

ФОСФОРИТЫ И АПАТИТЫ СИБИРИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО
СИБИРСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
МИНИСТЕРСТВО ХИМИЧЕСКОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ СССР

ФОСФОРИТЫ И АПАТИТЫ СИБИРИ

Ответственные редакторы:

В. П. Казаринов, *Н. А. Красильникова*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск • 1980

УДК 553.64(571.1/5)

Фосфориты и апатиты Сибири. — Новосибирск:
«Наука», 1980. 232 с.

В монографии подробно описываются фосфорито- и апатитоносные формации, закономерности их формирования и размещения, выделяются перспективные территории. Дается экономическое обоснование дальнейшего направления геологоразведочных работ и предлагаются пути создания в Сибири сырьевой базы фосфатной промышленности.

Книга, являясь наиболее полной сводкой по фосфорито- и апатитоносным формациям Сибири, рассчитана не только на специалистов в области геологии агроруд, но и на всех исследователей, занимающихся вопросами лито- и рудогенеза.

Фосфориты и апатиты Сибири

Ответственные редакторы

Владимир Пантелеймонович Казаринов,

Наталья Александровна Красильникова

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор издательства *Е. А. Беляева, А. М. Самсоненко*

Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*

Художник *Н. А. Савельева*

Технический редактор *Г. Я. Герасимчук*

Корректоры *Л. Л. Михайлова, С. В. Блинова*

ИБ № 10411

Сдано в набор 17.01.79 Подписано к печати 03.03.80. МН-05227. Формат 70 × 108^{1/16}. Бумага множительных аппаратов. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 20.2 + бан-дероль. Уч.-изд. л. 35,5. Тираж 950 экз. Заказ № 397. Цена 6 р. 50 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Одно из главных условий повышения производительности и продуктивности сельского хозяйства — его широкая химизация и, в первую очередь, обеспечение минеральными удобрениями и кормовыми добавками. В связи с этим приняты решения о значительном расширении поисковых и разведочных работ на фосфориты и апатиты, особенно на территории Сибири.

Для обеспечения должной эффективности таких работ необходимо прежде всего обобщить и систематизировать все имеющиеся материалы по геологии фосфатного сырья и на основе применения установленных закономерностей размещения фосфатных руд наметить районы первоочередного поиска.

В соответствии с программой, намеченной на III совещании Сибирского отделения Междуведомственного литологического комитета в 1972 г., была составлена карта фосфоритоносных формаций Алтае-Саянской и Байкальской складчатых областей, опубликованная в монографии «Фосфоритоносные формации юга Сибири». Эта работа, выполненная геологами сибирских геологических управлений и научно-исследовательских институтов, а также ГИГХСа и ЛОПИ, позволила разработать метод для создания подобных обобщений. Указанная работа до сих пор является основой для планирования поисков фосфатного сырья в пределах данного региона.

Составление карты фосфатоносных формаций Сибири было начато в 1974 г. В данной работе дано описание всех выделенных фосфатоносных формаций и выделенных фосфорито- и апатитоносных бассейнов с анализом выявленных закономерностей временной и пространственной локализации руд, выделением перспективных районов и наметка последовательности и характера рекомендуемых поисково-разведочных работ.

В отличие от упомянутого обобщения по Алтае-Саянской и Байкальской складчатым областям предлагаемая работа охватывает всю Сибирь и все виды фосфатного сырья — фосфориты, апатиты, вивианиты. Кроме того, в ней впервые дана геолого-экономическая оценка фосфатного сырья Сибири и рассмотрены пути его освоения.

Работа выполнялась Западно-Сибирским, Красноярским, Якутским, Иркутским и Бурятским геологическими управлениями, Сибирским научно-исследовательским институтом геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГИМС), Государственным научно-исследовательским институтом горнохимического сырья (ГИГХС), Всесоюзным научно-исследовательским институтом нерудных полезных ископаемых (ВНИИГеолнеруд), Лабораторией осадочных полезных ископаемых АН СССР (ЛОПИ), Институтом геологии и геофизики СО АН СССР (ИГиГ СО АН СССР), Институтом геологии Якутского филиала СО АН СССР (ИГ ЯФ СО АН СССР), Восточно-Сибирским научно-исследовательским институтом геологии, геофизики и минерального сырья (ВостСибНИИГГИМС), Всесоюз-

вым Аэрогеологическим научно-производственным объединением «Аэрогеология», Сибирским научно-исследовательским институтом экономики сельского хозяйства СО ВАСХНИЛ, Всесоюзным научно-исследовательским институтом экономики минерального сырья и геологоразведочных работ (ВИЭМС), Научно-исследовательским институтом по удобрениям и инсектофунгицидам (НИУИФ). Научная и организационная координация осуществлялась СНИИГГИМСом.

Подготовка работы возглавлялась редакционной коллегией в следующем составе: **В. В. Барков**, В. И. Бгатов, В. И. Ботвинников, Г. М. Вировлянский, Е. К. Герасимов, Н. В. Григорьев, **Б. Г. Гуревич**, Е. Л. Данилин, Э. А. Еганов, В. П. Дрожжев, И. И. Егоров, Ю. Н. Занин, А. С. Зверев, В. М. Кандер, Р. Г. Матухин, В. Г. Матухина, Ю. В. Миртов, А. С. Михайлов, В. М. Мишнин, А. К. Мкртычян, П. В. Осокин, Д. К. Русанов, И. Н. Семейкин, **И. И. Синягин**, А. О. Смилкстын, Ф. Л. Смирнов, А. Н. Сухарина, Р. М. Файзуллин, Н. И. Юдин, А. Л. Яншин. Главные редакторы — **В. П. Казаринов**, Н. А. Красильникова. Редакторы — Г. М. Вировлянский, Э. А. Еганов, Р. Г. Матухин, В. Г. Матухина. В редактировании экономической части монографии принимали также участие В. И. Ботвинников, **И. И. Синягин**, Д. К. Русанов, апатитовой — Е. К. Герасимов. Научно-техническая подготовка материалов проведена в СНИИГГИМСе В. Г. Матухиной, В. М. Алтуховым, Ю. А. Барсовым, Е. К. Герасимовым, Т. Р. Григорьевой, А. А. Макаровичем, Р. Г. Матухиным, И. Г. Козыревой, М. В. Суховерховой, А. А. Федотенко.

Составлены следующие карты: Прогнозная карта на фосфатное сырье Сибири; Карта верхнедокембрийских — нижнекембрийских фосфоритоносных формаций Алтае-Саянской области; Карта фосфоритоносных и апатитоносных формаций западной части Кузнецкого Алатау и Горной Шории; Карта фосфоритоносной формации коры выветривания южного фаса Беллыкского Белогорья; Карта фосфорито- и апатитоносных формаций Восточного Саяна; Карта фосфоритоносных формаций среднего ордовика Сибирской платформы; Карта апатитоносных формаций Маймеча-Котуйской провинции; Карта апатитоносных формаций Алданского щита и его складчатого обрамления.

Монография разделена на две части — фосфориты и апатиты. В той и другой дано краткое описание выделенных фосфатоносных формаций — осадочных, осадочно-вулканогенных, магматических, метаморфических. Описаны фосфатоносные бассейны и апатитоносные провинции; дана характеристика выявленных закономерностей локализации фосфоритов и апатитов, перспективная оценка фосфатоносности как формаций, так и отдельных, связанных с ними массивов, месторождений, районов, которая подкреплена экономическим анализом известных в Сибири перспективных месторождений и районов с учетом потребности в минеральных удобрениях.

Вся выполненная работа основана на анализе состава и геологических позиций выделенных фосфатоносных формаций.

Под **фосфоритоносной формацией** понимается парагенетическая ассоциация одновозрастных осадочных горных пород, среди которых встречаются породы с повышенным содержанием фосфора и с которой связаны фосфоритовые месторождения. Кроме того, выделяются **потенциально фосфоритоносные формации**, по составу, возрасту и структурному положению близкие к фосфоритоносным, но в которых еще не выявлены фосфориты.

Апатитоносные формации делятся на две группы магматическую и метаморфическую.

Под *магматической апатитоносной формацией* понимается естественная комагматическая ассоциация изверженных пород, закономерно проявляющаяся в определенной геологической обстановке в ходе развития разновозрастных, но однотипных геотектонических элементов земной коры, вмещающих промышленные или непромышленные апатитовые месторождения. Потенциально апатитоносная магматическая формация — это формация, по набору слагающих ее пород аналогичная апатитоносным магматическим формациям, но в которой пока не выявлены апатиты.

Метаморфическая апатитоносная формация — парагенезис метаморфически измененных пород, с которыми связаны промышленные или непромышленные скопления апатита. К потенциально апатитоносным метаморфическим формациям относятся формации, аналогичные известным апатитоносным метаморфическим формациям, в которых еще не выявлена апатитоносность.

Кроме перечисленных выделена *формация коры выветривания*, под которой понимается комплекс пород, включающий структурный элювий и продукты его ближнего перерождения.

Кроме того, в работе приняты следующие дополнительные понятия:
фосфорит — осадочная горная порода, содержащая более 5% P_2O_5 ;

фосфатсодержащая порода — содержание P_2O_5 1,5—5%;

фосфорито-, апатитопоявление — фосфорит- или апатитсодержащая порода с неясными параметрами;

фосфоритовая или апатитовая руда — порода, имеющая такое содержание фосфора, которое обеспечивает техническую возможность (при экономической допустимости) извлечения фосфата в промышленном количестве;

месторождение фосфоритовой или апатитовой руды — такое природное скопление той или иной руды, которое технически возможно (при экономической допустимости) разрабатывать на данном уровне производительных сил; к крупным месторождениям отнесены месторождения, имеющие запасы P_2O_5 более 30 млн. т, к средним — 10—30 млн. т и к мелким — менее 10 млн. т;

фосфоритоносные бассейны — структурная единица земной коры, характеризующаяся общими чертами геологического строения, в пределах которой концентрируются разновозрастные и однотипные фосфоритовые формации;

apatитоносные провинции — структурная единица земной коры, характеризующаяся проявлением апатитового оруденения, образовавшегося в течение одного или нескольких тектоно-магматических циклов.

Весь материал по апатито- и фосфоритоносности показан на карте на структурно-тектонической основе, заимствованной из «Тектонической карты Евразии» масштаба 1 : 5 000 000 (1966 г.) под редакцией акад. А. Л. Яншина.

На карте контуром с цветной штриховкой выделены перспективные районы с указанием направления геологоразведочных (общие и детальные поиски, поисково-оценочные работы, предварительная и детальная разведка) и прогнозных работ. Малоперспективные площади на карте не выделяются.

На картах отдельных районов развития фосфорито- и апатитоносных формаций (Приложения 2—8) показываюцца детали строения формаций, особенности их литологии, геохимии, распределения фосфоритов и апатитов, геохимические индикаторы фосфатоносности (литогеохимические ореолы рассеяния фосфора, наличие Mn, V и др.). Масштаб этих карт дал возможность прогнозную нагрузку показать более детально: выделить площади для проведения тематических и прогнозных работ, общих и детальных поисков, поисково-оценочных работ, предварительной и детальной разведки.

СОСТОЯНИЕ СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ ФОСФАТНОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ

Решающим фактором развития сельскохозяйственного производства является его интенсификация на базе химизации. Поэтому особое значение придается ускоренному развитию отечественной туковой промышленности. В годы девятой пятилетки Советский Союз вышел на первое место в мире по производству минеральных удобрений. За период 1966—1975 гг. их выпуск увеличился в 2,5 раза и достиг в 1977 г. 96,7 млн. т усл. ед. В 1980 г. объем производства данной продукции вырастет до 143 млн. т (Материалы XXV съезда КПСС. М., Политиздат, 1976, с. 184). Однако для полного удовлетворения потребности сельского хозяйства страны этого еще недостаточно. Вносимые дозы минеральных удобрений пока весьма низки, особенно в Сибири. Их количество лишь на 5—10% компенсирует вынос с урожаем питательных веществ из почвы. В наибольшей степени наблюдается дефицит фосфорсодержащих минеральных удобрений, что обусловлено недостаточной добычей и переработкой фосфоритов и апатитов. Недостаток фосфора в почвах Сибири нарушает баланс питательных веществ в почвах и является одной из причин медленного подъема урожайности сельскохозяйственных культур. При неполном обеспечении почв подвижным фосфором снижается эффективность использования в растениеводстве азотных и калийных удобрений, а также усиливается отрицательное влияние засух.

Для удовлетворения потребности Сибири в продовольствии и сельскохозяйственном сырье, а также для сохранения рядом сибирских областей роли крупного поставщика зерна и другой сельскохозяйственной продукции для нужд всей страны ставится задача увеличить в несколько раз их производство, что будет решаться в основном за счет повышения урожайности сельскохозяйственных культур. По расчетам Сибирского научно-исследовательского института экономики сельского хозяйства ВАСХНИЛ (СибНИИЭСХ) урожайность зерновых культур в Сибири по сравнению с уровнем последних лет может быть увеличена в 2—2,4 раза, т. е. до 22—25 ц/га. В Восточной Сибири урожайность картофеля может составить 175—200 ц/га, в Западной Сибири — 200—220 ц/га; овощей соответственно 220—250 и 300—320 ц/га. Более высокими темпами в Сибири должно расти производство кормов для животноводства. Урожайность силосных культур целесообразно увеличить со 100—120 до 200—240 ц/га, сена, сеяных трав с 11—16 до 25—37 ц/га, корнеплодов с 80—100 до 300—330 ц/га. Такой рост урожайности возможен лишь при повышении плодородия почв за счет достаточного количества необходимых для растений питательных веществ и влаги и, в первую очередь, подвижного фосфора. Так, например, использование фосфорсодержащих удобрений в оптимальных дозах совместно с азотными и калийными позволяет достичь окупаемости рубля затрат при возделывании яровой пшеницы до 1,9—2,6 руб. Внесение 1 ц P_2O_5 дает прибавку урожая 4,2—6,0 ц зерна. Припосевное (рядковое) внесение фосфатных удобрений увеличивает уро-

Таблица 1

Потребность сельского хозяйства Сибири в фосфорсодержащих минеральных удобрениях и кормовых фосфатах на ближайшую перспективу

Регион	Фактическое потребление в 1975 г. (тыс. т. P_2O_5)	Потребность на 1980 г.	
		тыс. т. P_2O_5	рост по отношению к 1975 г.
Западная Сибирь	156	710	в 4,6 раза
Восточная Сибирь	63	365	в 5,8 раза
Итого по региону	219	1075	в 4,9 раза
Доля региона в общесоюзной потребности, %	4,6	9,8	

Примечание. Рассчитано по материалам Министерства сельского хозяйства и данным СибНИИЭСХ СО ВАСХНИЛ с учетом возможного производства.

