены сильвинитами со средним содержанием K₂O от 15 до 27,7%. Отделены зоны друг от друга тонкими прослоями черных мергелей, глин и светлой каменной соли. Мощность зон следующая: А — 0,75, В — 1,6—1,7, С — 1,15—1,20, D — 0,5 м. Глубина залегания пласта калийных солей колеблется от 500 до 750—800 и даже 1200 м.

Калийные месторождения олигоценового возраста Испании. В раннем олигоцене (почти 45—50 млн. лет тому назад) на северо-востоке Испании в бассейне р. Эбро существовал крупный солеродный бассейн, в пределах которого накопилась огромная соленосная толща мощностью свыше 6500 м. В ее верхней части имеются пласты калийных солей. Они разведаны на ряде месторождений и разрабатываются уже много десятилетий.

Значительное по своим запасам (около 300 млн. т K_2O) месторождение Кардона-Сурия находится в провинции Барселона. Калийные пласты залегают тут на глубине от 200 до 1600 м. Они слагают два калиеносных горизонта, разделенных пачкой каменной соли, мощность которой достигается 200—300 м. Промышленное значение имеет верхний калиеносный горизонт, состоящий из сильвинитов, карналлитовых пород и каменной соли. Пласты сильвинитов содержат от 9—10 до 15—20% K_2O .

Месторождение Памплона в Наварре расположено вблизи железной дороги и морских портов. Оно эксплуатируется с 1959 г. Запасы калийных солей оцениваются примерно в 60 млн. т K_2O . Калийные соли представлены сильвинитами и карналлитовыми породами. Основной промышленный пласт имеет среднюю мощность 3,25 м и содержит 22,16% K_2O .

Калийные месторождения миоценового возраста Италии. Калийные соли в Италии обнаружены только в одном районе — на о-ве Сицилия. Они известны здесь с 1903 г. Разведка калийных месторождений проводилась с 1951 г. Добыча калийных солей начата в 1960 г.

Сицилийский калиеносный бассейн является частью огромного соленосного бассейна мессинского возраста, который существовал около 6 млн. лет тому назад и занимал все Средиземное море и даже прилегающие участки суши как в Африке, так и в Европе, и Азии, заходя отдельными заливами на территорию Испании, Франции, Италии, Греции, Югославии, Турции, Ливии и других средиземноморских стран. Один из таких заливов находился в Сицилии и в нем образовалась мощная залежь калийных солей.

Калийные месторождения наблюдаются главным образом в провинциях Энна и Кальтанисетта. Общие запасы оцениваются в 35 млн. т K_2O . Крупнейшее месторождение калийных солей в Сицилии — Серрадифалько. Глубина залегания пластов калийных солей здесь изменяется от 300 до 540 м. Суммарная мощность калийных пластов превышает 40 м. Разрабатываются два пласта калийных солей мощностью 2 и 15 м. Калийные соли представлены в основном каинитовыми породами со средним содержанием K_2O около 12%. На месторождении действует рудник Сан-Катальдо с двумя шахтами глубиной свыше 400 м каждая. Недалеко в Кампофрако и Приоло работают заводы по производству калийных удобрений. На о-ве Сицилия разведано еще несколько калийных месторождений: Санта-Катарина, Паскуази, Казацце и др.

Калиеносные бассейны и калийные месторождения Юго-Восточной Азии и Ближнего Востока

На огромном пространстве южной части Азиатского континента от Ближнего Востока на западе и до Индокитая на востоке известно только три района, где обнаружены калийные соли. Во-первых, это Мертвое море, в соленых водах которого содержится повышенное количество калия, и добывается он в Израиле. Во-вторых, это калиеносный бассейн, выявленный недавно в Иордании. В-третьих, это оконтурированные в последние годы два крупных калиеносных бассейна: Кхорат в Таилапде и Сакон-Накхон в Лаосе. Из этих трех районов калийные соли добываются сейчас только из вод Мертвого моря. Промышленная эксплуатация калийных солей в бассейнах Иорданском, Кхорат и Сакон-Накхон только еще намечается.

Калиеносные бассейны Кхорат и Сакон-Накхон выявлены совсем недавно. Только в 1955 г. на территории плато Кхорат в Таиланде и Лаосе были обнаружены мощные соленосные отложения мелового возраста (70—90 млн. лет). Спустя 18 лет (в 1973 г.) при поисковом бурении на воду вблизи пос. Удон-Тани на северо-востоке Таиланда среди соленосных отложений были вскрыты пласты калийных солей, представленные карналлитовыми породами. Это явилось стимулом для постановки поискового бурения на калийные соли. Оно проводилось в течение 1973—1977 гг. В результате на северо-востоке Таиланда и в прилегающих районах Лаоса были установлены калиеносные бассейны Кхорат и Сакон-Накхон с большими запасами калийных солей.

Бассейн Кхорат занимает площадь 33 тыс. км², а бассейн Сакон-Накхон — 17 тыс. км². Меловая соленосная толща, развитая в обоих бассейнах, имеет максимальную мощность немногим больше 800 м. В ее разрезе прослеживаются три соляные пачки. К нижней соляной пачке приурочены калийные соли, которые образуют выдержанный по площади калиеносный горизонт. Глубина залегания калиеносного горизонта от 85—90 до 450—530 м. Его мощность колеблется от 15—20 до 80—95 м. Состав калиеносного горизонта быстро изменяется от одних участков бассейна к другим. Различаются пять типов разреза: карналлитовый, карналлит-тахгидритовый, сильвин-карналлит-тахгидритовый, сильвин-карналлитовый, галитовый. Наиболее широко развит карналлит-тахгидритовый тип разреза, сложенный галит-карналлитовыми, карналлитовыми, карналлит-тахгидритовыми и галит-тахгидритовыми породами. Карналлитовый тип разреза вскрыт, как правило, вблизи окраин бассейнов.

Сильвин-карналлит-тахгидритовый тип разреза в бассейне Сакон-Накхон установлен во внутренней центральной части и на северо-западе вблизи Вьентьяна. Для первого района характерно присутствие в верхней половине калиеносного горизонта сильвин-карналлитовой и карналлит-тахгидритовой, а в нижней — сильвиновой зон. Мощность последней достигает 19,5 м, в ней наблюдаются

пласты сильвинитов мощностью от 4 до 9 м со средними содержаниями K_2O от 20 до 40%. В районе Вьептьяна сильвиновая зона прослеживается в верхах горизонта. Она залегает на глубине 134 м и содержит два сильвинитовых пласта, мощность которых 2,4 и 4,5 м. Среднее содержание K_2O в этих пластах достигает 16,3 и 14,0%. Иногда сильвиновая зона увеличивается в мощности до 33,5 м, а среднее содержание K_2O на всю зону составляет 25%.

Сильвин-карналлит-тахгидритовый тип разреза в бассейне Кхорат выделен на западе и севере в пределах Кхон-Каен и Чайяфум. В верхней части калиеносного горизонта этого типа также прослеживается сильвиновая зона, имеющая мощность от 0,9 до 8,5 м. Зона сложена сильвинитовыми породами, а содержание K_2O в ней колеблется от 17 до 25%.

Сильвин-карналлитовый тип разреза калиеносного горизонта обнаружен лишь в бассейне Кхорат, где он вскрыт скважинами на северо-востоке и севере. В этих районах горизонт состоит из двух зон: нижней — карналлитовой и верхней — сильвиновой. Сильвиновая зона имеет мощность от 1,5 до 3,2 м, а среднее содержание K_2O в ней колеблется около 10%.

Калийная промышленность Израиля и Иордании основана на использовании рассолов Мертвого моря, которые содержат значительное количество калия. В поверхностных водах содержание KCl колеблется от 9,9 до 11,8%, на глубине около 53 м содержание возрастает до 14,7%, а на глубине 108 — до 15,7%. Вследствие благоприятных климатических условий на побережье Мертвого моря созданы бассейны по выпариванию рассолов. Промышленное извлечение солей, в том числе и калийных, таким способом началось в 1932 г. Запасы калийных солей в Мертвом море оцениваются более чем в 1 млрд. т K_2O .

Кроме того, в Иордании пласты калийных солей вскрыты глубокой скважиной, пробуренной на восточном берегу Мертвого моря в южной части п-ова Эль-Лисан на соляном куполе. В интервале глубин 541—596 м были пройдены пласты калийных солей с содержанием от 21,7 до 23,2% K_2O . По-видимому, здесь присутствуют сильвиниты и карналлитовые породы. Учитывая большую мощность калиеносного горизонта (почти 45 м), Эль-Лисанская площадь очень перспективна для разведки крупного месторождения калийных солей. Поисковое бурение на этой площади уже намечено.

Калиеносные бассейны и калийные месторождения Канады

Канада — крупнейший производитель калийных минеральных удобрений. На западе Канады находится один из самых больших соленосных бассейнов девонского возраста на Земле — Западно-Канадский, к которому приурочена Саскачеванская калиеносная провинция с огромными запасами калийных солей. Недавно в Канаде разведана еще одна калиеносная область. Она находится на западе в пределах провинции Нью-Брансвик. Калийные соли залегают

здесь среди соленосных отложений каменноугольного возраста, которые сформировались в крупном эвапоритовом бассейне Маритайм.

Саскачеванская калиеносная область была открыта в 1942 г., когда одна из нефтепоисковых скважин вскрыла на глубине около 2300 м калийные соли. Затем другими глубокими скважинами калийные соли были прослежены на значительной площади южных районов Саскачевана вплоть до границы с США. В последние годы пласты калийных солей установлены на севере штатов Северная Дакота и Монтана США. На многих участках калиеносные горизонты залегают неглубоко от поверхности (от 500—600 до 1000 м) и доступны для промышленной эксплуатации.

В Саскачеване оконтурено пять калиеносных районов, в пределах которых разведаны калийные месторождения и организована промышленная добыча: Западно- и Восточно-Саскатунский, Прикуилский, Реджайнский и Джорктонский. Шахтная разработка калийных солей осуществляется до глубины 1000 м.

На территории Саскачеванской калиеносной области прослеживаются три калиеносных горизонта: нижний — Эстерхази, средний — Белле-Плейн и верхний — Пейтинс-Лейк. Они приурочены к соленосной формации Прерия девонского возраста. Калиеносный горизонт Эстерхази сложен сильвинитами и карналлитовыми породами, чередующимися с пластами каменной соли. Его максимальная мощность достигает 8—10 м. Установлен горизонт в Прикуилском и Джорктонском районах, где на ряде площадей среднее содержание K_2O на всю мощность горизонта составляет 30—40%. Калиеносный горизонт Белле-Плейн распространен на более значительной площади. Он выявлен как в пределах Прикуилского и Джорктонского, так и на территории Реджайнского, Восточно- и Западно-Саскатунского калиеносных районов. Мощность горизонта не превышает 15—18 м. Сложен горизонт сильвинитами, карналлитовыми породами и каменной солью. Среднее содержание K_2O колеблется от 20 до 40%. Калиеносный горизонт Пейтинс-Лейк имеет мощность до 20—21 м. Он состоит из каменной соли с прослоями, линзами и включениями калийных солей: сильвинитов и карналлитовых пород. Среднее содержание K_2O в горизонте на ряде площадей в Западно-, Восточно-Саскатунском, Прикуилском, Реджайнском и Джорктонском калиеносных районах нередко достигает 50%.