жай зерна на 1,0—2,5 ц/га с окупаемостью затрат 3,6—6,9 руб. Наибольший эффект, по сравнению с другими видами удобрений, они дают в южной лесостепи и степи.

Для получения планируемой урожайности сельскохозяйственных культур с учетом почвенно-климатических и других условий (рис. 1) необходимо будет значительно увеличить поставки в Сибирь фосфорсодержащих удобрений (табл. 1).

Как видно из приведенной таблицы, в ближайшем будущем потребность Сибири в фосфорсодержащих удобрениях и кормовых фосфатах возрастет в 4,9 раза против фактического их потребления в 1975 г. В то же время общесоюзная потребность вырастет лишь в 2,3 раза. В результате доля Сибири в общей потребности СССР увеличится с 4,6 до 9,8%.

Учитывая недостаток фосфора в общем балансе питательных веществ, с 1971 г. начато ускоренное развитие производства фосфорсодержащих минеральных удобрений. Так, если в восьмой пятилетке объем выпуска всех удобрений вырос на 77,3%, а фосфорных на 56,4%, то уже в 1971—1975 гг. при общем увеличении объема производства минеральных удобрений на 62,5% рост фосфорных составил 78%. Аналогичная тенденция должна сохраниться и в дальнейшем.

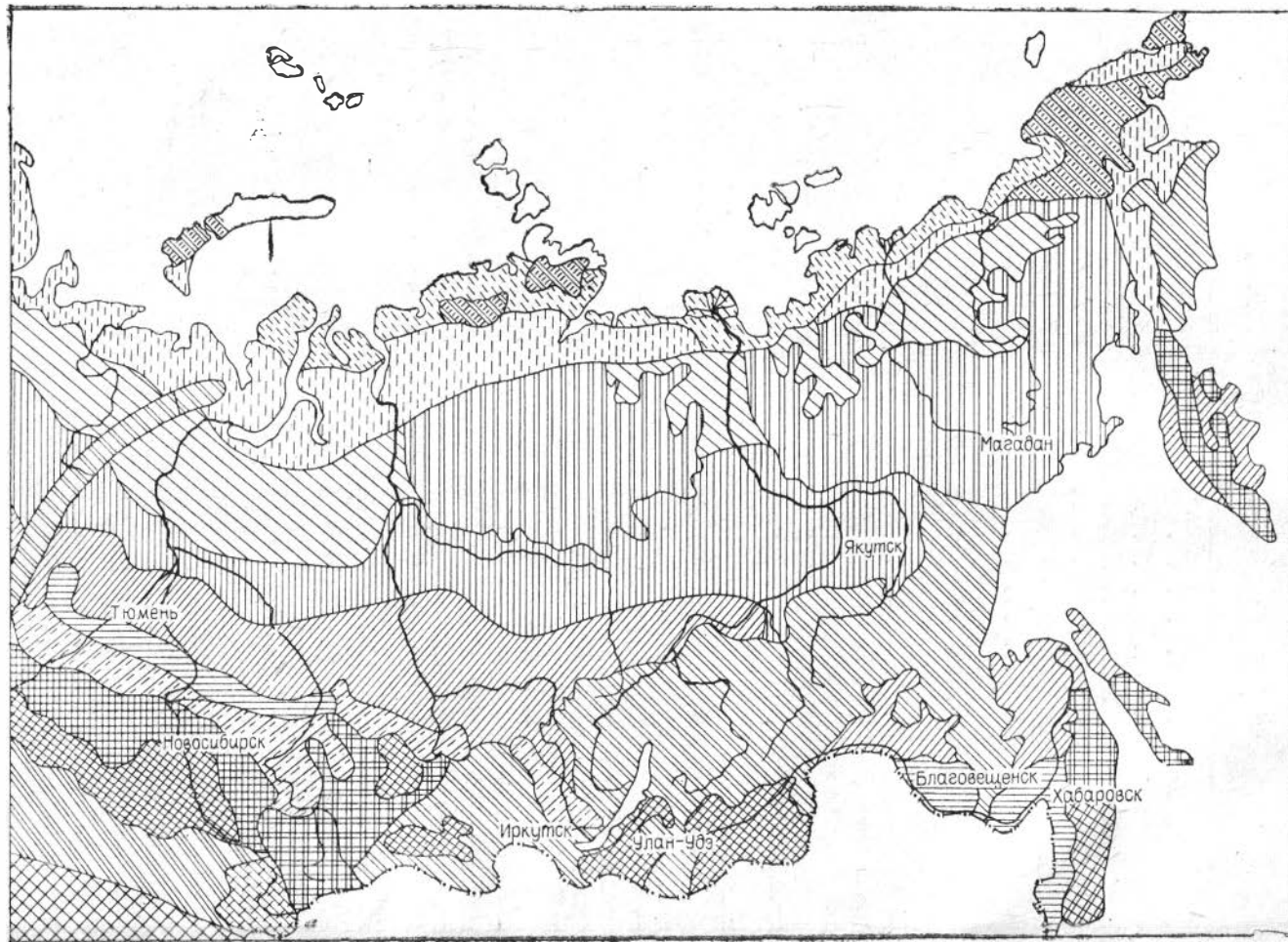
С ростом спроса на фосфорсодержащие удобрения и кормовые добавки потребность в фосфатном сырье также значительно увеличивается. По стране она вырастет в 2—2,3 раза, а по Сибири в 2,8—3 раза (табл. 2)

Таблица 2

Потребность Сибири в фосфатном сырье на перспективу*, тыс. т P_2O_5

Потребители фосфатного сырья	Фактически потреблено в 1975 г.	Потребность на 1980 г.
Производство фосфорсодержащих удобрений и кормовых фосфатов для сельского хозяйства (включая фосфоритную муку)	219	1075
Прочие потребители (включая потери при переработке и транспортировке)	121	580
Итого	340	1655
В том числе :		
Западная Сибирь	260	1090
Восточная Сибирь	80	565

* Без учета потерь при добыче и обогащении.



- 1
- ▨ 2
- ▧ 3
- ▩ 4
- 5
- 6
- ▬ 7
- ▭ 8
- ▮ 9
- ▯ 10
- ▰ 11
- ▱ 12
- ▲ 13
- △ 14
- ▴ 15
- ▵ 16
- ▶ 17

Приведенные в табл. 2 данные показывают, что Сибирь уже в ближайшем будущем должна стать крупным потребителем фосфатного сырья.

Ускоренное развитие производства фосфорсодержащих удобрений, химических добавок к кормам и увеличение спроса на сырье потребует значительного расширения фосфатной сырьевой базы и вовлечения в промышленную переработку новых видов сырья. С особой остротой эта проблема встает в Сибири, где пока нет предприятий, добывающих фосфатное сырье и вырабатывающих фосфорсодержащие удобрения. Ввод в действие строящегося здесь Забайкальского горнообогатительного комбината намечается лишь в одиннадцатой пятилетке. Но он не сможет полностью удовлетворить потребности сельского хозяйства региона в рассматриваемых удобрениях. Пока же Сибирь их получает с предприятий Центрального, Центрально-Черноземного, Прибалтийского, Поволжского, Среднеазиатского, Казахстанского и Уральского экономических районов. Хотя удельный вес затрат на единицу питательных веществ ежегодно снижается за счет качественного изменения структуры поставок (в 1970—1975 гг. удельный вес простого и двойного суперфосфата в их объеме снизился с 80 до 54%, уступив частично место сложным удобрениям — фосфату аммония, нитроаммофоске и нитрофоске), все же в дальнейшем обеспечивать потребность Сибири как в фосфорсодержащих удобрениях, так и в фосфатном сырье за счет дальних поставок будет совершенно нецелесообразно. Во-первых, из-за огромного объема перевозок, во-вторых, районы вывоза не будут иметь избыточных мощностей по выпуску такой продукции, в-третьих, фосфорсодержащие удобрения так же, как и фосфатное сырье в силу их массового и повсеместного потребления, а также сравнительно малой транспортабельности с экономических позиций нерационально подвергать дальним перевозкам. Их стоимость франко-поле значительно увеличивается. Так, например, стоимость 1 т апатитового концентрата, полученного на производственном объединении «Апатит», в результате транспортировки становится дороже в Новосибирске на 45%, Иркутске — на 60, Чите — на 75%. Транспортные затраты на перевозку 1 т минеральных удобрений из европейской части страны составляют для Западной Сибири от 2 до 9 руб., Восточной Сибири — от 9 до 15 руб., а при транспортировке из Казахстана они соответственно равны 3—6 и 6—12 руб.

По расчетам ВНИИгеолнеруда (Шаманский, 1975) в целом по СССР транспортные затраты (по себестоимости) на перевозку фосфатного сырья составляют более половины от затрат на их разведку, добычу и переработку. А стоимость перевозок фосфорсодержащих минеральных удобрений в Сибирь значительно превышает ежегодные затраты, выделяемые на разведку фосфатов в этом регионе. Кроме того, по подсчетам специалистов Государственного проектного института горной химии (Госгорхимпроект) перспективный спрос на фосфатное сырье за счет разведанных и прогнозных запасов его только в европейской части СССР и Казахстане полностью обеспечиваться не будет.

Вследствие такого положения возникают объективные предпосылки создания новой фосфатно-сырьевой базы в Сибири. Она должна будет

Рис. 1. Схема почвенно-климатических зон Сибири и Дальнего Востока (по В. С. Немчинову, 1957).

1 — полярные пустыни; 2 — тундра (а — арктическая, б — типичная); 3 — тайга северная (глево-подзолистые почвы); 4 — тайга средняя (подзолистые почвы); 5 — смешанные леса и южная тайга (дерново-подзолистые почвы); 6 — лиственные леса (дерновые и дерново-глебовые почвы); 7 — лесостепь (черноземы выщелоченные мощные и тучные); 8 — типичная степь (черноземы обыкновенные и южные); 9 — южная степь (темно-каштановые и каштановые почвы); 10 — полупустыни (светло-каштановые и бурые почвы); 11 — северные пустыни (серо-бурые пустынные почвы и сероземы малокарбонатные); 12—17 — зоны: 12 — тундровые (горно-тундровые почвы); 13 — северотаежные (горно-тундровые и горно-подзолистые почвы); 14 — средне- и южнотаежные (горно-подзолистые и горно-тундровые почвы); 15 — лесные (серые лесные, дерновые и горно-подзолистые почвы); 16 — южные лесные (бурые горно-лесные и горно-луговые почвы); 17 — северные пустынно-степи (горно-каштановые, горно-черноземные и горно-пустынные почвы).

удовлетворять не только свои нужды, но и потребности других районов страны.

Советский Союз располагает значительными разведанными ресурсами фосфатного сырья, которое представлено апатитами, фосфоритами и комплексными апатитсодержащими рудами. На начало 1977 г. учтены запасы в 15,2 млрд. т руды, или 1,92 млрд. т в пересчете на 100% P_2O_5 по категориям $A + B + C_1 + C_2$. Кроме того, более 4,1 млрд. т относится к группе забалансовых. Основные запасы сырья (31,5% P_2O_5) размещены на Кольском полуострове (Хибинская группа месторождений) и на юге Казахстана — в бассейне Каратау (23,5% P_2O_5). В составе фосфатных ресурсов 31,5% приходится на апатит-нефелиновые руды, 61% — на фосфориты, 5,7% — на комплексные апатитсодержащие руды и 1,8% — на апатиты.

По объему разведанных запасов фосфатных руд СССР стоит на втором месте в мире после Марокко, а по ресурсам апатитсодержащих руд, пользующихся наибольшим спросом на мировом рынке, занимает ведущее положение. Однако по качеству сырья руды СССР беднее, а фосфориты более труднообогатимые. Отметим, что разведанные запасы фосфатного сырья в СССР растут относительно высокими темпами. За последние 20 лет ресурсы апатит-нефелиновых руд увеличились более чем в 4 раза, фосфоритов — в 11 раз.

В Сибири к 1978 г. учтено шесть месторождений с запасами фосфатных руд промышленных категорий 2,33 млрд. т (135,7 млн. т P_2O_5), т. е. 15,3% всех разведанных ресурсов СССР. Из них по промышленным типам одно месторождение (Ошурковское) относится к апатитовому и три (Белкинское, Телекское и Сейбинское) — к фосфоритовым. Два месторождения (Белозиминское и Кручининское) содержат комплексные апатитовые руды.

Кроме того, на территории Сибири имеются мелкие месторождения фосфоритов, не имеющие пока практического значения. Все разведанные месторождения, кроме Белкинского, находятся на юге Восточной Сибири и включают в себе 92% из подсчитанных по Сибири промышленных запасов фосфатных руд.

Плотность их по сравнению с этим же показателем по СССР невелика — на 1 км² территории Сибири приходится лишь 7,2 т руды, против 62 т по СССР. Плотность запасов на 1 га пашни здесь ниже, чем по СССР, в 2 раза. Среднее содержание пятиоксида фосфора в сибирских рудах также уступает этому показателю по СССР.

Для характеристики руд разведанных месторождений Сибири приведем некоторые сведения из требований промышленности к качеству фосфатного сырья.

Оценка руд для производства суперфосфата лимитируется содержанием P_2O_5 (не менее 28%), CO_2 (не более 5—6%), MgO и Fe_2O_3 (Требования промышленности к качеству минерального сырья, 1959). Сложные и концентрированные удобрения создаются на основе экстракционной фосфорной кислоты (ЭФК). Качество сырья для получения последней определяется для руд каждого конкретного месторождения на основании технологических исследований.

Сырье, используемое для производства желтого фосфора методом электровозгонки, должно содержать 23—25% P_2O_5 , не более 3% Fe_2O_3 , 35—45% CaO . Существуют требования к гранулометрическому составу — в производство может поступать лишь кусковой материал размером 10—50 мм.

Для производства фосфоритной муки, идущей как непосредственное удобрение, основным показателем является содержание в сырье P_2O_5 (не менее 19%), четвертая часть которого должна быть представлена в лимонно-растворимой форме.

Приведенные требования технологии переработки к фосфатному сырью являются общими и не определяют пути использования фосфатных руд конкретного месторождения. Для этого необходимо проведение специальных технологических исследований, позволяющих разработать технические требования с учетом особенностей руды.

Указанным требованиям фосфатные руды, как правило, не удовлетворяют, в связи с чем проводится их обогащение различными методами. Более эффективно обогащаются апатитовые руды, труднее и менее эффективно — фосфоритовые.

Из изложенного вытекает, что содержание полезного компонента в апатитовых рудах, относимых к промышленно интересным, может быть ниже, чем в фосфоритовых. Так, в апатитовых рудах Ошурковского месторождения содержание P_2O_5 составляет лишь 3,87%, в комплексных апатит-магнетитовых рудах Ковдора — около 7%.

Возможный нижний предел содержания P_2O_5 в апатитовых рудах определяется тем, что в настоящее время в отходах обогатительных фабрик в Хибинах его содержится около 2%.

Применение различных методов обогащения фосфоритов связано с химико-минералогическим составом и текстурно-структурными особенностями их. В настоящее время успешно обогащаются бедные (6—7% P_2O_5) ракушечные руды Прибалтийских месторождений и вместе с тем пока не найдено рационального обогащения относительно богатых микрочернистых фосфоритных руд Каратау (23% P_2O_5).

Большое значение для геолого-экономической оценки фосфатного сырья имеет комплексность его состава и возможность использования попутных полезных ископаемых, что нашло выражение в отдельном учете запасов комплексных апатитовых руд.

Исходя из изложенных требований, можно заключить, что качество разведанных запасов апатитов и фосфоритов в Сибири невысокое и руды требуют обогащения. Так, на Ошурковском месторождении апатитовая руда содержит в среднем 3,87% P_2O_5 , что гораздо ниже, чем на всех известных месторождениях страны. Но этот тип руды хорошо обогащается флотацией, дающей апатитовый концентрат, содержащий 35% P_2O_5 при коэффициенте извлечения 75—80%. Такой концентрат пригоден для производства любых (в том числе водорастворимых) видов фосфорсодержащих удобрений.

На Белозиминском месторождении выделяются коренные руды со средним содержанием P_2O_5 4,2% и россыпные руды (кора выветривания), содержащие 6,4—11,7% P_2O_5 . При обогащении россыпных руд получается апатитовый концентрат, содержащий 35% P_2O_5 , пригодный для производства водорастворимых удобрений. Коренные руды обогащаются с трудом по более сложной схеме; тем не менее из них тоже получается 35%-ный апатитовый концентрат и промежуточный апатит-кальцитовый продукт с 27%-ным содержанием P_2O_5 .

На Белкинском месторождении выявлено два типа фосфоритов: первичные карбонатные тонкокристаллические и вторичные остаточно-метасоматические. Первые обогащаются методом обжига руды с последующим гашением и дешламизацией в гидроциклоне. Из руд с 10% P_2O_5 получается концентрат, содержащий 30—32% P_2O_5 , пригодный для производства удобрений. Вторичные руды характеризуются повышенным содержанием лимонно-растворимого фосфора, пригодны для переработки на фосфоритную муку. При обогащении же этих руд, содержащих 19—24% P_2O_5 , получается фосфоритный концентрат, содержащий 33—35% P_2O_5 при очень низком его извлечении (24%). Трудная обогатимость руд сдерживает разведку Белкинского месторождения.

Телекское месторождение содержит в остаточно-метасоматических фосфоритах 14,1% P_2O_5 . Фосфориты имеют высокое содержание окислов

железа, которое при обогащении почти не снижается, в связи с чем концентрат непригоден для производства желтого фосфора.

Таким образом, промышленная ценность разведанных месторождений фосфатного сырья Сибири невысока, поскольку они либо имеют небольшие запасы, либо характеризуются небогатými или труднообогатимыми рудами.

В последние годы в Сибири открыты новые фосфатоносные провинции и бассейны, в пределах которых выявлены месторождения апатитов (Маймеча-Котуйская и Алданская провинции) и фосфоритов (Окинский район).

В пределах Маймеча-Котуйской провинции наибольший интерес как по масштабам оруденения, так и по качеству сырья представляют карбонатитовые массивы Ессей, Маган и Ыраас (Егоров, 1974). Предварительные испытания в лабораторных условиях показали, что руды массива Ессей хорошо обогащаются и дают апатитовый концентрат с 36—39% P_2O_5 при извлечении 80—95%. Руды массивов Маган и Ыраас тоже хорошо обогащаются до 35—39% P_2O_5 в концентрате с извлечением 80—95%. Все это позволяет надеяться, что потенциальные ресурсы фосфатного сырья в Маймеча-Котуйской провинции в целом весьма велики, однако она расположена в заполярном, необжитом районе с вечной мерзлотой, что затрудняет ее освоение.

Алданская апатитоносная провинция размещена в зоне, тяготеющей к БАМу. Наибольший интерес представляет здесь Селигдарское месторождение апатита, в руде которого содержится в среднем 6,2% P_2O_5 . Предварительные технологические испытания в лабораторных условиях показали возможность получения из руды кондиционного апатитового концентрата с 31—34% P_2O_5 с извлечением до 60—65% P_2O_5 ; руда является труднообогатимой.

В Окинском районе наибольшее промышленное значение имеют Ухагольское и Боксонское месторождения фосфоритов, содержащие в руде соответственно в среднем 23,5 и 8,85% P_2O_5 . Боксонское месторождение характеризуется повышенным содержанием окиси магния — до 15,8%. Предварительные испытания показали, что из руд этих месторождений можно получать фосфоритный концентрат с 25,7—28,5% P_2O_5 при извлечении 77—80%. Оба месторождения расположены в высокогорной труднодоступной для освоения местности.

Размещение производства фосфатного сырья в СССР отличается чрезвычайной неравномерностью. Около 90% всего объема добычи руды и получения готовой продукции сосредоточено на двух производственных объединениях — «Апатит» и «Каратау». Кроме того, функционируют Подмосковский горнохимический завод, производственное объединение «Фосфорит», Брянский фосфоритный завод, Верхнекамский фосфоритный рудник и Маардуский химический завод. Почти все эти предприятия, исключая производственное объединение «Каратау», размещены в европейской части страны. В Сибири и на Дальнем Востоке действующих предприятий нет.

Основной продукцией фосфатных предприятий СССР является апатитовый концентрат, фосфоритная мука сухого помола, фосфоритный флотационный концентрат и товарная руда (Каратау). Наибольший удельный вес занимает апатитовый концентрат, из которого вырабатывается более 80% всех фосфорсодержащих удобрений. Фосфоритная мука и флотационный концентрат с 28% P_2O_5 , производимые на производственном объединении «Каратау», направляются на химические заводы для выработки удобрений кислотным методом; товарная фосфоритная руда класса 10—50 мм с 23% P_2O_5 идет на термическую переработку в желтый фосфор; фосфоритная мука горнохимических предприятий (Подмосковного, Верхнекамского, Брянского) со средним содержанием 19—22% P_2O_5 по-

ставляется сельскому хозяйству для непосредственного внесения в почву (Гиммельфарб, 1965; Цыпина и др., 1975).

За годы девятой пятилетки выпуск апатитового концентрата вырос на 138%, фосфоритного сырья тонкого помола, флотационного концентрата и товарной руды — в 2,6 раза. Производство фосфоритной муки для непосредственного внесения в почву осталось на уровне восьмой пятилетки, что объясняется малой эффективностью такого вида удобрений.

Техническая оснащенность отечественных предприятий находится на современном мировом уровне. Добыча руды ведется в основном открытым способом. Подземная разработка месторождений осуществляется в производственном объединении «Апатит», где этим способом добывается около 36% апатит-нефелиновой руды, и на руднике «Молодежный» в бассейне Каратау.

Рост потребности страны в фосфатном сырье обуславливает необходимость быстрого развития его производства. В период до 1980 г. будут развиваться в основном действующие предприятия. Намечается провести широкий комплекс мероприятий по их расширению, реконструкции и техническому перевооружению, что позволит покрыть значительную часть потребности народного хозяйства страны в фосфатном сырье. Для полного обеспечения спроса на фосфор предполагается ввести в действие новые предприятия, однако ведущую роль в добыче и переработке рассматриваемого сырья по-прежнему будут играть производственные объединения «Апатит» и «Каратау».

Ввод в эксплуатацию новых участков и месторождений обусловит значительное изменение технико-экономических показателей горнодобывающих и обогатительных предприятий. Так, например, ухудшение горно-геологических условий приведет к увеличению объема переработки горной массы к 1980 г. на 55%, расходного коэффициента — на 10%. В результате этого темпы роста основных производственных фондов будут значительно опережать темпы роста валовой продукции, что повлечет за собой рост фондоемкости и снижение фондоотдачи горнодобывающих предприятий. Вовлечение в переработку бедных руд, переход на отработку более глубоких горизонтов, ухудшение горнотехнических условий вызовут увеличение капитальных и эксплуатационных затрат (табл. 3).

Как видно из данных, приведенных в табл. 3, экономические показатели вновь осваиваемых месторождений значительно уступают аналогичным показателям тех месторождений, которые эксплуатируются производственным объединением «Апатит». Влияние неблагоприятных природных факторов как в десятой пятилетке, так и позже будет компенсироваться повышением технического уровня фосфатных предприятий, но в целом рентабельность производства фосфатного сырья снизится. Это неизбежный процесс. В этих условиях роль Сибири в обеспечении потребности народного хозяйства в фосфатном сырье после 1980 г. значительно возрастет.

Подавляющая часть фосфатного сырья (более 70%) идет на производство фосфорсодержащих удобрений и кормовых фосфатов. Незначитель-

Таблица 3

Основные технико-экономические показатели освоения некоторых месторождений фосфатного сырья, %

Месторождение	Удельные капитальные затраты на 1 т P_2O_5	Себестоимость 1 т P_2O_5	Приведенные затраты на 1 т P_2O_5
Хибинская группа (эксплуатируемые)	100	100	100
Чилисайское	120	170	150
Ошурковское	210	330	280
Белкинское	240	290	270
Телекское	190	215	200
Тоолсе	215	280	250
Белозиминское	210	180	195

Динамика производства минеральных удобрений в СССР*, тыс. т. усл. ед.

Удобрения	Годы				
	1960	1965	1970	1975	1980 (план)
Всего	13 900	31 250	55 400	90 180	143 000
В том числе:					
азотные	4 900	13 300	26 440	41 620	65 900
фосфорсодержащие	4 900	8 550	13 370	23 800	47 300
калийные	2 600	5 690	9 820	19 090	26 000
фосфоритная мука	1 500	3 690	5 710	5 570	3 700
борные	—	20	60	100	100

* Составлено по материалам XXV съезда КПСС и ЦСУ СССР.

ное количество расходуется на выработку фосфорных солей, заметная доля поставляется на экспорт.

Производство минеральных удобрений в СССР практически начало развиваться лишь в годы Советской власти. Особенно быстрыми темпами оно росло последние 15—20 лет. В 1960 г. вырабатывалось 13,9 млн. т условных туков, в 1975 — 90,2 млн. т, т. е. за период 1960—1975 гг. выросло в 6,5 раза (табл. 4). В течение десятой пятилетки прирост годового объема производства минеральных удобрений составит 53 млн. т, что почти равно годовому выпуску этой продукции, достигнутому в стране в 1970 г.

Как видно из табл. 4, значительная часть минеральных удобрений приходится на фосфорсодержащие. Их выработка (включая фосфоритную муку) с 1960 по 1975 г. увеличилась с 6,4 до 29,4 млн. т, т. е. в 4,6 раза. Среднегодовые темпы роста за этот период составили 10,2%.

В настоящее время в нашей стране вырабатываются разнообразные удобрения. Наибольший удельный вес занимают простой и двойной суперфосфат, аммофос, нитроаммофоска и нитрофоска. Важной тенденцией в структуре их производства является непрерывное увеличение удельного веса удобрений с повышенным содержанием полезного компонента. В последнее время наращивается выпуск концентрированных и сложных удобрений, что обеспечивает экономию на их транспортировке и повышает эффективность при внесении в почву.

Предприятия по выпуску удобрений сосредоточены в основном в наиболее развитых в сельскохозяйственном отношении экономических районах.

В основных направлениях развития народного хозяйства СССР на 1976—1980 гг. определены главные задачи развития производства минеральных удобрений и кормовых фосфатов. Они состоят в ускоренном наращивании мощностей по выпуску концентрированных и сложных удобрений в основном в гранулированном виде, пригодных для bestарной перевозки специализированными средствами транспорта и сухого тукоsmешения. Сельское хозяйство страны получит за 1976—1980 гг. на 145 млн. т удобрений больше, чем в 1971—1975 гг., а поставки высококонцентрированных и сложных удобрений достигнут 85—87% (Материалы XXV съезда КПСС. М., Политиздат, 1976, с. 181—182).

Содержание питательных веществ в минеральных удобрениях повысится к 1980 г. до 40%, доля фосфорных удобрений достигнет 35%. При этом общая поставка фосфорсодержащих удобрений сельскому хозяйству к 1980 г. увеличится почти в 2 раза и составит около 40,3 млн. т (Борченко, 1976).

К 1980 г. будет налажено производство жидких комплексных удобрений, содержащих больше питательных веществ и лучше распределяющихся в почве, чем сухие. К тому же они позволяют полностью механизировать их транспортировку, хранение и внесение в почву. При этом потери значительно сокращаются. В текущем пятилетии многие культуры будут обеспечиваться удобрениями в оптимальных дозах.