Общие геологические запасы калийных солей в Западно-Канадском бассейне оцениваются в 118 млрд. т (74 млрд. т K_2O).

Калиеносная область Солт-Спрингс бассейна Маритайм находится в провинции Нью-Брансуик, в 24 км юго-западнее Сассекса. Калийные соли здесь обнаружены в 1972 г. при бурении нефтепоисковой скважины на глубине 860 м, в 1975 г. были начаты поисковые работы. Всего пробурено 22 скважины, 11 из которых вскрыли сильвинитовые пласты на площади около 200 км². Глубина залегания калийных солей 600—900 м. Приурочены калийные пласты к соленосной формации Кассиди-Лейк. Они образуют калиеносный горизонт, мощность которого варьирует в пределах от

18 до 45 м. Промышленное значение имеет верхняя часть горизонта, где выделяется сильвинитовый пласт со средним содержанием K_2O около 28—30%. Пласт состоит из тонких прослоев каменной соли, чередующихся с сильвинитовыми прослоями мощностью от 2,5 до 30 см. Мощность сильвинитового пласта достигает 30 м. Запасы калийных солей в области Солт-Спрингс весьма значительны.

Калиеносные бассейны и калийные месторождения США

Калийные соли в США добываются в Карлсбадской калиеносной области, расположенной на юго-западе Нью-Мексико и в прилегающих районах Техаса, на месторождении Кейне-Крик, недалеко от г. Моаб в штате Юта, из рассолов оз. Сирлс в Калифорнии и Большого Соленого озера (штат Юта). Перспективен для разведки месторождений калийных солей Виллстонский соленосный бассейн, являющийся продолжением Западно-Кападского девонского бассейна.

Карлсбадская калиеносная область приурочена к юго-западной окраине огромного соленосного бассейна Мидконтинента, который существовал в пермскую эпоху на западе США. Бассейн простирался от южной до северной границ США через штаты Техас, Нью-Мексико, Оклахома, Канзас, Колорадо, Небраска, Вайоминг, Монтана, Южная и Северная Дакота и занимал площадь 1,3 млн. км². Калийные соли в этом бассейне накапливались в самом конце пермской эпохи только в пределах Делаверской впадины. Они залегают среди соленосных отложений формации Саладо, где образуют калийную зону Мак-Натт (названа по имени открывателя первого промышленного месторождения калийных солей в США).

Калийная зона Мак-Натт выделяется по наличию в ее составе сильвинитов, карналлитовых, каинитовых, лангбейнитовых, кизеритовых, леонитовых и других пород. В разрезе зоны установлено 11 калиеносных или рудных горизонтов. В нижней половине зоны Мак-Натт хорошо прослеживается маркирующий пласт полигалита белого цвета, мощность которого 1,2 м. Четыре калиеносных горизонта располагаются ниже этого пласта, а семь залегают выше него.

Горизонты калийных солей, по существу, распространены на площади 7680 км². Они имеют, как правило, полиминеральный состав и сложены главным образом из сильвина, карналлита, каинита и лангбейнита. Различаются два основных типа сильвинитовых пород — массивные и рассеянные и два подтипа — прожилковые и лизовидные. Массивные сильвиниты концентрируются в виде прослоев мощностью от 0,75 до 1,5, редко 7 м. Рассеянные сильвиниты — это обычно каменная соль с включениями сильвина. По всему разрезу соленосной формации Саладо в Делаверской впадине установлены пласты полигалитовых пород. Площадь их распространения имеет длину 325 и ширину 220 км. Промышленные пласты калийных солей содержат в среднем до 20% K_2O .

Карлсбадское месторождение калийных солей эксплуатируется с 1933 г. Разработка сильвинитовых пластов осуществляется шахтным способом на глубинах 200—500 м. В 1960 г. на месторождении насчитывалось 12 рудников, в 1961 г. их число возросло до 15. В последующие годы добыча калийных солей спизилась в связи с выработкой богатых руд. В 1972 г. действовало только 11 рудников.

Калийное месторождение Кейне-Крик находится в центральной части соленосного бассейна Парадокс, который располагается в пограничных районах штатов Юты, Колорадо, Аризона и Нью-Мексико. Возраст соленосных отложений в бассейне Парадокс каменноугольный (эпоха, охватывающая интервал времени от 285 до 350 млн. лет тому назад). Соленосная толща выделяется как формация Парадокс. Ее мощность в наиболее соленасыщенных зонах превышает 1200 м. Сложена формация каменной солью, переслаиваемой с калийными солями, ангидритами, доломитами и черными сланцами. Всего по разрезу выделяется 29 эвапоритовых циклов, в 18 из которых установлены калийные соли, причем в 11 содержание достигает промышленных значений. Обычно калийные соли представлены сильвинитами и карналлитовыми породами. В небольшом количестве встречаются полигалит, кизерит и риннит.

Калийные соли в бассейне Парадокс развиты очень широко. Например, пласт № 19 прослежен на расстояние 175 км. Его мощность на антиклинали Моаб-Велли достигает 190—200 м. Сложен этот пласт преимущественно карналлитовыми породами, чередующимися с каменной солью. Калийные соли распространены на площади свыше 15 000 км². Глубина их залегания колеблется в большинстве случаев от 800 до 6000 м и более. Доступные для разработки калиеносные горизонты приурочены обычно к сводовым частям некоторых антиклинальных складок: Кейне-Крик, Моаб-Велли и др., где глубина верхних горизонтов калийных солей наименьшая — около 800 м.

Именно на антиклинали Кейне-Крик и разведано в 50-х годах одноименное месторождение калийных солей. Первоначально после разведки здесь была пройдена шахта глубиной около 950 м, построены обогатительная фабрика и железнодорожная ветка длиной 40 км. Комбинат был пущен в 1964 г., однако в 1967 г. рудник был закрыт. В 70-х годах шахтный способ добычи калийных солей на месторождении Кейне-Крик был заменен на метод подземного выщелачивания.

Виллстонская калиеносная область является продолжением Саскачеванской, заходящей в северные районы штатов Монтана и Северная Дакота США. По существу, эта область располагается в южной окраинной части Западно-Канадского девонского соленосного бассейна. Здесь прослеживаются те же самые, что и в Саскачеване (Канада), калиеносные горизонты Эстерхази, Белле-Плейн и Пейтипс-Лейк. Горизонт калийных солей Эстерхази залегает на глубинах от 1700 до 3000—3600 м. Его мощность колеблется от 3

до 12—13 м. Калиеносный горизонт Белле-Пейн располагается на 10—15 м выше горизонта Эстерхази, но распространен он менее широко. Мощность горизонта изменяется в пределах 7—14 м. Третий калиеносный горизонт — Пейтинс-Лейк — в Виллистонской области называется Моунтрайл. Его мощность достигает 20—21 м. Он залегает на 12—40 м выше предыдущего горизонта.

Все калиеносные горизонты в Виллистонской области сложены либо карналлитовыми породами, либо сильвинитами, чередующимися с каменной солью. Общие геологические запасы калийных солей оцениваются приблизительно в 60 млрд. т, из них в Северной Дакоте — 50, а в Монтане — 10 млрд. т. Несмотря на большую глубину залегания калиеносных горизонтов, в штате Монтана ведется разведка месторождения калийных солей, которое предусматривается эксплуатировать методом подземного выщелачивания.

Большое Соленое озеро и оз. Сирлс. Они находятся на западе США в штатах Юта и Калифорния. В их рассолах уже давно установлено повышенное содержание калийных солей. В настоящее время работают предприятия по извлечению калийных удобрений.

Оз. Сирлс занимает площадь около 900 км². На его дне имеется залежь каменной соли, мощность которой почти 300 м. Самая верхняя часть этой залежи мощностью от 18 до 27 м содержит пласты калийных солей и пропитана рассолами. На глубине 9—21 м находятся прослой глазерита, галита, троны и буры. Количество глазерита весьма значительно, вследствие чего эта часть залежи самая богатая. На глубине 4,5—9 м от дна озера в составе соляной залежи преобладает другой калийный минерал — ганксит. Среднее содержание KCl на этой глубине достигает около 5%. Добыча калийных солей производится из рассолов, которые извлекаются из скважин и по трубопроводам подаются на завод. От поверхности до глубины 4,5 м рассолы содержат 2,25—3,5% KCl, на глубине 4,5—9 м — около 4, а на глубине 9—21 м — от 4 до 5%. Запасы калийных солей оцениваются в 9—10 млн. т K₂O. Оз. Сирлс — крупнейший источник минерального сырья для химической промышленности США. Кроме калийных солей, здесь добываются соли бора, брома, сульфат натрия, сода, литий.

Большое Соленое озеро занимает две депрессии, на дне которых находятся крупные залежи соли. Наиболее крупная депрессия — Сальдуру-Марш — имеет площадь 320 км². Соляная залежь в этой депрессии достигает мощности 1,5 м. Залежь пропитана рассолами, в которых имеются калийные соли. Среднее содержание KCl 7,03%. Запасы калийных солей 1,5 млн. т. Их добыча производится с 1971 г.

Калиеносные бассейны и калийные месторождения Южной Америки

На территории Южной Америки установлено два калиеносных бассейна: Амазонский и Сержипи-Алагоас. Оба они находятся в Бразилии: один — в бассейне р. Амазонки, а другой — на побережье Атлантического океана в штате Сержипи.

Амазонский калиеносный бассейн расположен в центральной и восточной частях крупного соленосного бассейна, который протягивается вдоль долины р. Амазонки от Атлантического океана до самых верховьев ее более чем на 2000 км при ширине от 300 до 600 км. Мощные соленосные отложения здесь были обнаружены в 1954 г., а недавно среди них выявлены пласты калийных солей. Возраст соленосной толщи точно пока еще не определен. Большинство исследователей относят ее к каменноугольному периоду, но не исключается и пермский возраст солей. Калийные пласты приурочены к самой верхней части соленосной толщи, где они залегают в составе последнего седьмого цикла. Представлены калийные соли сильвинитами. Они распространены на двух небольших площадях, одна из которых находится юго-восточнее г. Мапауса, а вторая — севернее г. Итаитуба. Калийные соли Амазонского бассейна пока еще изучены слабо. Их разведка только предусматривается.

Калиеносный бассейн Сержипи-Алагоас располагается в северо-западной окраинной части огромного солеродного бассейна, существовавшего в меловом периоде (около 100—110 млн. лет тому назад) на месте южной части Атлантического океана. Значительные области этого древнего соленосного бассейна находятся под дном Атлантического океана. Это установлено по данным геофизических работ и бурения глубоких скважин, в результате чего мощная соляная толща мелового возраста прослежена на шельфе вдоль всего побережья Бразилии; здесь выявлено также большое количество соляных куполов.