Изменения в ассортименте производимых удобрений и использование разнообразных видов фосфатного сырья существенно повлияло на технологию его переработки. В настоящее время известно четыре способа переработки фосфатного сырья на минеральные удобрения: кислотный, термический, гидротермический и простое механическое перемалывание на фосфоритную муку для непосредственного внесения в почву. Выбор того или иного способа в основном определяется качеством исходного сырья.

Наиболее распространен процесс сернокислотного разложения фосфатного сырья. В результате получается экстракционная фосфорная кислота — основной полупродукт для получения концентрированных фосфорсодержащих удобрений (двойного суперфосфата, преципитата и др.). Расход серной кислоты (100%-ной концентрации) на 1 т P_2O_5 фосфорной кислоты в зависимости от качества фосфатов составляет примерно 2,4—3,6 т.

В последние годы начинает широко распространяться азотнокислотное разложение фосфатов, в процессе которого получается раствор, содержащий в своем составе нитрат кальция и фосфорную кислоту. Соотношение питательных веществ (азота и фосфора) в полученном нитрофосфате регулируется в технологическом процессе путем изменения расхода азотной кислоты, используемой для разложения фосфатного сырья. Этот продукт является основой получения нитрофосфата, используемого в дальнейшем для получения сложных удобрений.

Перспективным является термический способ переработки фосфатов путем электровозгонки фосфора и окисления его с последующей гидратацией образующегося фосфорного ангидрида. При таком способе несколько понижены требования к содержанию P_2O_5 и вредных примесей в исходном фосфатном сырье, а получаемая фосфорная кислота отличается особой чистотой. Применение термического способа позволяет использовать ресурсы более низкосортных фосфоритовых руд, которые в перспективе займут значительное место в добыче описываемого сырья.

Гидротермическая переработка используется для получения обесфторенных фосфатов для животноводства путем спекания или плавления природных фосфатов с обесфториванием и гидратацией.

Производство экстракционной фосфорной кислоты в настоящее время осуществляется главным образом дигидратным способом, позволяющим получать кислоту концентрацией 28—32% P_2O_5 . В десятой пятилетке все новые производства по выпуску экстракционной фосфорной кислоты на базе использования апатитового концентрата будут вводиться в более прогрессивном полугидратном режиме.

В настоящее время в Институте физико-химических основ переработки минерального сырья (ИФХИМС) СО АН СССР разрабатывается новый способ изготовления активированной фосфоритной муки путем сверхтонкого измельчения, который, как показывают опыты СО ВАСХНИЛ, переводит в усваиваемую форму около 80% всей ее массы. Новая технология довольно проста и применима на любом мелком месторождении. При ее внедрении может быть успешно решена проблема использования в народном хозяйстве многих неосваиваемых из-за малых запасов месторождений фосфоритных руд.

Таким образом, СССР по объему производства минеральных удобрений уже занял ведущее место в мире. Повысилось качество и ассортимент продукции. Стало возможным значительное количество фосфорсодержа-

щих удобрений выделять под зерновые, картофель, овощи, кормовые и другие культуры. Произошли сдвиги и в размещении производства фосфорсодержащей продукции. Теперь возникла тенденция приближения химических заводов к источникам сырья. Усовершенствована технология переработки фосфатов, что позволяет использовать сырье более низкого качества и тем самым расширить круг осваиваемых месторождений. Все это свидетельствует о том, что сложились объективные предпосылки для развития добычи и переработки фосфоритов и апатитов в Сибири. Создание новой минерально-сырьевой базы фосфатной промышленности позволит коренным образом изменить сложившуюся схему транспортно-экономических связей, высвободить транспортные средства, приблизить производство минеральных удобрений к источникам сырья и потребителям, создать благоприятные условия химизации сельского хозяйства и роста урожайности продуктов земледелия в Сибири, тем самым получить для народного хозяйства значительный экономический эффект.

Задача геологов Сибири состоит в том, чтобы усилить поиски крупных месторождений с легкообогатимыми рудами в осваиваемых районах, в первую очередь тяготеющих к трассам железнодорожных магистралей. Для поликомпонентных месторождений целесообразно одновременно с разведкой осуществлять технологические исследования по комплексной переработке руд. Важно проводить качественную оценку фосфатов, выделять участки для открытой добычи.

ФОСФОРИТЫ

ФОСФОРИТОНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ

В основу прогнозирования фосфоритовых руд положено утверждение о том, что слои фосфоритов залегают только в окружении вполне определенного набора горных пород. Такие наборы пород, слагающие геологические тела разных размеров и формы, описываются как *геологические формации*. Одинаковые формации могут вмещать сходные залежи одинаковых полезных ископаемых. На этом и основан формационный метод прогноза. В формацию включаются объекты (слои, массивы или их сочетания), которые могут очень отличаться по составу, но все они должны обнаруживать устойчивое сонахождение с фосфоритами. Отсутствие таких объектов в разрезе при всем прочем говорит также и об отсутствии возможности выявить полезное ископаемое.

При выделении фосфоритоносных формаций использовалось прежде всего посвитное расчленение, которое корректировалось данными по фосфоритоносности; например, смежные и одинаково фосфатоносные свиты объединялись в одну формацию. В итоге из изученных на фосфоритоносность разрезов выделены по составу три группы формаций. В одной в основном породы карбонатные, в другой — терригенные, в третьей — вулканогенные. Формации с аналогичным составом, но в которых не обнаружены пока существенные фосфатопроявления, выделяются как потенциально фосфоритоносные.

Классификация формаций проведена по их геологическому возрасту и тектоническому положению. Тектоническая характеристика включает не только состав формации, но учитывает и характер соседних формаций как ближних, так и далеких.

На составленной карте фосфоритоносных формаций Сибири различаются несколько крупных тектонических областей, в пределах которых выделены формации. Это области платформенного чехла Западно-Сибирской молодой платформы (эпигерцинской плиты) и Сибирской платформы, в пределах которой различаются подобласти выступов фундамента, консолидированного складчатостями дорифейской и карельской, а также области байкальской, каледонской (ранней и поздней), герцинской, мезозойской и кайнозойской складчатостей. В пределах складчатых областей формации подразделяются на геосинклинальные (мио- и эвгеосинклипальные) и орогенные, формировавшиеся после вступления геосинклинальной области в инверсионную стадию развития. Орогенные формации разделены на протоорогенные и дейтероорогенные. Первые слабо отличаются от геосинклинальных формаций ранних этапов инверсионной стадии, вторые сформировались в собственно орогенный этап, когда в области геосинклинального прогиба возникали горные сооружения, а осадконакопление происходило в основном в четко очерченных межгорных котловинах.

Всего на фоне таких тектонических областей выделено 19 классов формаций (по их составу), но их количество при учете тектонического районирования может быть увеличено. Например, карбонатно-терригенная формация может быть двух видов: миогеосинклинальной и протооро-

генной, терригенно-карбонатная миогеосинклинальной и платформенной. Название формаций дается по составу наиболее распространенных пород, причем доминирующий компонент ставится в конце названия. На картах породный состав формаций изображен штриховкой, направление которой обозначает палеотектонические условия формирования формаций.

Группа карбонатных формаций объединяет толщи, в которых существенная роль принадлежит карбонатным породам, в основном доломитам, но нередко и известнякам. Эти толщи встречаются в геосинклинальных и орогенных зонах, а также на Сибирской платформе. Чисто карбонатные разрезы встречаются редко. Обычно же, если толща фосфатонасна, карбонатные породы переслаиваются с тем или иным количеством некарбонатных образований или содержат примесь некарбонатного состава. В различных районах и в различных местах одного и того же района карбонатный разрез любого подразделения разбавляется в разной мере такими компонентами, как кремнистые, терригенные и вулканогенные породы. Когда разбавляющий карбонаты материал достигает заметных количеств, появляется возможность выделять новую формацию карбонатной группы. Выделяется семь формаций карбонатной группы (см. усл. обозн. к прилож. 1). По латерали чисто карбонатные формации переходят в карбонатные формации с примесями (кремнисто-карбонатную, терригенно-карбонатную и др.). Однако такой переход чаще всего происходит лишь далеко протягивающимися вклиниваниями или через появление отдельных выклинивающихся в обе стороны пачек. Форма формационных тел пока остается неясной. Нижняя граница формаций нередко резкая, трансгрессивного характера, с базальными кластогенными образованиями и терригенными примесями непосредственно на ней. Формации карбонатной группы могут налегать на резко отличное по составу ложе, но могут и наращивать разрез такой нижележащей толщи, в которой содержится заметное количество карбонатных пород. Примерно то же можно сказать и о верхней границе формаций карбонатной группы. Те из них, которые слагают внутренние части геосинклинальных зон, по латерали переходят в формации вулканогенной группы. В других случаях формациями карбонатной группы геосинклиналей стратиграфически эквивалентны формации терригенной группы орогенного этапа.

Мощности отдельных формаций карбонатного типа колеблются от 0,5 до 1,5—3,6 км. Максимальные мощности наблюдаются в эвгеосинклинальных зонах.

Области с чисто карбонатным составом основных компонентов данной группы формаций (без примесей) отвечают наиболее стабильным в тектоническом отношении участкам и имеют более или менее изометричную форму, как это можно заключить по изученным районам Алтае-Саянской области. На переходе в относительно вытянутые области активных зон чисто карбонатные формации латерально замещаются терригенно-или вулканогенно-карбонатными.

Чисто карбонатные формации слагаются доломитами и известняками, как правило не переслаивающимися равномерно, но обособляющимися в отдельные подформации. Отдельные части карбонатных формаций имеют темный цвет вследствие обильной примеси углеродистого (углисто-го или графитового) вещества.

Отдельные пачки известняков и доломитов и даже целые свиты имеют отчетливо выраженную строматолитовую или онколитовую текстуру. Широко развитая раскристаллизация карбонатов, а нередко и явные признаки региональной перекристаллизации маскируют первичную структуру карбонатных пород, от которой сохраняются лишь реликты, говорящие о существенности биогенного фактора при образовании карбонатов.

К некарбонатным образованиям в телах формаций карбонатного ряда относятся терригенные, вулканогенные и кремнистые образования. В числе первых резко преобладают глинистые породы, обычно метаморфи-

зованные до глинисто-серицитовых сланцев (как минимум). В ряде случаев терригенные и прочие силикатные компоненты карбонатных формаций гессинклинальных областей Сибири метаморфизованы в слюдяные сланцы, амфиболиты и даже гнейсы. Глинистые компоненты формаций часто содержат, как и карбонаты, значительное количество углеродистой примеси и кремнистого вещества, обуславливая непрерывность перехода чисто глинистых сланцев в кремнистые и углисто-глинистые. Песчаная примесь в породах карбонатных формаций представлена в подавляющем большинстве кварцем. Вулканогенные образования представлены пачками эффузивов чаще основного, реже среднего состава и соответствующими телепирокластическими примесями, встречаемыми во всех разновидностях пород формаций, но далеко не повсеместно.

Распределение всех перечисленных некарбонатных компонентов по телу формаций весьма неравномерное. Структура формаций довольно сложная и в настоящее время изучена недостаточно. Можно лишь отметить, что тот или иной компонент преобладает в разных частях формаций. Например, вулканогенные породы могут слагать только верхи толщи; сланцевые пачки чередуются с карбонатными; строматолитовые карбонаты могут преобладать лишь в одной части формации и т. п. В связи с такой структурой формаций возникает вопрос о возможностях объединения разноставных пачек в одну формацию. Например, вулканогенно-карбонатная формация западной части Мрасского массива отчетливо распадается на нижнюю — карбонатную и верхнюю — существенно вулканогенную. Можно было бы считать эти части самостоятельными формациями.

Особо следует упомянуть два важных вида компонентов карбонатной группы формаций: кремнистые породы и брекчии. Кремнистые породы подразделяются на кремнистые (или глинисто-кремнистые) сланцы и силициты типа лидитов или фтанитов. Сланцы состоят преимущественно из зерен кварца различной степени раскристаллизованности, но обязательно с реликтами глинистой примеси в виде рассеянных по кремнистой массе гидрослюда, серицита или бурого пигмента, а также с ясной тончайшей слоистой (сланцевой) текстурой. Силициты обычно не содержат глинистых примесей. Те и другие могут быть сходны по текстуре, содержанию органического углерода и фосфатной примеси. Присутствие кремнистых пород является важным индикатором возможной фосфатной формации. Чисто карбонатных фосфоритоносных формаций практически не существует: в них, хотя бы в ничтожном количестве, всегда можно отыскать кремнистые породы, распределенные неравномерно по разрезу или концентрирующиеся в отдельные горизонты. Надо полагать, что они зонально распределяются и в плане.

В строении карбонатных формаций давно отмечалась или мелкая ритмичность или более крупная, обусловленная расположением свит. И только недавно при детальном изучении разрезов кремнисто-карбонатной формации Окинского района была подмечена распространенная повсеместно ритмичная структура регионального ранга, с которой коррелируется расположение продуктивных горизонтов. Этот важный результат возможно ожидать и при изучении других формаций карбонатной группы.

Брекчии — очень существенный элемент карбонатных формаций, хотя по объему они занимают едва ли не последнее место среди других компонентов. Однако они распространены в виде горизонтов. Состав обломков брекчий существенно карбонатный, иногда кремнистый или фосфатный. Характер кластики и распределение брекчий в плане и разрезе говорит о возникновении их в относительно узких зонах шельфа или перегибов дна, где развивались карбонатные рифоподобные сооружения, видимо, возвышающиеся над окружающими участками. Брекчиеобразование в зонах карбонатакопления обусловлено мелководьем и обрушениями. Многие участки брекчий имеют фосфатный цемент. Отмечены случаи асцидирования карбонатных брекчий с карбонатными песчаниками.

Фосфоритоносность у формаций карбонатной группы выражена наиболее ярко. Фосфаты (скрытокристаллический фторкарбонатапатит) или находятся в качестве примеси к карбонатным и кремнистым, в меньшей мере — к глинистым отложениям, или образуют мономинеральные или существенно фосфатные выделения среди прочих компонентов формаций (за исключением эффузивных пород) и очень часто залегают на границах различных литологических разновидностей. Фосфатоносными являются только осадочные, в основном кремнисто-карбонатные части формаций, даже в тех случаях, когда последние содержат вулканогенные или терригенные компоненты. Фосфатность от сильной до слабой отмечается в довольно значительных интервалах разреза до нескольких сотен метров. Интервалы, заключающие сближенные продуктивные горизонты, обычно измеряются десятками метров. Наряду с фосфоритами первично-седиментационного облика в продуктивных горизонтах наблюдаются и перетолженные (кластические) фосфатные образования, которые местами преобладают.

Возраст формаций карбонатной группы — от нижнего рифея по нижний кембрий. Есть датировки ниже- и среднепротерозойским возрастом. Промышленные или наиболее значительные из месторождений фосфоритов приурочены к карбонатным и кремнисто-карбонатным формациям (или подформациям) позднерифейского, вендского и нижнекембрийского интервалов. Именно с этими классами формаций и с этим стратиграфическим диапазоном связываются наиболее благоприятные прогнозные оценки фосфоритоносности.

От описанной группы карбонатных геосинклинальных формаций несколько отличаются формации карбонатной группы орогенных прогибов и чехла древней (Сибирской) платформы, которые содержат значительное количество терригенного материала в виде алевропесчаных примесей к карбонатным породам или же отдельных прослоев терригенных пород. Мощности карбонатных формаций платформы и орогенов заметно меньше геосинклинальных. Фосфатный материал рассеян по породам, самостоятельные пласты не образует. На платформе фосфатное вещество в терригенно-карбонатной формации (нижнего кембрия и среднего ордовика) в основном приурочено к биогенным включениям или же образует стяжения, а также встречается в виде обломков.

Группа терригенных формаций объединяет довольно обширную в тектоническом и возрастном диапазоне совокупность формаций, характеризующуюся значительным преобладанием терригенных пород, среди которых могут присутствовать карбонатные, кремнистые и вулканогенные компоненты. Встречается она во всех тектонических областях: геосинклинальной, орогенной и платформенной, причем соответственные тектонические типы довольно резко различаются. Древние (протерозой-кембрийские) геосинклинальные формации сложены в основном разнообразными глинистыми сланцами. По существу эти формации относятся к сланцевому ряду. В более молодых (герцинских) геосинклинальных формациях крупность зерна терригенной примеси больше, чем глинистая фракция.

В геосинклиналях терригенный материал обычно тесно ассоциирует с вулканогенным, который почти всегда присутствует в том или ином количестве. Другим постоянным компонентом геосинклинальных формаций терригенной группы являются карбонатные породы. В зонах метаморфизма терригенные компоненты геосинклинальных формаций превращены в гнейсы и слюдяные сланцы.

В орогенном типе терригенных формаций ведущая роль принадлежит яснозернистым породам — гравелитам, песчаникам, алевритам. Вулканогенные примеси в древних (байкальских) орогенных формациях терригенного ряда также обнаруживаются, но не всегда в значительных количествах. Их довольно много в орогенных формациях герцинского этапа, за-

полняющих межгорные впадины девонско-каменноугольного времени. Терригенная нижекаменноугольная толща Минусинского и Тувинского межгорных прогибов (минусинская серия) содержит настолько много телепирокластического материала, что на карте формаций она выделена в «телепирокластическую», хотя чисто терригенный материал в ней, в общем, преобладает, а, кроме того, имеются и существенно карбонатные пачки.

Платформенные терригенные формации в чехле молодой Западно-Сибирской плиты характеризуются наличием глауконита, а также кремнистых пород (опок). Здесь две формации: верхнемеловая и нижнепалеогеновая глауконито-терригенная и ниже-среднепалеогеновая кремнисто-терригенная (аргиллитовая с опоками и песчанистыми опоками). Они широко развиты в пределах всего чехла плиты, обнажаясь только по ее периферии. На древней Сибирской платформе терригенные формации в составе чехла имеют ордовикский возраст и характеризуются или чисто терригенным составом, или же в них появляются карбонатные породы, позволяющие выделить карбонатно-терригенную формацию. В терригенной и карбонатно-терригенной формациях здесь в виде отдельных горизонтов присутствует заметная примесь глауконита.

Границы терригенных формаций относительно четкие и часто соответствуют поверхностям размыва и несогласий. Геосинклинальные и орогенные типы имеют мощность 1—4 км, платформенные — десятки и первые сотни метров.

Распределение компонентов терригенных формаций образует сложную структуру. Отдельные разновидности пород (известняки, аргиллиты и т. п.) группируются иногда в пачки, которые можно выделять как соответствующие подформации.

В составе терригенных пород отдельных горизонтов основное место занимают кварцевые песчаники, которые в заметных количествах присутствуют на платформе, в орогенных прогибах и в миогеосинклиналях.

В терригенных формациях платформенного типа практическое значение имеют фосфориты ракушняковые, ракушняково-зернистые и конкреционные. В терригенных формациях геосинклинального и орогенного типов фосфатные компоненты встречаются в форме рассеянных желваков, отдельных рассеянных мелких включений, обломков различных фосфатизированных органических остатков в виде примеси в цементе или фосфатного цемента — стяжений и мелких линз. Чаще это слабо фосфатные породы, локализованные небольшими участками (сантиметровых и метровых размеров). Содержание P_2O_5 до нескольких процентов, редко более десяти.

В Лено-Верхоянском районе к терригенной группе фосфоритоносных формаций отнесены отложения перми, карбона, триаса, юры и мела, в которых встречены только желваковые фосфориты.

Группа вулканогенных формаций распространена в основном на территории Алтае-Саянской области. Она охватывает участки эвгеосинклинального развития и наложенные прогибы, а также мезозойские покровные базальты, характерные для дейтероорогенных прогибов Забайкалья, и нижекаменноугольные телепирокластические образования герцинских межгорных прогибов, о которых было уже сказано выше. Эвгеосинклинальные карбонатно-кремнисто-вулканогенная, кремнисто-вулканогенная, карбонатно-вулканогенная формации развиты узкими вытянутыми полосами, окаймляющими области развития формаций карбонатной группы.

Отложением формаций вулканогенной группы в геосинклинальной области начинается и завершается геосинклинальный этап развития. Поэтому они в некоторых районах по возрасту разделяются существенным интервалом (от нижнего — среднего рифея до венда — нижнего кембрия) при определенном сходстве состава.

Наиболее интересна для поисков фосфоритов карбонатно-кремнисто-вулканогенная формация. Она сложена преимущественно основными вулканогенными породами различного типа, но содержит в тех или иных частях разрезов существенно осадочные пачки мощностью до нескольких сотен метров. Эти пачки слагаются известняками, переслаивающимися с кремнистыми и углисто-кремнистыми сланцами (а также туффитными сланцами). Подобные кремнисто-карбонатные пачки с увеличенной кремнистостью и являются фосфатоносными.

К сожалению, латеральные переходы формаций вулканогенной группы к формациям существенно-осадочного типа не были объектом детального изучения. Поэтому пока неясно, являются ли упомянутые кремнисто-карбонатные пачки в вулканогенных толщах изолированными включениями или же это языки и клинья, протянувшиеся в вулканическую область со стороны зон существенно осадочного заполнения. Установить это очень важно, так как до сих пор нет надежных данных о бесперспективности таких пачек, несмотря на то, что промышленных месторождений в формациях вулканогенной группы не установлено. Перевод осадочных пачек в ранг самостоятельных формаций может совершенно по-другому отразиться на оценке их перспективности. Размеры тел рифогенных карбонатов, углисто-кремнистых, карбонатно-кремнистых пачек, заключенных в массе вулканогенных пород, вполне допускают размещение в них промышленно-интересных залежей. В отдельных формациях вулканической группы вулканогенных пород всего несколько больше половины, причем осадочная часть разреза не рассеяна по телу формации, а обособлена в виде отдельной свиты, включаемой в вулканогенную формацию из тех или иных (частично недостаточно обоснованных) соображений.

Мощность формаций вулканогенной группы порядка 2—5 км. Фосфатность наблюдается исключительно в осадочных компонентах рассматриваемых формаций, где приурочена к кремнистым или карбонатным породам, или к границам между этими образованиями. Чаще всего здесь обнаруживаются лишь слабо фосфатоносные породы (известняки, доломиты, кремнистые туфосланцы) или же фосфатные стяжения. Иногда отдельными, быстро выклинивающимися телами встречаются и настоящие фосфориты с содержанием P_2O_5 более 20%. Тем не менее условия образования осадочных пачек в области накопления вулканогенных толщ считаются неблагоприятными для отложения промышленно-значимых залежей фосфоритов.

Формация коры выветривания представляет собой своеобразный комплекс высокозрелых остаточных и осадочных пород, возникших при интенсивном химическом выветривании в условиях существенно выровненной страны. Остаточные продукты выветривания или структурный элювий возникают при разложении обнажающихся на поверхности коренных пород. Они обычно перекрыты в депрессионных участках продуктами своего размыва, имеющими такой же минералогический и химический состав. Это продукты ближнего переотложения элювия, осадочные высокозрелые породы, входящие в состав формации коры выветривания. Различают еще продукты дальнего переотложения; последние не входят в состав формации коры выветривания.

Если формация коры выветривания развивалась на субстрате, обогащенном фосфором, то и ее продукты, возникшие на алюмосиликатных породах, на низких уровнях зрелости сохраняют и увеличивают содержание фосфора. Дело в том, что фосфор приобретает подвижность при почти полном удалении из образующегося элювия щелочей и щелочных земель (Бушинский, 1964). Другая обстановка складывалась при выветривании обогащенных фосфором карбонатных пород. Здесь, на всех стадиях выветривания, фосфор мог передвигаться лишь в относительно небольших пределах элювиального чехла или карстовых полостей, особенно интенсивно развивающихся в пределах выровненной, но уже вовлеченной в на-

чавшееся поднятие страны. Так возникали все известные в настоящее время месторождения вторичных фосфоритов Сибири. Поэтому кора выветривания на алюмосиликатных обогащенных фосфором породах всегда должна служить объектом исследования при поисковых работах на фосфориты.

Таким образом, фосфатоносные коры выветривания содержат фосфаты, называемые вторичными, т. е. образованные за счет гипергенной переработки первичных фосфоритов, содержащихся в осадочных или магматических породах. В принципе залежи вторичных фосфоритов могут образоваться в соответствующих условиях при извлечении фосфата за счет разложения любой фосфатосодержащей минеральной массы. Для этого требуется или удаление всего нефосфатного материала, или растворение первичных фосфатов с последующим осаждением их при недалеком переносе (дальний перенос, как правило, ведет к рассеиванию). В естественных условиях оба процесса тесно переплетаются и ли же преобладает один из них. При этом большую роль играют содержание фосфата в исходной разлагаемой массе и количество переработанного материала. Поэтому существенные по объему залежи вторичных фосфоритов связаны с продуктами разложения не любых пород, а в первую очередь с продуктами разложения наиболее быстро растворимых карбонатных образований. Именно карбонатные породы способны за сравнительно малый (в геологическом масштабе времени) период растворяться в большом объеме с образованием легко растворимых и далеко выносимых бикарбонатов. Менее растворимые и вовсе нерастворимые компоненты карбонатных пород, в том числе фосфаты, глинистая примесь и кварц, не уходят далеко, а (в растворах или частицами) лишь несколько перемещаются в коллекторы, возле которых наблюдаются осаждающие условия, обеспечиваемые теми же карбонатными породами разлагаемого субстрата. Наличие больших масс карбонатных толщ, обогащенных фосфатом, в сочетании с благоприятными условиями растворения, перемещения и осаждения, да еще при некоторой интенсификации этих процессов в эпоху, благоприятствующую разложению, должно привести к формированию залежей фосфатоносных продуктов этого разложения.

При растворении карбонатных пород вадозными водами возникают полости, впоследствии (или одновременно с растворением) заполняемые продуктами разложения (нерастворимым остатком карбонатов и механическими примесями, содержащимися в толще, а также наносами). Это так называемые карстовые полости и карстовый рельеф. Полостеобразование в карбонатах охватывает приповерхностную зону глубиной до многих сотен метров; формы, вырабатываемые этим процессом, подчинены характеру распределения плотности пород, трещиноватости, направлениям разрывов, положению экранирующих слоев и многим другим трудно учитываемым свойствам карбонатной толщи. Вследствие этого форма тел, относящихся к фосфатоносной формации коры выветривания, имеет причудливые «карстовые» формы с тенденцией к образованию поверхностных покровов с глубокоизвилистым профилем нижней границы. Имеются и невыходящие на поверхность полости, заполненные фосфатоносными перетолженными продуктами разложения.

Заполнение карстовых полостей происходило одновременно с их ростом. Осадконакопление в карстах шло неравномерно, то резко убыстряясь, то почти приостанавливаясь. В этапы замедления и остановки седиментации накопившиеся в карстах осадки подверглись химическому выветриванию, превратились в своеобразный структурный элювий, получивший специальное наименование — неозлювий (элювий по рыхлым недиагнетизированным осадкам). Естественно, что при формировании неозлювия происходил процесс перераспределения ранее накопившегося в осадках фосфора.

Несмотря на причудливые формы тел вторичных фосфоритов и вмещающих их элювиально-делювиальных нефосфатных образований, в них местами отчетливо видна слоистая текстура, возникающая при механическом заполнении пустот. Местами она нарушена обрушениями и деформациями уплотнения. Размеры залежей продуктов разложения по площади достигают 0,5 км², имеют порой до 6 км в длину, а их мощности измеряются десятками и сотнями метров.

В принципе процесс карстообразования на карбонатном субстрате может происходить в любой климатической зоне, где обеспечена какая-либо циркуляция грунтовых вод. Горная местность складчатых районов, покрытая обильной растительностью, обеспечивающей кислый характер поверхностных вод *, является благоприятной для развития карста. Однако установлено, что в районах Сибири резкая интенсификация этого процесса, приведшая к возникновению основной массы залежей вторичных фосфоритов, имела место главным образом в позднемеловое — раннепалеогеновое время, когда во влажную и теплую эпоху выравнивания, а затем активизации поднятий широко происходило корообразование. При этом наиболее благоприятные геоморфологические условия создавались в обстановке низкогорного рельефа, в определенных гипсометрических диапазонах, различных для разных мест, но выдерживающихся в пределах одного района. Здесь же при активизации воздыманий происходило переотложение карстовых залежей в нижней части склонов с образованием плачевидных форм залегаания.