Калийные соли в бассейне Сержипи-Алагоас залегают на глубинах от 500—550 до 700—800 м. Они образуют пласты мощностью от нескольких сантиметров до 2—5 м, которые чередуются с каменной солью и объединяются в три калиеносных горизонта. Два нижних горизонта представлены преимущественно карналлитовыми породами, а верхний содержит пласты сильвинитов и каменной соли. Мощность сильвинитов достигает нескольких метров. Они либо массивные, либо слоистые. Прослежены калийные соли на трех площадях, одна из которых находится в окрестностях г. Кармополис, а две другие — западнее и северо-западнее. Поисковое бурение проводилось только на первой площади, где оконтурено месторождение калийных солей Кармополис. По-видимому, месторождение уже введено в эксплуатацию. Нужно обратить внимание на то, что это первое калийное месторождение в Южной Америке, на котором начата добыча калийных солей для производства минеральных удобрений.

Калиеносные бассейны и калийные месторождения Африки

На Африканском континенте в течение геологической истории неоднократно возникали благоприятные условия для соленакпления. Особенно значительное количество солеродных бассейнов формировалось в мезозойскую эру вдоль северо-западной и западной окраины Африки в прибрежных районах Средиземного моря и Ат-

лантического океана, а также вдоль восточной окраины континента в районах, прилегающих к Индийскому океану севернее р. Замбези. В кайнозойскую эру мощные толщи каменной соли образовались на дне Средиземного моря, почти на всей площади Суэцкого залива и Красного моря, в Данакильской впадине в Эфиопии, в некоторых районах Ливии. Соленосные отложения залегают в настоящее время в недрах Северо-Западной Африки, где полоса развития мощнейших толщ каменной соли прослежена от западных районов Ливии через Тунис, Алжир, Марокко и Западную Сахару до Сенегала. Вторая полоса распространения солей протягивается от Камеруна до Анголы и простирается на дно прилегающей части Атлантического океана. Третья, восточная, полоса соленосных отложений занимает территорию Мозамбика, Танзании, Кении, Сомали и Эфиопии.

Несмотря на исключительно широкое развитие соляных толщ, месторождений калийных солей и калиеносных бассейнов в Африке выявлено немного. Связано это главным образом со слабой изученностью недр. Здесь оконтурено три крупных калиеносных бассейна, на базе которых в будущем может быть организована промышленность по добыче калийных солей и производству минеральных удобрений. Это следующие бассейны: Хемиссет в Марокко, Конго и Данакильский в Эфиопии. Разрабатывают калийные соли только в бассейне Конго.

Калиеносный бассейн Хемиссет располагается в отрогах Марокканской Месеты между возвышенностями Мекнес на юго-востоке и Тифлет на северо-западе. Простирается бассейн с юго-запада на северо-восток. В этом же направлении происходит погружение соленосных отложений. Образование соляной толщи и калийных солей в бассейне Хемиссет происходило в конце триасового периода, около 200—215 млн. лет тому назад.

Калийные соли приурочены к одному горизонту, в котором прослежены пласты сильвинитов, карналлитовых, рипнеитовых, кизеритовых и реже бишофитовых пород. Мощность горизонта колеблется от 1—1,5 до 9—10 м. Калиеносный горизонт прослежен в трех районах: юго-западном, центральном и северо-восточном. В юго-западном районе в горизонте, который здесь имеет мощность 5—6 м, выделено два пласта карналлитовых пород (их мощность 2,0 и 1,0 м), разделенных пластом каменной соли (2,6 м). В центральном районе в составе горизонта намечены четыре зоны: внутренняя — карналлитовая, переходная — сильвин-карналлитовая, окраинная — сильвинитовая и краевая — галитовая. Мощность горизонта изменяется от 2,5 до 9,35 м. Сильвинитовая зона имеет непостоянную ширину (до 2 км). Разведанные запасы сильвинита, которые признаны пригодными для эксплуатации, достигают 4,5 млн. т. Глубина их залегания 500—800 м. Средняя мощность сильвинитов 3 м. Северо-восточный район также отличается зональным строением калиеносного горизонта. Здесь в его составе выделяются окраинная — рипнеитовая, переходная — сильвин-карналлитовая и предположительно внутренняя — карналлитовая зоны. Ис-

ключительно интересна риннеитовая зона (риннеит — это калийный минерал, содержащий железо, его формула — $3KCl \cdot FeCl_2 \cdot NaCl$). В ней прослежено три риннеитового пласта, мощность которых 0,69, 0,15 и 0,21 м.

Общие запасы калийных солей на разведанной части бассейна Хемиссет оцениваются в 250 млн. т карналлитовой породы и 60 млн. т сильвинита.

Калиеносный бассейн Конго образовался в меловое время (100—110 млн. лет) в восточной части громадного солеродного бассейна, который существовал на месте Атлантического океана и захватывал прилегающие районы Западной Африки. Восточная половина этого солеродного бассейна сейчас занимает шельфовую зону Атлантики и побережье Африки от Камеруна до Анголы. Западная же половина бассейна расположена теперь у побережья Южной Америки, где находится калиеносный бассейн Сержипи-Алагоас, который уже был нами описан. Как Ангольский калиеносный бассейн, так и Сержипи-Алагоас в меловое время составляли, по-видимому, единое целое. Тогда Африканский континент совместно с Южно-Американским входили в состав единого материка Гондваны, а Южной Атлантики еще не было. Затем, уже после мелового периода, после раскола Гондваны и раздвигания вследствие дрейфа Африканского и Южно-Американского континентов, две половины некогда единого соленосного бассейна разошлись на тысячи километров друг от друга и одна часть бассейна оказалась в Африке, а другая — в Южной Америке. Не удивительно поэтому, что в калиеносном бассейне Конго и возраст, и состав, и строение горизонтов калийных солей очень сходны с бассейном Сержипи-Алагоас в Бразилии.

Калийные соли в бассейне Конго приурочены к верхней половине соленосной толщи, где они чередуются с каменной солью. Число пластов калийных солей меняется по площади от 5 до 28. Их мощность колеблется от 0,2 м до нескольких метров, достигая иногда 17—18 и даже 25 м. В основном калийные пласты сложены карналлитовыми породами. Но иногда наблюдаются весьма мощные пласты сильвинитов. Наиболее богатые и выдержанные залежи сильвинитов, имеющие промышленное значение, разведаны на месторождении Олле-Сент-Поль, расположенном в 45 км к северо-востоку от Пуэнт-Нуар. Глубина залегания сильвинитов здесь от 290 до 400 м. Мощность пластов от 1—2 до 3,5—5,5 м, среднее содержание K_2O от 18 до 40%. В 1969 г. на месторождении был введен в строй калийный рудник.

Общая разведанная площадь на месторождении Олле-Сент-Поль более 4 тыс. км². Запасы карналлитовых пород оцениваются миллиардами тонн. Только в одном карналлитовом пласте из цикла IX, мощность которого более 8 м, заключено 500 млн. т. на площади 225 км². Разведанные запасы сильвинитов достигают 86 млн. т. Наибольшую промышленную ценность имеют пласты 7, 8 и 3 в цикле IX. Пласты 7, 8 залегают на глубине 288—380 м и разведаны на площади 28 км². Их средняя мощность 1,9 м, содержание K_2O 18%, запасы сильвинита 17 млн. т. Пласт 3 имеет мощность 2,8—

3,0 м. Он расположен на глубине 310—360 м и разведан на площади 11 км². Содержание K₂O в нем 38%. Запасы сильвинита составляют 26 млн. т. Остальные запасы богатого сильвинита приходится на другие пласты. Однако калийные залежи, особенно сильвинитового состава, не выдержаны по простиранию, что затрудняет их эксплуатацию.

Данакильский калиеносный бассейн расположен в знаменитой впадине Афар, лежащей на 116 м ниже уровня Красного моря. Это одно из самых жарких мест на Земле. Средняя температура июля здесь +35°, января +25°, осадков выпадает менее 250 мм в год. Во впадине Афар много соляных озер, таких как Ассале, Джульетти и др. Наиболее мрачная область в Афаре пустыня Данакиль, поверхность которой покрыта соляной коркой. Именно в этой местности разведано калийное месторождение Даллол. Калийные соли тут добывались еще в 1915—1929 гг., а каменная соль разрабатывалась еще в далекой древности. Возраст соленосных отложений в Данакильском бассейне очень молодой. Вся соленосная толща (а ее мощность достигает нескольких сот метров) образовалась, может быть, в течение последних 1—2 млн. лет, а солепакопление во впадине прекратилось совсем недавно, возможно, несколько сот и тысяч лет тому назад.

Разведка калийного месторождения была осуществлена в 1958 г. Работы проведены на площади 90 тыс. км². Детально разведывался соляной купол Даллол, возвышающийся на 70 м в виде холма над поверхностью долины. Калийные пласты обнажаются на крутых обрывах холма и погружаются на глубину до 100—150 м. Некоторые пласты калийных солей, сложенные сильвинитами, имеют мощность до 3 м. В 1965 г. на месторождении была пройдена шахта глубиной около 93 м. Сильвиниты высокого качества. Их запасы не менее 50 млн. т. В настоящее время калийное месторождение Даллол не эксплуатируется.

В Африке, кроме только что охарактеризованных калиеносных бассейнов, имеется еще несколько районов, где калийные соли уже обнаружены, но пока еще слабо изучены, и оценка их промышленной перспективности только еще проектируется. Одним из таких районов является Западно-Марокканский бассейн, где пласты калийных солей сильвинитового и карналлитового состава вскрыты скважинами на большой глубине во впадинах Беррешид, Дуккала и Эссакура среди соленосных отложений триасового возраста. Второй район находится на севере Ливии в пределах бассейна Марада. Здесь скважинами на глубине свыше 800 м вскрыты пласты карналлитовых пород в составе соленосных отложений, по-видимому, триасового или раннеюрского возраста. Третий район, где обнаружены калийные соли, расположен в Мали между городами Тимбукту и Тауденни. Соленосные отложения тут обнажаются на поверхности, и разработка каменной соли ведется уже на протяжении многих веков. Калийные соли (сильвиниты и карналлитовые породы) залегают неглубоко. Известно, что их запасы достигают 200 млн. т.

ТИПЫ КАЛИЙНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Типизация калийных месторождений нужна в первую очередь для выработки правильной методики разведки. Если мы будем знать, к какому типу относится новое калийное месторождение и какие параметры (размеры, мощности, условия залегания и т. д.) для него характерны, то можно будет с большей точностью планировать размещение буровых скважин и целенаправленно вести работы по оконтуриванию калийной залежи на глубине.