В Сибири известны залежи вторичных фосфоритов не только мел-палеогенового возраста. Очень интересны, но крайне слабо изучены древние (докембрийские) вторичные фосфориты, образующие заполнения небольших воронкообразных углублений явно карстового типа в кровле верхнерифейской терригенно-карбонатной формации (карагасская свита) Северо-Восточного Присаянья (протоорогенный прогиб).

Фосфатоносные продукты выветривания в виде прерывистых покровов встречаются на территории всей Сибири, но они не имеют пока промышленного значения. Обнаруживаются они с трудом и косвенными методами. Однако перспективы изыскания новых залежей такого типа имеются. Новые возможности их технологического освоения могут перевести этот вид фосфатных руд из второстепенного в весьма перспективный.

ФОСФОРИТОНОСНЫЕ БАСЕЙНЫ

Фосфоритоносные и потенциально фосфоритоносные формации представлены в трех фосфоритоносных бассейнах — Алтае-Саянском, Восточно-Сибирском и Лено-Тунгусском. Кроме этого, фосфоритоносные формации известны за пределами выделенных бассейнов в Лено-Верхоянском и Восточно-Забайкальском районах и на территории Западно-Сибирской плиты.

АЛТАЕ-САЯНСКИЙ БАСЕЙН

Бассейн расположен в пределах одноименной складчатой области. Он сложен в основном древними фосфоритоносными формациями, имеющими возраст не моложе раннего кембрия, за исключением карбонатно-терригенной (ордовик — силур, девон, карбон), карбонатно-терригенной телепирокластической (карбон) и фосфоритоносной формации коры выветривания (Приложение 1).

На территории бассейна выделены осадочные фосфоритоносные формации: карбонатная, кремнисто-карбонатная, вулканогенно-кремнисто-

* Кислый характер грунтовых вод часто возникает при разложении сульфидной вкрапленности во вмещающих породах.

карбонатная, вулканогенно-карбонатная, карбонатно-кремнисто-вулканогенная, кремнисто-вулканогенная, карбонатно-вулканогенная, кремнисто-карбонатно-терригенная, карбонатно-терригенная и карбонатно-терригенная телеприокластическая.

Карбонатная и кремнисто-карбонатная формации развиты в пределах жестких структур типа срединных массивов (Мрасского, Восточно-Мартайгинского и др.). Остальные формировались в подвижных эвгеосинклинальных зонах древнего заложения, наложенных палеозойских и дейтероорогенных и проторогенных впадинах.

Практическая фосфоритовосность формаций весьма неравноценна. Известные месторождения и наиболее крупные проявления фосфоритов приурочены к карбонатной, кремнисто-карбонатной и вулканогенно-кремнисто-карбонатной формациям. Крупные скопления вторичных фосфоритов локализируются в формации коры выветривания. В остальных фосфоритовосных формациях известны в основном мелкие проявления фосфоритов и фосфатсодержащие породы.

В пределах Алтае-Саянского бассейна рассматриваются следующие фосфоритовосные районы: Кузнецко-Алатауский (Кузнецкий Алатау, Алтай, Салаир, Горная Шория), Тувинский и Окинский.

Кузнецко-Алатауский район]

Здесь наиболее широко распространены и наиболее перспективны карбонатная и вулканогенно-кремнисто-карбонатная формации верхнего рифея — нижнего кембрия.

Карбонатная формация развита в Кузнецком Алатау и Горной Шории, где слагает значительную часть площади Восточно-Мартайгинского и Мрасского срединных массивов, а также прослеживается в структурах Батеневского кряжа и Беллыкского Белогорья (Приложения 1, 2). В последнее время аналогичные отложения, с которыми связан ряд проявлений фосфоритов, встречены в юго-западной части Салаира. Однако в связи с тем, что площади их распространения не картированы, они описаны в составе нерасчлененной вулканогенно-кремнисто-карбонатной формации рифея — нижнего кембрия.

Объем карбонатной формации на разных площадях ее развития неодинаков (рис. 2). В центральной части жестких структур она складывается отложениями рифея, венда и нижнего кембрия, в краевых зонах — верхнерифейскими и вендскими или только верхнерифейскими толщами. Мощность формации варьирует от 1000 м в краевых зонах жестких структур до 6000 м в центральной их части. Возраст ее (нижний кембрий) устанавливается на основании многочисленных сборов онколитов в отложениях рифея и венда, водорослей, губок, трилобитов, археоциат и брахиопод.

В разрезах карбонатной формации наблюдается закономерная смена состава — от известнякового в основании и верхах формации до доломитового в средней ее части. Нижняя известняковая (кабырзинская свита) и доломитовая (западносибирская и белкинская свиты) части разреза формации на большей площади не расчленены, они объединены в известняково-доломитовую подформацию среднего рифея — венда. Верхняя часть разреза, представленная органогенными и фитогенными известняками, выделена в рифогенную известняковую подформацию нижнего кембрия. Состав нижней и верхней частей по площади довольно хорошо выдержан. Наибольшей фациальной изменчивостью характеризуется средняя (венд — низы нижнего кембрия) часть.

Специфика изменчивости литологического состава формации позволила выделить на уровне венда — низов нижнего кембрия ряд подформаций: известняково-доломитовую, карбонатную, кремнисто-карбонатную, карбонатно-кремнистую и углисто-кремнисто-известняковую (Приложение 3, рис. 3).

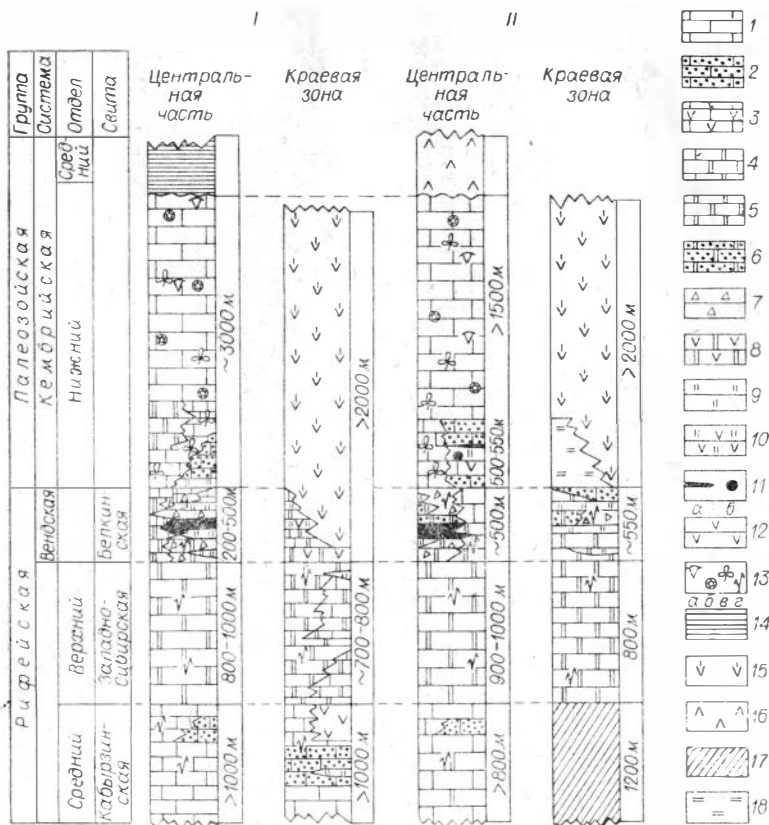


Рис. 2. Сводные разрезы карбонатной формации Мрасского (I) и Восточно-Мартайгинского (II) срединных массивов. Составили С. М. Миртова, Ю. В. Миртов.

Карбонатная формация: 1 — известняки; 2 — известняковые песчаники; 3 — туфоизвестняки; 4 — известковые доломиты и доломитистые известняки; 5 — доломиты; 6 — доломитовые песчаники; 7 — доломитовые брекчии; 8 — туфодоломиты; 9 — кремни, углито-кремнистые сланцы; 10 — кремнистые туфосланцы; 11 — фосфориты (а — пластовые, б — конкреционные); 12 — андезит-базальтовые порфириды и их туфы; 13 — палеонтологические остатки (а — трилобиты, б — археоциаты, в — водоросли, г — проблематика). **Подстилающие и перекрывающие формации:** 14 — терригенная, 15 — андезит-базальтовая; 16 — порфиритовая; 17 — кремнисто-карбонатная; 18 — вулканогенно-кремнисто-карбонатная.

Известняково-доломитовая подформация слагает низы карбонатной формации и в центральной части жестких структур объединяет отложения кабырзинской, западносибирской и белкинской свит. В краевых зонах она представлена отложениями кабырзинской и западносибирской, иногда только западносибирской, либо западносибирской и белкинской свит.

В стратотипическом разрезе (Миртов, 1966) кабырзинская свита слагается темно-серыми и черными тонкослоистыми известняками с прослоями онколитовых известняков, доломитов и ритмично-слоистых известняковых песчаников; в юго-восточной части Мрасского массива в верхах толщи появляются горизонты вулканогенных пород и редкие линзы кремнистых сланцев. Отложения западносибирской свиты почти на всех площадях представлены толщей стратодоломитовых доломитов и лишь в краевых частях жестких структур в ее составе появляются прослои известковистых доломитов и доломитовых известняков. В этой зоне с верхами свиты связаны прослои и пачки онколитовых доломитов и фосфатных (1—2% P_2O_5) доломитовых брекчий.

К известняково-доломитовой подформации отнесены также отложения белкинской свиты в центральных частях жестких структур, где они представлены разрезами карбонатного типа.

Собственно карбонатная подформация фациально замещает верхнюю часть известняково-доломитовой подформации и выделяется в зонах развития карбонатного типа разреза венда (Приложение 3, рис. 3).

По объему она соответствует белкинской свите. Полные разрезы подформации известны на Белкинском и Мрасском месторождениях фосфоритов. Все разрезы подформации однотипны и характеризуются сложным карбонатным составом (в различной степени доломитовые и доломитистые известняки, известковые и известковистые доломиты), повсеместной фосфатностью (1—5% P_2O_5), крайней изменчивостью мощностей и состава слезв, обилием брекчиевых и брекчиевидных структур и присутствием мощных тел карбонатных тонкокристаллических фосфоритов. В небольшом количестве (2—5% от ее объема) в подформации содержатся: углисто-кремнистые и кремнистые сланцы, кремни, часто доломитовые и известково-доломитовые, кремнистые доломиты и фосфорит-доломит-кремнистые брекчии. Кремнистые породы распространены преимущественно в зоне фациального замещения подформации кремнисто-карбонатными отложениями.

В районе Талановского месторождения фосфоритов подформациялагается строматолитовыми доломитами, доломитовыми и фосфорит-доломитовыми песчаниками и брекчиевидными доломитами. Наряду с тонкокристаллическими фосфоритами здесь во всех разрезах подформации распространены микрозернистые (оолитовые и оолито-обломочные) фосфориты. Возраст подформации определяется онколитами вендского комплекса; мощность ее варьирует от 200 до 600—700 м.

Кремнисто-карбонатная подформация является фациальным аналогом карбонатной подформации и выделяется в зонах развития кремнисто-карбонатного типа разреза венда. Наиболее полные разрезы ее вскрыты на Оингольском, Верх-Узасском, Колзасском проявлениях фосфоритов и в береговых обрывах р. Уса, в приустьевой части р. Белая Уса.

Состав подформации довольно пестрый. В большинстве разрезов наблюдаются переслаивающиеся доломитовые брекчии, часто с доломит-кремнистым цементом, строматолитовые доломиты, в различной степени известковистые и известковые доломиты, доломитовые и доломитистые известняки, глинисто- и углисто-кремнистые сланцы, иногда ванадиеносные (до 1% V_2O_5).

На р. Уса, в приустьевой части р. Белая Уса, распространены серые до темно-серых тонкослоистые доломиты с прослоями и линзочками черных кремней. В значительном количестве также наблюдаются строматолитовые и мелкообломочные доломиты (доломитовые песчаники и алевролиты), изредка встречаются прослой мелкообломочных доломитовых брекчий. В обломочных прослоях наряду с доломитовыми обломками отмечаются обломки и сгустки черного пелитоморфного фосфорита.

Почти повсеместно породы подформации содержат от 0,1 до 5% P_2O_5 , часто встречаются линзовидные прослой карбонатных фосфоритов (5—7, реже до 20% P_2O_5), по вещественному составу и структурно-текстурным признакам аналогичные фосфоритам Белкинского месторождения. На Верх-Узасском месторождении и Анзасском проявлении прослой фосфорита обнаружены непосредственно среди глинисто-кремнистых сланцев.

Таким образом, подформация имеет сложный состав, характеризуется сильной фациальной изменчивостью, повышенным содержанием фосфора и постоянным присутствием кремнистых пород (до 10—25% от объема формации). Возраст ее определяется многочисленными сборами онколитов вендского комплекса. Мощность варьирует от 250 до 550 м.

Карбонатно-кремнистая подформация по объему также соответствует белкинской свите (венд) (Приложение 3). Наиболее полные разрезы под-

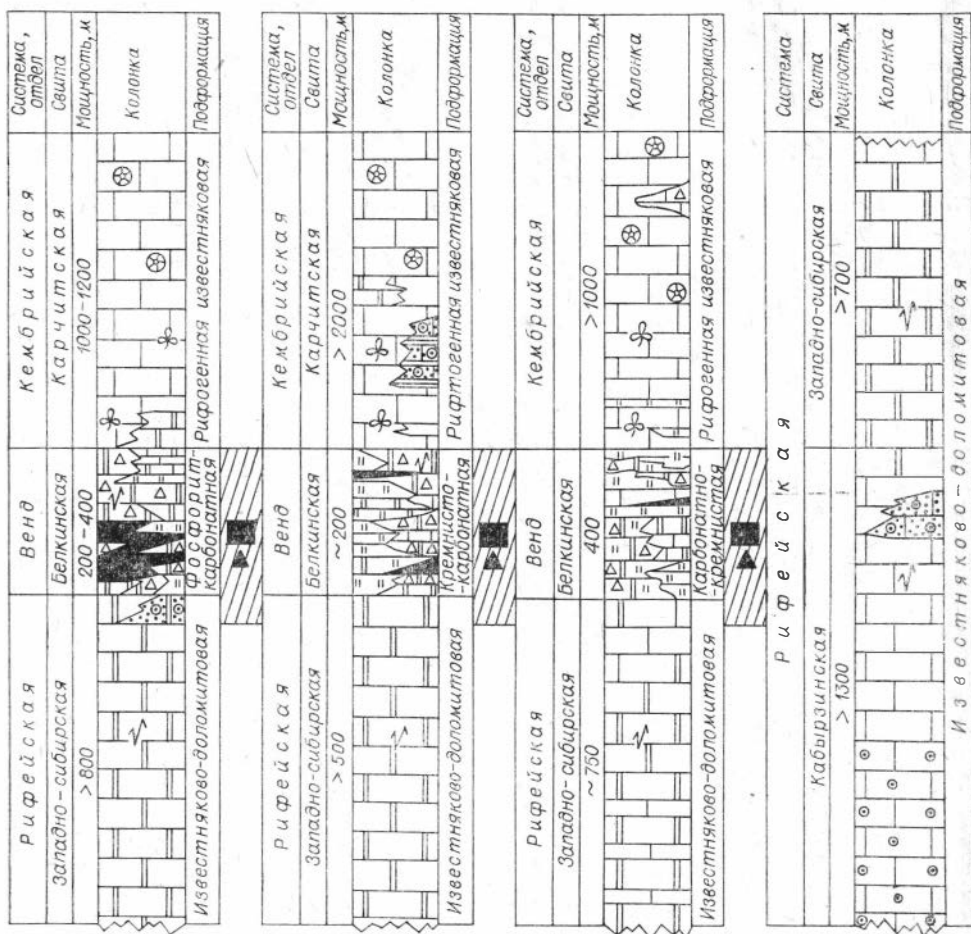


Рис. 3. Типовые разрезы карбонатной формации Горной Шории и

1 — известняки; 2 — известняковые песчаники; 3 — обломочно-онколитовые известняки; 4 — доломиты; 7 — переслаивание доломитов и кремней; 8 — доломитовые брекчии с карбонатным цементом; 11 — онколитовые и обломочно-онколитовые доломиты; 12 — кремни, углесто-кремнистые остатки (а — трилобиты, б — археоциаты, в — водоросли, г — проблематика); 16 — повышенная и 18 — оолитовые и

формации известны по р. Мрассу, в приустьевой части р. Поганджа и руч. Егоров Лог.

В приустьевой части р. Поганджа (см. рис. 3) она представлена толщей мелкообломочных доломитовых брекчий с доломито-кремнистым и кремнистым цементом, прослоями кремнистых известковых доломитов и доломитовых известняков, доломитовых песчаников и алевролитов, кремнистых и кремнисто-доломитовых сланцев. Породы слабофосфатные (от десятых долей до 1—2, реже 3—4% P_2O_5). Встречаются редкие обломки фосфорита в брекчиях и доломитовых песчаниках (линзы, прослойки).

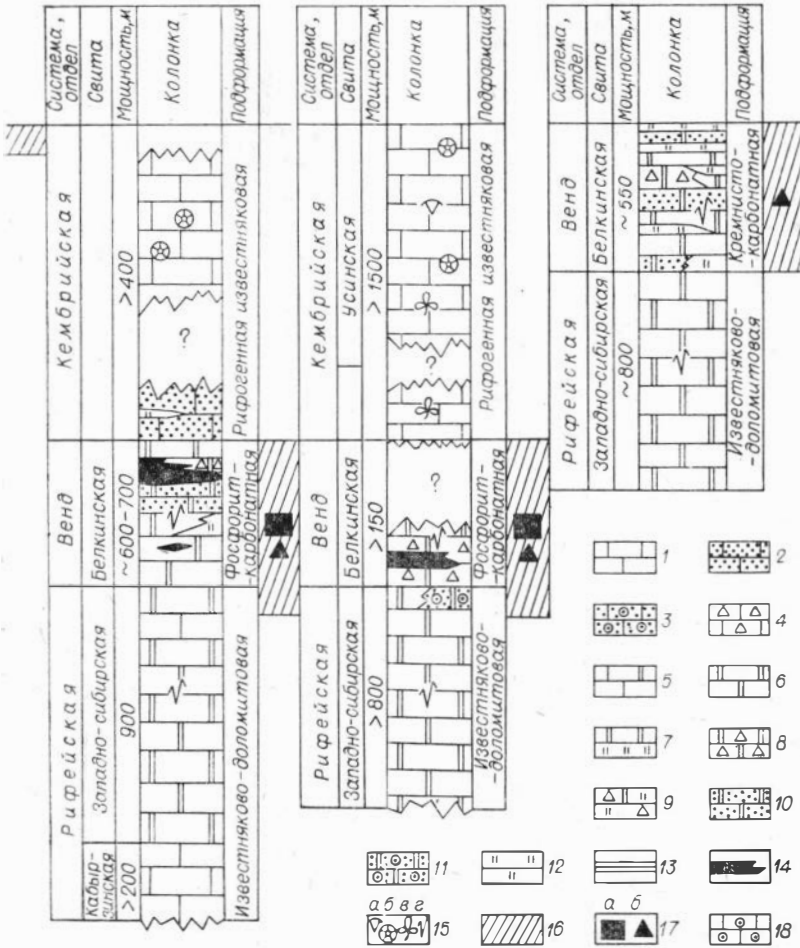
В разрезе у руч. Егоров Лог подформация имеет двучленное строение. Основание ее слагается фосфатными (до 5,5% P_2O_5) кремнистыми доломитами. Выше их залегает толща (100—110 м) черных микрокварцитов, содержащих доломитовые брекчии с доломито-кремнистым цементом.

В целом подформация характеризуется обилием кремнистых пород, составляющих от 50 до 75% ее объема, сочетанием их с доломитовыми и

Топановское
проявление

Верховья
р. Белая Уса

Район Усинского
месторождения
марганца



Кузнецкого Алатау Составили Ю. В. Миртов, С. М. Миртова.

известняковые брекчи; 5 — доломитовые известняки, известковые доломиты; 6 — ментом; 9 — доломитовые брекчи с кремнистым цементом; 10 — доломитовые пес-сланцы; 13 — туфосланцы; 14 — фосфориты пластовые; 15 — палеонтологические фосфатность пород; 17 — фосфориты (а — тоннокристаллические, б — обломочные); онколитовые известняки.

известково-доломитовыми разностями, повсеместной слабой фосфатно-стью. Пока в подформации не обнаружено крупных скоплений фосфоритов. Мощность ее 150—400 м.

Углисто-кремнисто-известняковая подформация известна в Кузнецком Алатау. Она выделяется в объеме усть-кундатской свиты нижнего кембрия. Наиболее полный разрез ее описан по р. Кия, ниже устья р. Кундат, где она представлена ритмично-слоистой толщей мелкообломочных известняков с прослоями кремнистых и углисто-кремнистых сланцев. Для толщи в целом характерны своеобразный состав обломочного материала (преимущественно органогенные известняки), присутствие кремнистых и углисто-кремнистых пород в верхах ритмов, незначительная примесь пирокластического материала среднего и основного состава и слабая, отмечающаяся по всему разрезу фосфатность.

Фосфат слагает обломочки фосфоритов в известняках, а также слойки (до 5 мм), линзочки и стяжения фосфорита в углисто-кремнистых слан-

цах. Аналогичный состав подформация имеет в бассейнах рек Уса и Черный Июс. Возраст ее устанавливается по многочисленным сборам органических остатков как низы алданского яруса нижнего кембрия. Мощность подформации 500—550 м.

Рифогенная известняковая подформация широко распространена в Кузнецком Алатау и Горной Шории. Она слагает верхнюю часть карбонатной формации и по объему отвечает алданскому и большей части ленского яруса нижнего кембрия. По окраинам жестких структур нижняя часть ее фациально замещается отложениями углисто-кремнисто-известняковой подформации.

Подформация развита также в районе Мрасского месторождения фосфоритов, по р. Кия, ниже устья р. Кундат, и в среднем течении р. Уса. В центральной части жестких структур пизы ее слагаются толщей эпифитоновых известняков. В некоторых разрезах среди известняков наблюдаются тела светлых неясно-полосчатых доломитов и доломитовых известняков. Иногда в основании толщи встречаются маломощные прослойки кремней и оползневых известняковых брекчий. Верхняя часть подформации представлена археоциатовыми известняками, иногда с прослоями и пачками строматолито-онколитовых известняков.

В краевых частях жестких структур в составе подформации значительную роль играют обломочные известняки (известняковые песчаники, гравелиты и алевролиты). Последние слагаются обломками органогенных известняков и часто содержат примесь пирокластического материала среднего и основного состава. В верховьях р. Узас в низах подформации среди обломочных известняков, содержащих редкие обломочки кремнистых пород, описаны прослойки глинисто-кремнисто-известковых и известково-кремнистых сланцев.

Возраст подформации устанавливается на основании многочисленных сборов остатков фауны и водорослей. Мощность ее достигает 3000 м.

Таким образом, карбонатная формация слагается мощной толщей преимущественно карбонатных отложений и лишь местами, преимущественно в краевых частях, в составе ее появляются горизонты кремнистых и углисто-кремнистых пород, как правило приуроченных к венду и низам нижнего кембрия. С этим же уровнем связано появление примеси пирокластического материала, свидетельствующего о вспышке вулканической активности в соседних эвгеосинклинальных зонах, и усложнение фациального профиля отложений, видимо, за счет интенсификации тектонических движений.

Намечается непрерывный ряд подформаций: карбонатная, кремнисто-карбонатная, карбонатно-кремнистая, сменяющих друг друга в плане по направлению от центральной части жестких структур к их окраинам, т. е. к зонам развития эвгеосинклинальных вулканогенных формаций. Этот ряд от первого его члена к последнему характеризуется уменьшением мощности и содержания карбонатных пород и увеличением роли кремнистых пород, изменением гранулометрического состава обломочных пород (от крупно- до тонкообломочных брекчий и карбонатных песчаников) и уменьшением их содержания. В этом же направлении отмечается уменьшение степени фосфоритонности толщ и рост дифференциации карбонатного и фосфатного материалов.

Слабая фосфатность отмечается почти по всему разрезу формации. Мелкие проявления фосфоритов известны в отложениях известняково-доломитовой, карбонатно-кремнистой и углисто-кремнисто-известняковой подформаций. Основные же перспективы формации в отношении выявления крупных скоплений фосфоритов связываются с площадями распространения карбонатной и кремнисто-карбонатной подформаций, к которым приурочены почти все известные месторождения и большинство проявлений фосфоритов. Типичными представителями их являются Белкинское, Мрасское, Талановское и Верх-Узасское месторождения.

Наиболее крупным, представляющим значительный практический интерес, является *Белкинское месторождение*, расположенное в среднем течении р. Пызас, в 30 км от железной дороги. Здесь проведена предварительная разведка, в процессе которой выявлены запасы тонкокристаллических карбонатных фосфоритов в количестве 166 млн. т с содержанием 8,5—12,3% P_2O_5 . Часть из них (19 млн. т) разведана по категории C_1 со средним содержанием P_2O_5 12,3%.

Месторождение занимает площадь около 36 км² и состоит из разрозненных участков (Белка, Нымзас, Онзас, Курлан, Пызас), отстоящих друг от друга на 1—3 км. Пространственная разобщенность фосфоритовых залежей, приуроченных к единому стратиграфическому горизонту, объясняется блоковым строением района.

В центральной части месторождения (участок Белка) фосфоритоносная и вмещающие ее толщи образуют пологую брахисинклиналь с углами падения крыльев 15—30°, с севера срезанную дизъюнктивом. Крылья складки сложены верхнерифейскими доломитами и отложениями фосфоритоносной толщи, мульда — нижнекембрийскими известняками. На участках Нымзас и Онзас фосфоритоносная толща слагает моноклираль с углами падения 30—50°.

Стратиграфическое положение фосфоритоносных отложений в разрезе фиксируется довольно четко — они подстилаются доломитами западносибирской свиты верхнего рифея, содержат онколиты вендского комплекса и перекрываются эфизитовыми известняками нижнего кембрия.

На всех участках месторождения основание разреза слагается строматолитовыми доломитами западносибирской свиты. Верхние горизонты ее слабофосфатны (0,5—2% P_2O_5), содержат прослой и линзы онколитовых доломитов и доломитовых брекчий. Выше с постепенным переходом они сменяются фосфатоносными отложениями белкинской свиты. Последние характеризуются сложным карбонатным составом (в разной степени известковые доломиты, доломитовые и доломитистые известняки), крайней изменчивостью мощности и состава горизонтов по простиранию и падению, присутствием мощных тел бедных карбонатных фосфоритов, обилием брекчиевых и брекчиевидных структур. В южном направлении появляются горизонты кремнистых пород, пиритизированных сланцев и доломитов. Соответственно резко уменьшается мощность фосфоритов и возрастает степень дифференциации фосфатного и карбонатного материала. Видимо, здесь мы имеем дело с зоной фациального перехода карбонатных отложений в кремнисто-карбонатные.

В пределах месторождения мощность фосфоритоносной толщи колеблется от 100 до 400 м. Тела фосфоритов крайне не выдержаны по простиранию и падению, быстро выклиниваются и замещаются фосфатными карбонатными породами. Мощность их колеблется от 1 до 56 м, контакты с вмещающими породами нечеткие. Количество пластов колеблется от 2 до 30 на участке Белка и от 1 до 7 на участках Нымзас и Онзас. Суммарная мощность их достигает 96 м. Внутреннее строение фосфоритовых тел также крайне неоднородно. Фосфатные участки закономерно чередуются со слабофосфатными, часты прослой и линзы фосфорит-доломитовых брекчий.