Вопрос типизации калийных месторождений важен и в научном плане. Ведь когда осуществляется типизация месторождений калийных солей, одновременно проводится их сравнительное изучение, выявляются характерные особенности калийных залежей, устанавливаются меры их сходства и различий, а значит, производится классификация калийных месторождений по разным признакам. Это позволяет выяснить условия образования калийных солей в тех или иных районах или в ту или иную геологическую эпоху, что имеет немаловажное значение для познания эволюции калийного осадкообразования в истории развития Земли.

При классификации месторождений калийных солей используются разные принципы [Иванов, 1953, 1959; Кошкарлов, Фивег, 1963; Месторождения..., 1973; Тихвинский, 1984; Фивег, 1967]. Месторождения различаются по составу слагающих их калийных солей. Этот принцип основополагающий. Он позволяет разделить все известные калийные месторождения мира на два типа: хлоридный и хлоридно-сульфатный.

В табл. 4 перечислены все ранее охарактеризованные калийные месторождения мира и показано, какие по составу калийные соли в них распространены. Калийные месторождения приводятся в порядке их геологического возраста — от наиболее древних к самым молодым.

Месторождения хлоридного типа отличаются присутствием только калийных солей хлоридного состава: сильвинитов и карналлитовых пород. К этому типу относятся крупнейшие калийные месторождения мира, такие как Непское в Восточной Сибири, Старобинское и Петриковское в Белоруссии, все месторождения Западной Канады, Березниковское Соликамского бассейна, Гаурдакское, Тюбегатанское, Кугитанское, Карлюкское, Карабильское и Окузбулакское в Средней Азии, месторождения бассейнов Кхорат и Сакон-Накхон в Таиланде и Лаосе, Кармополис в Бразилии, Оллен-Сент-Поль в Конго, Хемиссет в Марокко, Мюлуз во Франции, Бюггинген в ФРГ, Кардона-Сурия и Помплон в Испании, Эль-Лизан в Иордании.

Месторождения хлоридно-сульфатного типа сложены калийными солями как хлоридного, так и сульфатного состава. В них распространены, кроме сильвинитов и карналлитовых пород, также полигалитовые, каинитовые, лангбейнитовые породы, хартзальцы и другие многокомпонентные калийные соли, в составе которых участвуют кизерит, бишофит, глазерит и прочие соляные минералы.

Состав калийных солей в калийных месторождениях мира

№ п/п	Месторождение (калийносольный бассейн, район, страна)	Состав	Геологический возраст, млн. лет
1	2	3	4
1	Непское (Восточная Сибирь, СССР)	Сильвиниты, карналлитовые породы	Кембрий, 540—550
2	Старобинское (Припятский бассейн, СССР)	То же	Девон, 350—360
3	Петриковское (Припятский бассейн, СССР)	»	Тот же
4	Копаткевичское (Припятский бассейн, СССР)	»	»
5	Нежинское (Припятский бассейн, СССР)	»	»
6	Западно-Саскатунское (Саскачеван, Канада)	»	Девон, 370—380
7	Восточно-Саскатунское (Саскачеван, Канада)	»	Тот же
8	Прикупское (Саскачеван, Канада)	»	»
9	Реджайнское (Саскачеван, Канада)	»	»
10	Джорктонское (Саскачеван, Канада)	»	»
11	Виллистонская область (Монтана, Северная Дакота, США)	»	»
12	Солт-Спринг (Нью-Брансвик, Канада)	»	Карбон, 320—330
13	Кейне-Крик (Парадокс, США)	»	Карбон, 290—300
14	Амазонский бассейн (Бразилия)	»	Карбон, 280—290
15	Березниковское (Соликамский бассейн, СССР)	»	Пермь, 250—260
16	Верхнепечорский бассейн (СССР)	»	Тот же
17	Эльтонское (Прикаспийский бассейн, СССР)	Сильвиниты, карналлитовые, полигалитовые породы	»
18	Индерское (Прикаспийский бассейн, СССР)	Сильвиниты, карналлитовые, полигалитовые, сильвин-полигалитовые, каинитовые, лагбейнитовые породы	»
19	Жилинское (Прикаспийский бассейн, СССР)	Сильвиниты, карналлитовые и полигалитовые породы	Пермь, 250—260
20	Днепроовско-Донецкий бассейн (СССР)	Сильвиниты, карналлитовые породы	Пермь, 260—270
21	Верра-Фульда (ГДР и ФРГ)	Сильвиниты, карналлитовые породы, хартзальцы	Пермь, 235—245
22	Южно-Гардский район (ГДР)	То же	Тот же
23	Унструтский район (ГДР)	»	»
24	Галле (ГДР)	»	»

1	2	3	4
25	Мансфельдский район (ГДР)	Сильвиниты, карналлитовые породы, хартзальцы	Пермь, 235—245
26	Ашерслебен (ГДР)	»	»
27	Берибург (ГДР)	»	»
28	Стасфурт (ГДР)	»	»
29	Шванебек (ГДР)	»	»
30	Аллертал (ГДР)	»	»
31	Северо-Ганноверский район (ФРГ)	»	»
32	Южно-Ганноверский район (ФРГ)	»	»
33	Магдебург-Хальберштадтский район (ФРГ)	»	»
34	Стейфес (Йоркшир, Англия)	Сильвиниты, карналлитовые, полигалитовые породы	»
35	Гдапьский район (Польша)	Полигалитовые породы	»
36	Кальверде (ГДР)	Сильвиниты, карналлитовые породы, хартзальцы	»
37	Подлеснинское (Прибалтика, СССР)	Полигалитовые породы, хартзальцы	»
38	Карлсбадское (США)	Сильвиниты, карналлитовые, каинитовые, лагбейнитовые, леонитовые, полигалитовые породы	»
39	Хемиссет (Марокко)	Сильвиниты, карналлитовые, риннептовые породы	Трпас, 220—230
40	Гаурдакское (Средняя Азия, СССР)	Сильвиниты, карналлитовые породы	Юра, 195—200
41	Тюбегатанское (Средняя Азия, СССР)	То же	Тот же
42	Кугитанское (Средняя Азия, СССР)	»	»
43	Карлюкское (Средняя Азия, СССР)	»	»
44	Карабпльское (Средняя Азия, СССР)	»	»
45	Окузбулакское (Средняя Азия, СССР)	»	»
46	Кхорат (Таиланд)	»	Мел, 80—90
47	Сакон-Накхон (Таиланд, Лаос)	»	Тот же
48	Кармополис (Сержиши-Алагоас, Бразилия)	»	Мел, 100—110
49	Олле-Сент-Поль (Конго)	»	Тот же
50	Мюлузская площадь (Рейнский грабен, Франция)	»	Эоцен — олигоцен, 40—50
51	Бюггингенская площадь (Рейнский грабен, ФРГ)	»	Тот же
52	Кардона-Сурья (Барселона, Испания)	»	»
53	Памплона (Наварра, Испания)	»	»

1	2	3	4
54	Калуш-Гольинское (Предкарпатье, СССР)	Сильвиниты, карналлитовые, лангбейнитовые, каинитовые, лангбейнит-каинитовые, каинит-лангбейнитовые, полигалитовые породы	Неоген, 20—30
55	Стебниковское (Предкарпатье, СССР)	То же	Тот же
56	Марково-Росильнянское (Предкарпатье, СССР)	»	»
57	Бориславское (Предкарпатье, СССР)	»	»
58	Серрадифалько (Сицилия, Италия)	Каинитовые породы, сильвиниты, карналлитовые породы	Неоген, 9—10
59	Санта-Катарина (Сицилия, Италия)	То же	Тот же
60	Паскуази (Сицилия, Италия)	»	»
61	Казацце (Сицилия, Италия)	»	»
62	Даллол (Данакиль, Эфиопия)	»	Плейстоцен, 1—2
63	Эль-Лисан (Иордания)	Сильвиниты, карналлитовые породы	Тот же
64	Кайдакский бассейн (Казахстан, СССР)	То же	Плейстоцен, до 1
65	Мертвое море	Рассолы с высоким содержанием КСl	Современный
66	Большое соленое озеро (США)	То же	Тот же
67	Озеро Спрингс (США)	»	»
68	Кайдакская впадина (Китай)	Карналлитовые породы	»

По существу, хлоридно-сульфатный тип выделяется на основе присутствия именно сульфатных калийных солей. Поэтому некоторые исследователи называют его просто сульфатным, фиксируя тем самым главный принцип, по которому производится выделение типа. К хлоридно-сульфатному типу относятся почти все месторождения цехштейнового возраста Западной Европы, многие месторождения Прикаспийской впадины в СССР (Эльтонское, Индерское, Жиланское), Советского Предкарпатья (Калуш-Гольинское, Стебниковское, Марково-Росильнянское и Бориславское), Сицилии в Италии, Данакильского бассейна в Эфиопии и Карлсбадское в США. На многих этих месторождениях разрабатываются хлоридные (сильвинитовые), сульфатные и смешанные хлоридно-сульфатные руды.

Второй принцип, используемый при классификации калийных месторождений, учитывает размеры и форму калийных пластов, а также их выдержанность по площади. В соответствии с этим

прищипом калийные месторождения подразделяются на три группы: пластовые, линзообразные и пластово-линзообразные.

К первой группе относятся месторождения, в которых калийные пласты прослеживаются на десятки километров, залегают горизонтально, слабонаклопно или в виде пологих складок. Мощность пластов колеблется в небольших пределах, состав и качество калийных солей выдерживаются. К этой группе относятся Верхнекамское, Старобинское и Петриковское месторождения, Мюлуз и Бюгинген Рейнского грабена, все месторождения Саскачеванского бассейна в Канаде и Виллстонского в США, Кардона-Сурия и Памплоа в Испании, Кейше-Крик в США, Амазонского бассейна в Бразилии. Основные пласты калийных солей отличаются высокой выдержанностью, о чем свидетельствуют сопоставления их мощности и содержаний в них основных компонентов по данным детальной разведки и эксплуатации. Так, на Верхнекамском месторождении мощность одного из калийных пластов на всей площади сохраняется в пределах 2—4 м, содержание хлористого калия 25—35%.

Линзообразная группа объединяет месторождения, в которых калийные соли слагают невыдержанные по мощности линзы, сравнительно быстро выклинивающиеся по площади и изменяющиеся по составу, строению и качеству. Линзы обычно протягиваются на сотни и даже несколько десятков метров. Они могут иметь различный минеральный состав и очень сложно чередоваться между собой. К линзообразной группе относятся месторождения Советского Предкарпатья (Калуш-Голыньское, Стебниковское, Марково-Росильнянское и Бориславское), Индерское, Жилианское и другие в Прикаспийской впадине, Карлсбадское в США.

Пластово-линзообразная группа включает месторождения, в которых калиеносные горизонты и калийные пласты прослеживаются на десятки километров, но на площади своего распространения они имеют линзовидную форму, выклиниваются на расстояние нескольких километров, замещаются каменной солью, объединяются с выше- или нижележащими линзами калийных солей или снова образуют самостоятельные линзы. Мощность калийных пластов может значительно колебаться, но состав и качество калийных солей внутри линз достаточно выдержаны. К этой группе могут относиться все цехштейновые месторождения ГДР, ФРГ и Польши, расположенные в районах Верра-Фульда, Южно-Гарцском, Унструтском, Галле, Мансфельдском, Ашерслебен, Бернбург, Стасфурт, Шванебек, Аллертал, Северо- и Южно-Ганноверском, Магдебург-Хальберштадском, Гданьском и Калверде, Непское в Восточной Сибири, Гаурдакское, Тубегатанское, Кугитанское, Карлюкское, Карабильское и Окузбулакское Средней Азии, бассейнов Кхорат и Сакон-Накхон в Таиланде и Лаосе, Кармополис в Бразилии, Оллен-Сент-Поль в Конго, Хемиссет в Марокко, Серрадифалько и Санта-Катарина в Италии. Характерен для этой группы пример Карлюкского и Карабильского месторождений. Содержание KCl в калийных пластах изменяется в широких пределах — от 10 до 70%, но в среднем на значительной площади составляет 21—27%. Мощности пластов колеблются от 0,3 до 30 м, средние их значения 3—5 м.

Наблюдаемые в настоящее время пластовая, линзообразная или пластово-линзообразная формы калийных пластов на месторождениях всех трех групп могли образоваться еще во время накопления калийных солей в солеродном бассейне. Вместе с тем многие линзовидные или пластово-линзовидные формы имеют нередко вторичное происхождение. Такая их форма связана с преобразованиями калийного пласта под воздействием подземных или поверхностных вод.

Интересно, что подавляющее большинство хлоридных калийных месторождений относится либо к пластовой, либо к пластово-линзообразной группам, а хлоридно-сульфатных, как правило, принадлежит к линзообразной и пластово-линзообразной группам. Можно думать, что пластовая форма залегания калийных солей была связана с первичными условиями их осадконакопления. Пластово-линзообразная форма, по-видимому, возникла либо в процессе седиментации, либо сразу же после образования калийного пласта под воздействием соленых рассолов. Линзообразная форма обязана, по всей вероятности, более поздним вторичным изменениям, которые могли произойти под влиянием циркулирующих подземных вод.

Разделение калийных месторождений на три группы имеет большое значение для практики. Оно позволяет правильно ориентировать поисковые работы в новых, слабоизученных районах. Так, если в недрах земли глубокая скважина, которая бурилась на нефть или газ, вскрыла калийный пласт хлоридного состава, то можно заранее сказать, что, во-первых, здесь будет присутствовать месторождение хлоридного типа, а, во-вторых, оно будет принадлежать либо к пластовой, либо к пластово-линзообразной группе. Если встанет задача оконтуривать калийное месторождение, то скважины можно располагать на значительном расстоянии друг от друга в зависимости от геологического строения района. В случае обнаружения калийного пласта сульфатного состава можно уверенно заключить, что в недрах земли залегает калийное месторождение хлоридно-сульфатного типа, которое, по-видимому, будет принадлежать линзовидной или пластово-линзовидной группе, а это значит, что калийные пласты будут быстро выклиниваться и иметь невыдержанный состав. Соответственно можно планировать количество поисковых скважин и расстояния между ними. Конечно, в каждом новом районе будут свои неожиданности. Все предусмотреть невозможно. Но, как показывает практика, выявленные закономерности достаточно хорошо подтверждаются и позволяют прогнозировать поиск месторождений калийных солей.

Третий принцип, который используется при классификации калийных месторождений, фиксирует число пластов калийных солей на месторождении, их мощность, а также число и мощность разграничивающих пластов каменной соли или других пород. Иными словами, учитывается, сколько на месторождении пластов калийных солей и сколько горизонтов они образуют [Иванов, 1953, 1959]. Использование этого принципа позволяет подразделить калийные месторождения на два класса: одногоризонтный, многогоризонтный.

Много месторождений калийных солей принадлежит к первому классу. В них прослеживается один калиеносный горизонт, в составе которого имеется от 2 до 4, по нередко 10—15, а иногда даже до 50 и больше калийных пластов, разделенных каменной солью, либо мергелями, глинами и ангидритами. К этому классу относятся Березниковское и Старобинское месторождения Советского Союза, месторождения калиеносных районов Верра-Фульда в ГДР и ФРГ, а также Южно-Гарцского, Стасфуртского и других районов ГДР. Одногоризонтными являются также Непское месторождение Восточной Сибири, Хемиссет в Марокко, Карлсбадское в США, месторождения бассейнов Конго, Кхорат и Сакон-Накхон. Многогоризонтные месторождения следующие: Кардона-Сурия и Памплона в Испании, Кармополис в Бразилии, Кейне-Крик в США, все месторождения Саскачеванского бассейна Канады, месторождения Северо- и Южно-Ганноверского и Магдебург-Хальберштадского районов ФРГ и др. Так, на месторождениях Зерштедт, Зеппе, Лерте, Бенте и других в ФРГ эксплуатируются четыре калиеносных горизонта: Стасфурт, Ронненберг, Бергмансзеген и Ридель. На калийном месторождении Кейне-Крик в бассейне Парадокс установлено 18 калиеносных горизонтов, из которых только один мощностью 190—200 м эксплуатируется.

Наконец, четвертый принцип, на основе которого проводится разделение месторождений калийных солей,— это степень их дислоцированности. Необходимость такого разделения проверена на опыте разведки и эксплуатации большинства калийных месторождений мира. —

В одних месторождениях калиеносные горизонты и калийные пласты залегают горизонтально или слабо пахлонно, не нарушены разломами и не смяты в складки. Такие месторождения считаются слабо дислоцированными, они имеют, как говорят, простое строение. В других месторождениях калийные пласты тоже могут лежать почти горизонтально, но обычно они смяты в пологие крупные складки, а иногда и разорваны редкими разломами. Все это мало затрудняет прослеживание калийных горизонтов и пластов при поисковом бурении. Подобные месторождения считаются местами средней дислоцированности, т. е. средней сложности. Нередко встречаются совсем другие по своему строению месторождения. В них калийные пласты сильно смяты, образуют сложную систему складок, изгибаются то вверх, то вниз, да еще к тому же нарушены разломами, иногда нижние пласты надвинуты на верхние в виде пологих чешуи. Такие месторождения считаются сильно дислоцированными, имеют, как говорят, сложное строение. На основе четвертого принципа калийные месторождения подразделяются на три подкласса: 1) слабо дислоцированный, 2) средние дислоцированный и 3) сильно дислоцированный.

К слабо дислоцированным месторождениям относятся, например Березниковское и Старобинское, все месторождения Западной Канады в Саскачеванском бассейне. К подклассу средне дислоцированному можно отнести среднеазиатские калийные месторожде-

Классификация калийных месторождений

Тип	Группа	Класс	Подкласс	Месторождение (калиеносный бассейн, район, страна)
Хлоридный	Пластовая	Однородный	Слабо дислоцированный	Старобинское, Петриковское, Копаткевичское, Нежинское, Березняковское, Верхнепечорское
			Средне дислоцированный	Солт-Спрингс, Бюггингенское
			Сложно дислоцированный	—
		Многоуровневый	Слабо дислоцированный	Западно- и Восточно-Саскатунское, Прикуилское, Реджайнское, Джорктонское
			Средне дислоцированный	Кейне-Крик, Мюлузское, Кардона-Сурия, Памплона
			Сложно дислоцированный	—
	Линзобразная	Однородный	Слабо дислоцированный	—
			Средне дислоцированный	—
			Сложно дислоцированный	—
		Многоуровневый	Слабо дислоцированный	—
			Средне дислоцированный	—
			Сложно дислоцированный	—
	Пластово-линзобразная	Однородный	Слабо дислоцированный	—
			Средне дислоцированный	Непское, Хемиссет, Кхорат, Сакон-Накхон, Олле-Сент-Поль
			Сложно дислоцированный	—
		Многоуровневый	Слабо дислоцированный	—
			Средне дислоцированный	Гаурдакское, Тюбегатавское, Кугитанское, Карлюкское, Карабильское, Окузбулакское, Кармошлис
			Сложно дислоцированный	—

Тип	Группа	Класс	Подкласс	Месторождение (калийносный бассейн, район, страна)
Хлоридно-сульфатный	Пластовая	Одногори-зонтный	Слабо дислоцированный	—
			Средне дислоцированный	—
			Сильно дислоцированный	—
		Многогори-зонтный	Слабо дислоцированный	—
			Средне дислоцированный	—
			Сильно дислоцированный	Эльтонское
	Линзообразная	Одногори-зонтный	Слабо дислоцированный	—
			Средне дислоцированный	Карлсбадское
			Сильно дислоцированный	—
		Многогори-зонтный	Слабо дислоцированный	—
			Средне дислоцированный	Жмлянское
			Сильно дислоцированный	Индерское, Калуш-Гольинское, Стебниковское, Марково-Росильяньское, Бориславское
	Пластово-линзообразная	Одногори-зонтный	Слабо дислоцированный	—
			Средне дислоцированный	Верра-Фульда, Южно-Гарцкий, Мансфельдский, Унструтский, Ашерслебен, Стасфурт, Шванебек, Гданьский, Подлеснянское, Серрадифалько, Санта-Катарина, Паскуази, Казацце
			Сильно дислоцированный	—
		Многогори-зонтный	Слабо дислоцированный	—
			Средне дислоцированный	—
			Сильно дислоцированный	Северо- и Южно-Ганноверский, Магдебург-Хальберштадский

ния, Непское в Восточной Сибири и др. Сильно дислоцированные — это все месторождения Советского Предкарпатья, а также приуроченные к соляным куполам в Прикаспийской впадине (Эльтонское, Индерское и др.), в Северо- и Южно-Ганноверском районах в ФРГ.

Четыре вышеперечисленных принципа дополняют друг друга и дают возможность достаточно полно учесть особенности состава и строения конкретных месторождений калийных солей и прогнозировать поиск месторождений в новых районах. Принципиальная общая схема классификации, используемая геологами, приведена в табл. 5, в которой показано также, к каким типам, группам, классам и подклассам принадлежат наиболее известные калийные месторождения мира.

ЭВОЛЮЦИЯ КАЛИЙНОГО ОСАДКОАКОПЛЕНИЯ

Калийные месторождения, связанные с соленосными толщами, образовывались на Земле в течение последних 570 млн. лет ее геологической жизни. Какой же была история калийного осадконакопления? Формировались или нет месторождения калийных солей непрерывно или только в определенные этапы, когда возникали благоприятные для этого условия? Менялся или нет во времени состав калийных месторождений или на всем протяжении 570 млн. лет в разных районах образовывались, когда это было возможно, все известные типы месторождений калийных солей? А может быть, определенные типы калийных месторождений формировались только в какое-то свое время, приуроченное к той или иной геологической эпохе?

На все эти вопросы удалось получить ответ совсем недавно, после обобщения и систематизации материалов о калийных месторождениях по всему миру [Валяшко, 1962; Жарков, 1971; Жарков и др., 1981; Жарков, Яншин, 1980; Жаркова, 1981; Баталин, Станкевич, 1981]. При этом выяснились очень важные закономерности.

Первая закономерность, которую удалось подметить, заключается в том, что калийное осадконакопление и образование залежей калийных солей осуществлялись только в отдельные этапы фанерозойской истории. Эти этапы называются калиеносными. Они были разной продолжительности и чередовались с такими этапами времени, когда на Земле нигде не накапливались калийные соли. Иными словами, в фанерозойской истории калиеносные этапы чередовались с бескалиеносными.

Чтобы такая закономерность была более понятной, мы построили схему (рис. 6), на которой приведена шкала геологического времени, показаны геологические периоды и отмечены этапы, когда происходили соленакопление и калийное осадконакопление. На схеме выделены соленосные и бессоленосные, а также калиеносные и бескалиеносные этапы.

Очень хорошо видно, что калиеносные этапы были разной продолжительности и отделялись друг от друга то короткими, то очень большими по времени бескалиеносными этапами. Всего на протяжении 570 млн. лет фанерозойской истории удастся выделить 12 калиеносных этапов. Самый древний был кембрийский, который охватывал время от 530 до 560 млн. лет, а самый молодой начался

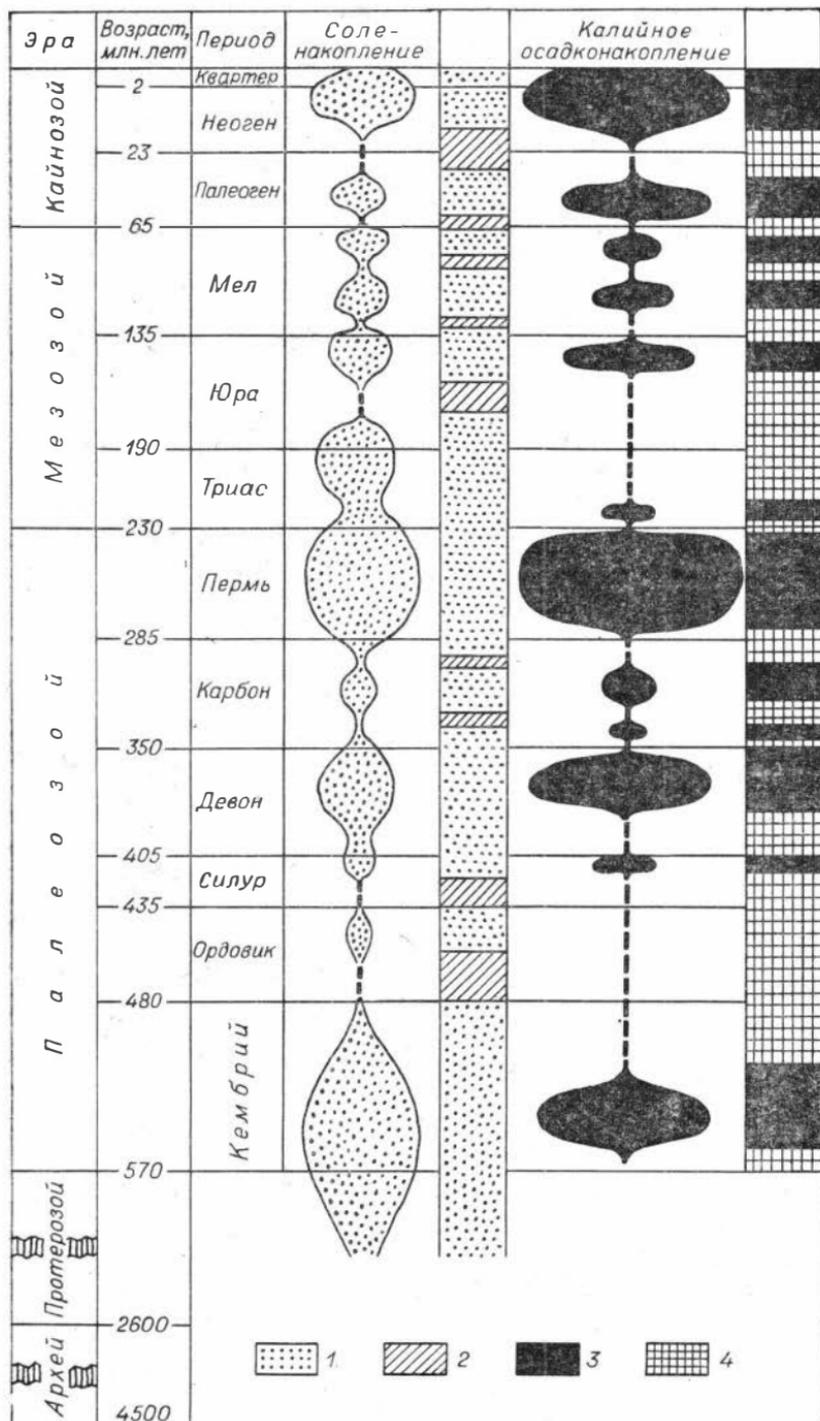


Рис. 6. Этапность соленакпления и калийного осадконакопления в геологической истории.

1—4 — этапы: 1 — соленосные, 2 — бессоленосные, 3 — калиеносные, 4 — бескалиеносные.

в неогене почти 20 млн. лет тому назад и продолжается до наших дней.

Наиболее длительными были четыре этапа, которые по названию геологических периодов обозначаются как кембрийский, девонский, пермский и неогеновый. Кембрийский этап занимал почти 30 млн. лет, таким же был девонский, который охватывал интервал геологического времени от 350 до 380 млн. лет. Пермский этап был самым продолжительный. Он продолжался более 45 млн. лет. Неогеновый этап, как уже отмечалось, начался 20 млн. лет назад и пока еще не завершился.

Вторая закономерность может быть сформулирована таким образом: этапы калийного осадконакопления и этапы соленакопления не были строго синхронными. Оказывается, что по своей продолжительности, своему началу и концу калиеносные этапы не совпадали с солёными. Это значит, что между соленакоплением и образованием калийных солей не существует прямой зависимости, что связь между этими процессами более сложная, что, наконец, для калийного осадконакопления нужны более своеобразные геологические условия, чем для соленакопления, и они не всегда возникали даже в солёные этапы фанерозойской истории. Когда мы сравним диаграммы соленакопления и калийного осадконакопления, изображенные на нашей схеме, а также длительность солёных и калиеносных этапов, то сразу станет ясным, что калиеносные этапы всегда были менее продолжительными, чем солёные. Они всегда составляли какую-то часть солёных этапов. В одних случаях на протяжении одного солёного этапа возникало несколько калиеносных этапов, а в других — только один.

Третья закономерность в какой-то мере вытекает из второй, но четко ее удалось установить тогда, когда было выяснено, в каких солёных бассейнах разного возраста происходило калийное осадконакопление. Оказалось, что калийные соли никогда не накапливались сразу во всех или даже в большинстве солёных бассейнов той или иной геологической эпохи. Формирование калийных солей происходило, как правило, в каком-либо одном солёном бассейне, иногда в двух и очень редко в трех или четырех. Выделяются в этом отношении девонский, пермский и неогеновый калиеносный этапы, когда калийные соли накапливались, хотя и не строго одновременно, в нескольких солёных бассейнах.

Четвертая закономерность сводится к следующему: в геологической истории происходила эволюция калийного осадконакопления и осуществлялась смена во времени одного типа калийных месторождений другим. Для пояснения этой закономерности мы построили еще одну схему (рис. 7). На ней опять приведена шкала геологического времени и показан возраст выявленных хлоридных и хлоридно-сульфатных калийных месторождений. Нумерация месторождений соответствует номерам табл. 4, где приведен состав калийных солей в калийных месторождениях мира. На схеме видно, что калийные месторождения хлоридного типа образовывались почти на всех этапах калийного осадконакопления в фанерозое. Су-

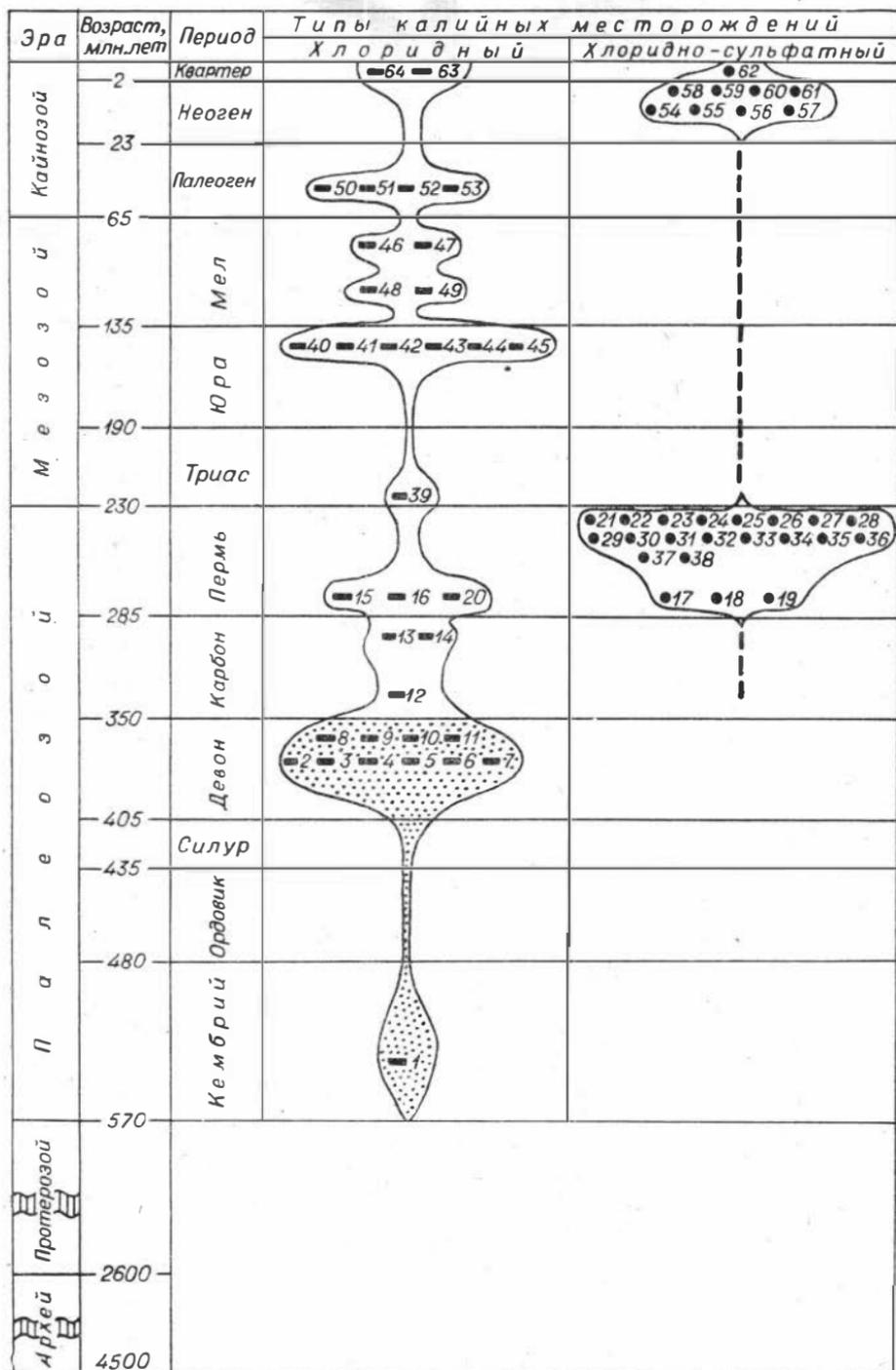


Рис. 7. Особенности возрастного размещения различных типов калийных месторождений.

шественно иное возрастное размещение у хлоридно-сульфатных калийных месторождений. Они приурочены только к двум калиеносным этапам: пермскому и неогеновому.

Получается, что калийные месторождения хлоридно-сульфатного типа, отличающиеся присутствием полигалитовых, каинитовых, лагбейнитовых пород, хартзалцев и других многокомпонентных калийных солей, образовывались сравнительно редко. На протяжении геологической истории Земли, и об этом можно говорить вполне уверенно, только два раза возникли условия для формирования таких месторождений. Первый раз они создались в пермском периоде, а второй — в неогене. Хлоридно-сульфатные месторождения в эти этапы формировались не в каком-то одном солеродном бассейне, а в нескольких сразу и даже на разных континентах Земли. Благоприятные обстановки для образования месторождений существовали на очень больших площадях, поэтому неудивительно, что месторождения хлоридно-сульфатного типа обнаружено весьма много в разных странах. Можно напомнить, что хлоридно-сульфатные месторождения пермского возраста имеются в Советском Союзе (Индерское, Жилианское, Подлеснинское), в ГДР в Южно-Гарцском, Унструтском, Галле, Мансфельдском, Ашерслебен, Берпбург, Стасфурт и других районах, в ФРГ в пределах Северо- и Южно-Ганноверского, Магдебург-Хальберштадского районов, в Польше (Гданьский район), в Англии (Стейфес), в США (Карлсбадское). Месторождения такого же типа, но неогенового возраста, обнаружены в Советском Союзе в Предкарпатье, в Италии на о-ве Сицилия, в Эфиопии.

Факт такой возрастной приуроченности хлоридно-сульфатных калийных месторождений, конечно, очень важен в практическом отношении. Зная эту закономерность, можно с уверенностью говорить, что каинитовые, лагбейнитовые, каинит-лагбейнитовые и лагбейнит-каинитовые, полигалитовые, а также сильвипит-карпаллит-кизеритовые руды нужно искать только в соленосных толщах пермского и неогенового возраста. Во всех других по возрасту отложениях поиски этих руд не перспективны и бесполезны. Мы имеем, таким образом, возможность разграничить перспективные и бесперспективные соляные толщи и сразу сказать, в какой из них можно ожидать открытия месторождений калийных солей хлоридно-сульфатного типа.

Детальное изучение пермских и неогеновых хлоридно-сульфатных месторождений показало, что они отличаются между собой по составу первично-осажденных калийных солей. Это вовсе не означает, что месторождения пермского возраста должны относиться к одному типу, а неогенового — к другому. Нет, все эти месторождения принадлежат к одному и тому же типу, в которых развиты одинаковые калийные руды: каинитовые, лагбейнитовые, полигалитовые и др. Но образовались такие руды в пермское время за счет первичных солей карналлит-кизеритового, а в неогеновое — за счет первичных солей каинитового составов. Выяснилось, что одинаковые калийные руды получились из различных по составу первичных солей.

Важность такого вывода была осознана совсем недавно. Первые ученые, изучающие калийные месторождения и условия их образования, получили твердые доказательства необратимой эволюции калийного осадконакопления в геологической истории. И действительно, если в пермском периоде накапливались карналлит-кизеритовые осадки, а в неогеновом — каинитовые, то это значит, что со временем произошли необратимые изменения состава первично-осажденных калийных солей. В неогеновых солеродных бассейнах процесс калийного осадконакопления происходил существенно иначе, чем в пермском периоде. Иными были, по-видимому, и физико-химические условия седиментации на калийной стадии осадочного процесса. Все эти изменения осуществлялись на фоне неизменного хлоридного соленакопления.

Получается, что в геологической истории были две параллельные линии калийного осадконакопления. Первая связана с образованием калийных месторождений хлоридного типа, с формированием сильвинитовых и карналлитовых руд, а вторая — с сульфатным соленакоплением. Именно вторая линия испытывала направленные изменения и на ее пути происходили эволюционные преобразования, а первая оставалась всегда постоянной и не эволюционировала. В пермскую эпоху впервые за всю историю Земли в солеродных бассейнах возникли условия для накопления сульфатно-магниевого (кизеритовые — $MgSO_4 \cdot H_2O$) пород. В результате последующих вторичных изменений, произошедших с осадками такого карналлит-кизеритового состава, и смогли возникнуть все руды хлоридно-сульфатного типа. В неогеновую эпоху впервые создавалась обстановка для непосредственного осаждения в солеродных бассейнах уже калийных солей сульфатного состава, а именно каинитовых пород.

Все отмеченные преобразования привели к тому, что в пермском и неогеновом периодах сформировалось большое количество калийных месторождений хлоридно-сульфатного типа, очень важных для производства сульфатных калийных удобрений.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д. Стратиграфия и геологические условия образования русских фосфоритов.— В кн.: Избр. труды. Т. II. М.: Изд-во АН СССР, 1954, с. 623—629.
- Баталин Ю. В., Касимов Б. С., Станкевич Е. Ф. Месторождения природной соды и условия их образования.— М.: Недра, 1973.— 208 с.
- Баталин Ю. В., Станкевич Е. Ф. Гидрохимические типы галогенных формаций и их минерогенетическая специализация.— В кн.: Основные проблемы соленакпления. Новосибирск: Наука, 1981, с. 31—37.
- Батурич Г. П. Фосфориты на дне океана.— М.: Наука, 1978.— 231 с.
- Бушинский Г. И. Древние фосфориты Азии и их генезис.— М.: Наука, 1966.— 195 с.
- Бушинский Г. И. Формация Фосфория.— М.: Наука, 1969.— 104 с.
- Валяшко М. Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей.— М.: Изд-во МГУ, 1962.— 398 с.
- Гаррелс Р. М., Маккензи Ф. Г. Эволюция осадочных пород.— М.: Мир, 1974.— 272 с.
- Геология месторождений апатита.— М.: Недра, 1980а.— 267 с.
- Геология месторождений фосфоритов, методика их прогнозирования и поисков.— М.: Недра, 1980б.— 267 с.
- Геология месторождений фосфоритов и проблемы фосфоритообразования.— Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1982.— 172 с.
- Геология месторождений фосфоритов.— М.: Мир, 1983.— 312 с.
- Гиммельфарб Б. М. Закономерности размещения месторождений фосфоритов СССР и их генетическая классификация.— М.: Недра, 1965.— 307 с.
- Гулбрандсен Р. А., Робертсон Ч. Е. Неорганический фосфор в морской воде.— В кн.: Фосфор в окружающей среде. М.: Мир, 1977, с. 141—164.
- Еганов Э. А. Геосинклинальные фосфориты Сибири и Дальнего Востока.— М.: Наука, 1968.— 228 с.
- Еганов Э. А. Проблемы образования и размещения пластовых фосфоритов.— Новосибирск: Наука, 1974.— 184 с.
- Жарков М. А. Эволюция соленакпления в геологической истории.— В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск: Наука, 1971, с. 260—299.
- Жарков М. А. Палеозойские соленосные формации мира.— М.: Недра, 1974.— 392 с.
- Жарков М. А., Яншин А. Л. Эволюция сульфатонакпления в геологической истории.— В кн.: Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. Л.: Недра, 1980, с. 96—103.
- Жарков М. А., Благовидов В. В., Жаркова Т. М. и др. Классификация соленосных формаций по вещественному составу и закономерностям пространственного положения.— В кн.: Основные проблемы соленакпления. Новосибирск: Наука, 1981, с. 3—22.
- Жаркова Т. М. Классификация пород соленосных формаций.— В кн.: Основные проблемы соленакпления. Новосибирск: Наука, 1981, с. 168—186.
- Занин Ю. Н. Геология фосфатоносных кор выветривания и связанных с ними месторождений фосфатов.— М.: Наука, 1969.— 160 с.

- Занин Ю. П.** О климатических аспектах эволюции фосфатонакопления в фанерозое.— В кн.: Проблемы эволюции геологических процессов. Новосибирск: Наука, 1981, с. 12—133.
- Занин Ю. П.** Вопросы эволюции фосфоритообразования в истории Земли.— В кн.: Эволюция осадочного рудообразования в истории Земли. М.: Наука, 1984, с. 79—86.
- Иваненков В. П.** Общие сведения об азоте, фосфоре и кремнии.— В кн.: Химия океана. Т. 1. Химия вод океана. М.: Наука, 1979, с. 176—184.
- Иванов А. А.** Основы геологии и методики поисков, разведки и оценки месторождений минеральных солей.— Л.: Госгеолиздат, 1953.— 204 с.
- Иванов А. А.** Распространение и типы ископаемых месторождений калийных солей.— Геология рудных месторождений, 1959, № 4, с. 65—77.
- Иванов А. А.** Региональные и локальные закономерности размещения ископаемых месторождений калийных солей.— Л.: Недра, 1979.— 33 с.
- Иванов А. А., Воронова М. Л.** Галогенные формации.— М.: Недра, 1972.— 328 с.
- Ильин А. В.** Хубсугульский фосфоритоносный бассейн.— М.: Наука, 1973.— 167 с.
- Ильин А. В.** Позднедокембрийские — кембрийские фосфориты. Международный семинар ООН. Минеральные месторождения докембрия.— М., 1979.— 26 с.
- Ильин А. И., Волков Р. И.** Фосфатоносные бассейны и эпохи фосфатонакопления.— В кн.: Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. Л.: Наука, 1980, с. 108—115.
- Казаков А. В.** Фосфоритные фации и генезис фосфоритов. Вып. 142.— М.: Изд-во НИУИФ, 1937, с. 100—120.
- Казаков А. В.** Фосфатные фации.— В кн.: Происхождение фосфоритов и геологические факторы формирования фосфоритовых месторождений. Вып. 145.— М.: Изд-во НИУИФ, 1939, с. 3—108.
- Казаринов В. П.** Проблемы поисков крупных месторождений богатых фосфоритов в Сибири.— В кн.: Условия локализации фосфоритоносных осадков Сибири. Новосибирск: Наука, 1966, с. 3—14.
- Калийные соли Припятского прогиба/Гарецкий Р. Г., Высоцкий Э. А., Кислик В. З. и др.**— Минск: Наука и техника, 1984.— 182 с.
- Кашкаров О. Д., Фивег М. П.** Калийные и магниезиальные соли.— В кн.: Требования промышленности к качеству минерального сырья. М.: Госгеолиздат, 1963, с. 83—95.
- Кореневский С. М.** Комплекс полезных ископаемых галогенных формаций.— М.: Недра, 1973— 300 с.
- Красильникова П. А.** О генезисе фосфоритов и эволюции фосфоритообразования.— Литология и полезные ископаемые, 1967, № 5, с. 156—163.
- Красильникова П. А.** Историко-геологическое развитие условий фосфоритообразования.— В кн.: Состояние и задачи советской литологии. Т. 3. М.: Наука, 1970, с. 3—9.
- Кук П. Д., Шергольд Д. Г.** Позднепротерозойские — кембрийские фосфориты и фосфогенез.— В кн.: 27-й Международный геол. конгресс. Неметаллические полезные ископаемые. Т. 15. М.: Наука, 1984, с. 31—48.
- Лисицын А. П.** Осадкообразование в океанах.— М.: Наука, 1974.— 438 с.
- Лисицын А. П.** Процессы океанической седиментации.— М.: Наука, 1978.— 292 с.
- Лука Ж., Прево Л.** Синтез апатита. К вопросу о новой модели генезиса осадочных фосфоритов.— В кн.: 27-й Международный геол. конгресс. Неметаллические полезные ископаемые. Т. 15. М.: Наука, 1984, с. 59—67.
- Макелви В. Е.** Распространенность и распределение фосфора в литосфере.— В кн.: Фосфор в окружающей среде. М.: Мир, 1977, с. 24—46.
- Месторождения калийных солей СССР.** Методы их поисков и разведки.— Л.: Недра, 1973.— 344 с.
- Месторождения фосфоритов и апатитов Сибири и Дальнего Востока/Отв. ред. Ю. Н. Занин, В. Г. Матухина.**— Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1983.— 187 с.
- Михайлов А. С.** Фосфориты.— В кн.: Неметаллические полезные ископаемые СССР. М.: Недра, 1984, с. 11—29.

- Орлова Е. В. Фосфоритоносные бассейны зарубежных стран.— В кн.: Минеральные ресурсы зарубежных стран. Вып. 19. М.: Госгеолтехиздат, 1951, с. 3—183.
- Покрышкин В. П. Закономерности размещения промышленных месторождений фосфоритов докембрия и фанерозоя мира.— М.: Недра, 1981.— 207 с.
- Покрышкин В. П., Зубкова П. М., Школьник Э. Л. Эпохи фосфатонакопления — закономерное распределение крупнейшей концентрации фосфоритов в геологической истории Земли.— В кн.: Геология месторождений фосфоритов и проблемы фосфоритообразования. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1982, с. 25—36.
- Ригге С. Р. Характеристика миоценового фосфатонакопления на континентальной окраине юго-востока США.— В кн.: 27-й Международный геол. конгресс. Неметаллические полезные ископаемые. Т. 15. М.: Наука, 1984, с. 75—84.
- Романкевич Е. А. Геохимия органического вещества в океане.— М.: Наука, 1977.— 256 с.
- Ронов А. Б. Осадочная оболочка Земли.— М.: Наука, 1980.— 78 с.
- Ронов А. Б., Хаин В. Е., Балуховский А. П., Сеславинский К. Б. Изменение распространённости, объёмов и скоростей накопления осадочных и вулканогенных отложений в фанерозое (в пределах современных материков).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 12, с. 5—12.
- Сазыкин Н. С., Скоков В. Г. Экономика фосфатного сырья капиталистических и развивающихся стран.— М.: Недра, 1969.— 208 с.
- Самойлов Я. В. Агрономические руды.— М.: Госиздат, 1921.— 23 с.
- Смирнов А. П. Вещественный состав и условия формирования основных типов фосфоритов.— М.: Недра, 1972.— 96 с.
- Соколов А. С. Классификация и закономерности размещения месторождений фосфатов.— В кн.: 27-й Международный геол. конгресс. Неметаллические полезные ископаемые. Т. 15. М.: Наука, 1984, с. 48—58.
- Страхов Н. М. О периодичности и необратимой эволюции осадкообразования в истории Земли.— Изв. АН СССР. Сер. 4. Геология, 1949, № 6, с. 70—111.
- Страхов И. М. Основы теории литогенеза. Т. 3.— М.: Изд-во АН СССР, 1962.— 550 с.
- Тимофеев П. П., Холодов В. П., Хворова П. В. Эволюция процессов осадконакопления на континентах и в океанах.— Литология и полезные ископаемые, 1983, № 5, с. 3—23.
- Тихвинский П. П. Калийные и калийно-магниевые соли.— В кн.: Неметаллические полезные ископаемые СССР. М.: Недра, 1984, с. 45—62.
- Успенский В. А. Баланс углерода в биосфере в связи с вопросами распределения углерода в земной коре.— Л.: Гостоптехиздат, 1956.— 101 с.
- Фивег М. П. Методика поисков калийных солей.— Новосибирск: Наука, 1967.— 40 с.
- Фивег М. П. Как образуются залежи каменной и калийных солей.— Новосибирск: Наука, 1983.— 81 с.
- Холодов В. П. О металлогении ванда и кембрия Евразии. Статья 2. Осадочные руды вандия, фосфора, железа, марганца и условия их образования.— Литология и полезные ископаемые, 1970, № 4, с. 29—44.
- Холодов В. П. Эволюция питающих провинций — важнейший фактор осадочного рудообразования.— В кн.: 27-й Международный геол. конгресс. Литология (осадочные породы). Т. 4. М.: Наука, 1984, с. 75—84.
- Хори Р. Морская химия.— М.: Мир, 1972.— 400 с.
- Хушер Ф. Происхождение и судьба органических соединений фосфора в водных системах.— В кн.: Фосфор в окружающей среде. М.: Мир, 1977, с. 204—231.
- Шатский П. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей.— В кн.: Совещание по осадочным породам. Вып. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 7—100.
- Шелдон Р. П. Осаждение апатита на границе вода — осадок: неуниформистский подход.— В кн.: Геология месторождений фосфоритов и проблемы фосфоритообразования. Новосибирск: Наука, 1982, с. 15—24.

- Шергольд Д. Г.** Биостратиграфия кембрийских фосфоритов (предварительные данные).— В кн.: Геология месторождений фосфоритов и проблемы фосфоритообразования. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1982, с. 10—13.
- Энгельгардт В. А.** Познание явлений жизни.— М.: Наука, 1984.— 304 с.
- Юдин П. И.** Эволюция фосфатонакопления.— В кн.: Эволюция осадочного процесса на континентах и океанах. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1981, с. 275—276.
- Юдин П. И.** Эволюция фосфатонакопления.— В кн.: Эволюция осадочного рудообразования в истории Земли.— М.: Наука, 1984, с. 87—95.
- Юдин П. И., Арсеньев А. А.** Фосфатность древних толщ юга Восточной Сибири.— М.: Наука, 1970.— 123 с.
- Яшин А. Л.** Перспективы открытия месторождений калийных солей на территории Сибири.— Геол. и геофиз., 1962, № 10, с. 3—19.
- Яшин А. Л.** О некоторых научных проблемах поисков фосфоритов и калийных солей в Сибири.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1964, т. 39, № 4, с. 1—14.
- Яшин А. Л.** Эволюция геологических процессов и фосфориты пограничных слоев докембрия — кембрия.— В кн.: Геология месторождений фосфоритов и проблемы фосфоритообразования. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1982, с. 13—14.
- Яшин А. Л., Ильин А. В., Еганов Э. А.** Основные проблемы древнего фосфатообразования.— В кн.: 27-й Международный геол. конгресс. Неметаллические полезные ископаемые. Т. 15. М.: Наука, 1984, с. 95—103.
- Borchert H., Muir R. O.** Salt deposits — the origin, metamorphism and deformation of evaporites.— L.: D. Van Nostrand Ltd., 1964.— 338 p.
- Cook P. J., McElhinny M. W.** A re-evaluation of the spatial and temporal distributions of sedimentary tectonics.— Econ. Geol., 1979, v. 74, N 2, p. 315—330.
- Cook P. J., Shergold J. H.** Proterozoic and Cambrian phosphorites of Asia and Australia.— In: Fertilizer mineral of Asia and the Pacific. Honolulu: E.—W. Resource Syst. Inst., 1980, p. 207—223.
- Krauss U. H., Saam H. G., Schmidt H. W.** International Strategic Minerals Inventory Summary Report — Phosphate. U. S. Geol. Surv. Circ. 930-C, 1984.— 41 p.
- Lotze F.** Steinsalz und Kalisalz. T. 1. Allgemeingeologischer Teil. B. Verl. Gebr. Borntraeger, 1957.— 465 S.
- Murray J., Renard A. F.** Deep sea deposits, scientific results of the exploration voyage of H. M. S. Challenger, 1872—1876. Challenger reports, Longmans.— L., 1981.— 525 p.
- Proterozoic and Cambrian phosphorites/Ed. P. J. Cook, J. H. Shergold.** Canberra: ANU press, 1979.— 106 p.
- Slansky M.** Géologie des phosphates sédimentaires.— Mém. Bur. rech. géol. et minières, 1980, v. 114, p. 92.
- World survey of phosphate deposits.** 3d ed.— L.: British Sulphur Corporation, 1981.— 180.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Фосфор в природе	6
Общие сведения о фосфоре и минералогии фосфатов	—
Фосфор в породах, осадках, организмах и природных водах	8
Распределение фосфора между геосферами Земли	14
Фосфор и жизнь (о биологической роли фосфора)	18
Фосфоритоносные бассейны и месторождения фосфоритов	27
Апатитоносные провинции и месторождения апатитов	81
Типы фосфоритоносных бассейнов, апатитоносных провинций и месторождений фосфатов	93
Условия формирования фосфатных месторождений и эволюция фосфатообразования в геологической истории	98
Калий в природе	120
Общие сведения о калии, калийных минералах, породах и рудах	—
Биологическая роль и круговорот калия в природе	127
Калиеносные бассейны и калийные месторождения	137
Типы калийных месторождений	171
Эволюция калийного осадконакопления	180
Литература	186

Александр Леонидович Яншин
Михаил Абрамович Жарков

ФОСФОР И КАЛИЙ В ПРИРОДЕ

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор издательства *А. М. Самсоенко*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *В. М. Рузайкин*
Технический редактор *С. А. Смординова*
Корректоры *Н. В. Лисина, С. В. Блинова*

ИБ № 30073

Сдано в набор 10.10.85. Подписано к печати 26.02.86. МН-01214. Формат 60×90^{1/16}. Бумага книжно-журнальная. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 12, Усл. кр.-отт. 12. Уч.-изд. л. 15. Тираж 1000 экз. Заказ № 950. Цена 2 р. 60 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука», Сибирское отделение, 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.

4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.