Фосфориты морские, седиментационные и частично переотложенные (Фосфоритоносность древних отложений..., 1968). Это черные тонкокристаллические породы сгустково-пятнистой, брекчиевой и брекчиевидной текстуры. Реже наблюдаются тонкослоистые текстуры, связанные с подводно-оползновыми процессами.

По составу фосфориты карбонатные; характеризуются тонким взаимным прорастанием фосфата, кальцита и доломита. Содержание CaO в них 40,6—49,7%, MgO — 4,4—12,2, P_2O_5 — 6—25%. Фосфатное вещество представлено фторапатитом. Характерна вкрапленность кальцита и флюорита в виде гнезд неправильной формы. Руды обогащаются об-

жигом. Из первичной руды с содержанием 10,3% P_2O_5 получен концентрат с 34% P_2O_5 при извлечении более 90%.

Кремнисто-карбонатная формация широко распространена в Кузнецком Алатау, Горной Шории и Горном Алтае. Она установлена в срединных массивах (Мрасском, Восточно-Мартайгинском, Беллыкском, Батеневском и Бийско-Катунском) и, судя по наиболее изученным районам, приурочена к их относительно погруженным краевым частям, т. е. слагает область перехода от формации жестких структур к формациям подвижных зон (Приложение 2).

Объем формации в пределах различных структур не одинаков. На площади Пызасского горста, Мрасского, Беллыкского и Батеневского срединных массивов к кремнисто-карбонатной формации отнесены нерасчлененные отложения среднего рифея — нижнего кембрия, в которых известны спорадические находки проблематики, водорослей и археоциат. На Восточно-Мартайгинском срединном массиве формация слагается отложениями среднего рифея, охарактеризованными невландиевым комплексом онколитов, а на Бийско-Катунском выделена в составе нерасчлененных отложений рифея — венда. Детальнее разрезы формации изучены в Кузнецком Алатау (в нижнем течении р. Белая Уса), в Горной Шории (в районах Пурлинского и Большесуетинского проявлений фосфоритов), а также в Беллыкской и Батеневской структурных зонах (рис. 4).

В бассейне р. Белая Уса формация, выделяемая в объеме кабырзинской свиты среднего рифея, слагается черными тонкоритмично-слоистыми обломочными известняками с прослоями и пачками углисто-кремнистых, кремнистых и кремнисто-углистых сланцев. В нижней половине ее разреза отмечается примесь пирокластического материала и прослой туфов среднего и основного состава. В верхней части наблюдаются линзы строматолитовых доломитов. С горизонтом углисто-кремнистых сланцев верхней части толщи связан ряд мелких проявлений фосфоритов. Сланцы сильно сульфидизированные, марганцовистые, содержат прослой и линзы фосфатных (до 3,6% P_2O_5) разностей и бедных (до 10% P_2O_5) карбонатных фосфоритов.

Разрезы кремнисто-карбонатной формации в северной и западной частях Мрасского срединного массива близки по составу. Они слагаются темно-серыми и черными тонкослоистыми, часто обломочными известняками с прослоями и пачками микрокварцитов, кремнистых и углисто-кремнистых сланцев. В средней части толщи появляются пачки известняково-доломитового состава. Реже встречаются горизонты строматолитовых доломитов, прослой доломитовых, кварц-доломитовых и известняковых брекчий. Породы, как правило, фосфатны (от долей до 5% P_2O_5), содержат прослой и линзы фосфоритов. Изредка наблюдается примесь туфового материала и единичные прослой туфов андезито-базальтовых порфиритов. Близкий состав кремнисто-карбонатная формация имеет и на площади Бийско-Катунского срединного массива.

В Беллыкской и Батеневской зонах формация характеризуется четким трехчленным строением. Ее нижняя преимущественно известняковая часть содержит прослой кремнистых пород и фосфоритов (биджинская свита), средняя часть сложена доломитами (сосновская свита), а верхняя представлена переслаивающимися известняками, доломитами, кремнистыми породами и фосфоритами (верхне-сосновская, верхняя часть овсянковой свиты).

В краевых частях зон появляются вулканогенные породы (верхи биджинской — низы сосновской свит), а в синхронных им карбонатных отложениях возрастает количество кремнистых прослоев.

Мощность кремнисто-карбонатной формации изменяется от 1200 до 1400 м.

В разрезе формации фиксируются два фосфоритоносных уровня. Один из них приурочен к нижней ее части (верхи кабырзинской свиты

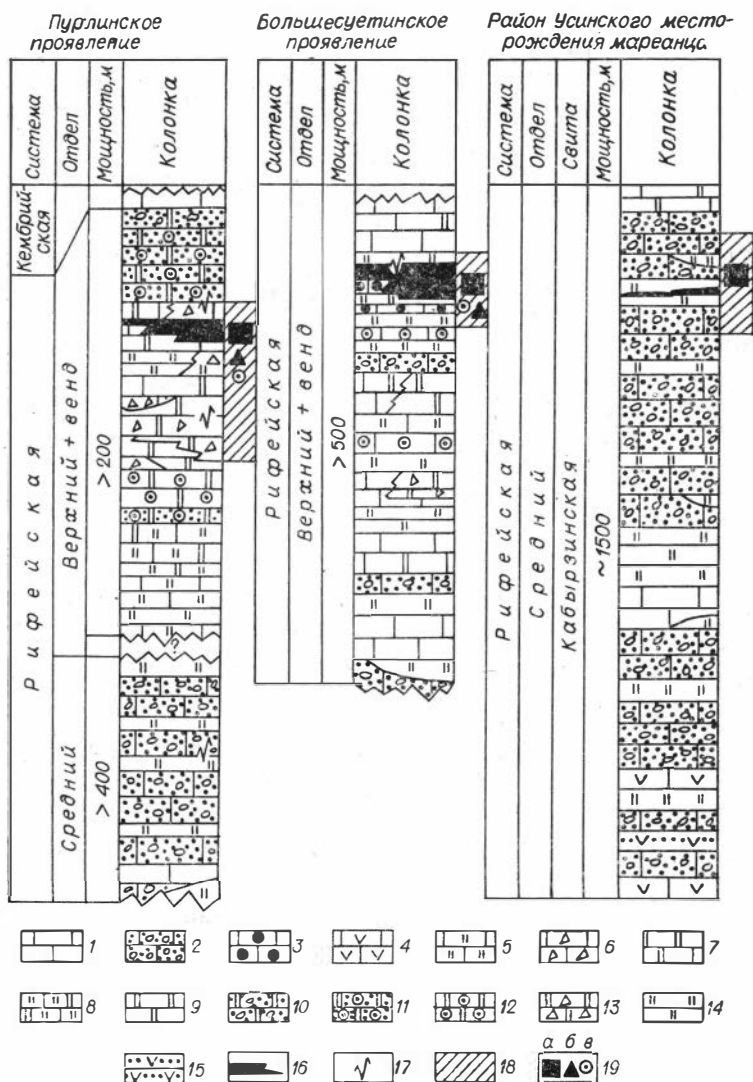


Рис. 4. Типовые разрезы кремнисто-карбонатной формации Горной Шории и Кузнецкого Алатау. Составили С. М. Миртова, Ю. В. Миртов.

1 — известняки; 2 — мелкообломочные известняки; 3 — оолитовые известняки; 4 — туфоизвестняки; 5 — кремнистые известняки; 6 — известняковые брекчи; 7 — доломитовые известняки, известковые доломиты; 8 — кремнистые известковые доломиты; 9 — доломиты; 10 — мелкообломочные доломиты; 11 — обломочно-онколитовые доломиты; 12 — оолитовые и онколитовые доломиты; 13 — доломитовые брекчи; 14 — кремни, углисто-кремнистые сланцы; 15 — туфы среднего основного состава; 16 — фосфориты пластовые; 17 — проблематика; 18 — повышенная фосфатность пород; 19 — фосфориты: а — тоннокристаллические, б — обломочные, в — оолитово-зернистые.

среднего рифея) и содержит комплексное фосфорит-сульфидно-марганцевое оруденение. С этими отложениями связаны мелкие проявления фосфоритов, не имеющие практического значения. Второй фосфоритовый уровень прослеживается от краевых частей карбонатной формации к кремнисто-карбонатной. Он связан с верхней половиной разреза — с вендским комплексом. В пределах этого уровня локализуются наиболее перспективные проявления фосфоритов (Пурлинское, Карасукское, Большесуетинское и др.).

Пурлинское проявление расположено в нижнем течении р. Пурла, в 15 км севернее месторождения Белка. Вдоль правого берега р. Пурла поисковыми работами прослежена на 1 км фосфоритовая мощ-

ностью 0,5—2,5 м. Она подстилается кремнистыми породами, перекрывающими онколито-строматолитовые доломиты. Перекрывается фосфоритоносная пачка известняками с проблематичными остатками губок. В пачке, сложенной доломитами и кремнями, присутствуют две литологические разновидности фосфоритов — мономинеральные и брекчиевые карбонатные. Содержание P_2O_5 изменяется в пределах 7,7—31,8%, среднее — 13,1%.

Для фосфоритов характерны слоистые текстуры, обусловленные чередованием монофосфатных слоев, слоев карбонатного и кремнистого фосфорита, мелкообломочных доломитовых и фосфорит-доломитовых брекчий с фосфоритовым и доломитовым цементом. Встречаются зачаточные фосфат-доломитовые оолиты и гнезда флюорита.

Близки описанному разрезы и состав фосфоритоносных пачек Большесуетинского и Карасукского проявлений. На последнем доминируют слоистые фосфориты, в которых чередуются прослои мономинерального фосфорита и кремнистых пород. Вскрытая мощность 3 м. Содержание P_2O_5 — 14,26%, SiO_2 — до 66%.

В Беллыкской и Батеневской структурных зонах Саржаковское и Юлинское месторождения и наиболее крупные проявления (Боградское, Тинское, Ворошиловское и др.) фосфоритов приурочены к средней и верхней частям формации.

Саржаковское месторождение (бассейн р. Бирюсы в 50 км от г. Красноярска) сложено карбонатными фосфоритами, локализующимися в двух пачках (250 и 150 м) овсянковой свиты. Линзы и отдельные фосфоритовые включения наблюдаются и в других частях последней.

Основное значение имеют два сложно построенных пласта, названных «Основным» (до 46 м в центральной части месторождения и до 10 м на его флангах) и «Южным» (10—25 м). Содержание P_2O_5 в них достигают 20—38%.

На всей территории развития отложения кремнисто-карбонатной формации по сравнению с синхронными ей толщами имеют более глубоководный облик. Для них характерны тонкослоистые, часто оолитовые, онколитовые текстуры, мелкообломочные структуры и хорошая дифференциация фосфатного, карбонатного и кремнистого материала. Формация перспективна для поисков богатых первично-осадочных фосфоритов.

Кремнисто-карбонатная формация среднего протерозоя Восточного Саяна выделена в разряд потенциально фосфоритоносных на основе сходства ее геотектонического положения, литологического состава и положения в формационном ряду с фосфатноносной кремнистосланцевой формацией вулканогенно-кремнистого ряда Н. С. Шатского (1955).

Кремнисто-карбонатная формация включает отложения жайминской свиты среднего протерозоя и в виде узких полос обрамляет с севера и юга сводовую часть Восточно-Саянского антиклинория (Приложение 2). Сложена формация переслаивающимися тонкослоистыми и плитчатыми мраморизованными известняками, кварц-графитистыми, углисто-кремнистыми, черными филлитовидными и реже кристаллическими сланцами. В нижней части разреза формации преимущественно развиты сланцевые прослои, число и мощность которых снизу вверх увеличивается. Выше по разрезу количество карбонатных горизонтов возрастает и в верхней части разреза наблюдается преимущественное развитие карбонатных пород. В крупном плане в разрезе формации отмечается тенденция к увеличению карбонатности пород с запада на восток с нарастанием мощности в том же направлении. Общая мощность формации 1500—2000 м.

Повышенное содержание фосфора, в 3—6 раз превышающее кларковое, выявлено в разрезах по рекам Енисей, Крол и в верховьях Маны. Количество P_2O_5 изменяется от 0,6 до 1,5%. Почти повсеместно в породах формации присутствуют Pb, Ag, Yb, V, Co, Be, которые в подстилающих

отложениях практически отсутствуют. Концентрации содержаний ряда элементов (Сг, Ва, Мп, Аг, Уб, V) превышают кларковое значение на 1—2 порядка.

Вулканоогенно-кремнисто-карбонатная формация распространена преимущественно в юго-западной части Салаира, в Восточном Саяне и Кузнецком Алатау (Приложение 2). Формация слагает краевые зоны жестких структур и представлена сложным вулканогенно-кремнисто-карбонатным комплексом отложений. На Салаире формация объединяет рифейские, вендские и нижнекембрийские толщи, в Кузнецком Алатау выделяется в объеме нижнего кембрия, а в Восточном Саяне по объему соответствует овсянковской свите верхнего рифея — венда.

Представителем месторождений фосфоритов в вулканогенно-кремнисто-карбонатной фосфоритоносной формации является *Тамалыкское месторождение* (восточный склон Кузнецкого Алатау), расположенное на выположенном водоразделе рек Теренсу, Багзасс и Ассук (верховье р. Томь). Длина его около 12 км, ширина от 1,5—2 до 3,5 км. По структурно-тектоническому строению делится на Южный, Центральный и Северный участки, из которых только Центральный изучен более или менее детально (рис. 5).

В геологическом строении района месторождения принимают участие багзасская свита верхнего рифея, тамалыкская и усинская свиты нижнего кембрия (рис. 6), а также интрузивные образования.

Багзасская свита на участке месторождения представлена средней частью, которая сложена массивными, реже слоистыми серыми, светло-серыми мелкокристаллическими доломитами с горизонтами водорослевых доломитов и линзами силицитов. Мощность багзасской свиты около 1200 м. На доломитах багзасской свиты с несогласием и размывом залегает тамалыкская фосфоритоносная свита, в разрезе которой выделяются более или менее выдержанные по простиранию пачки пород (снизу вверх — сланцевая, фосфоритовая и кремнистая), которые характеризуются определенным вещественным составом и общим комплексом органических остатков.

Сланцевая пачка мощностью 100—200 м представлена черными пиритизированными углисто-кремнисто-глинистыми, углисто-глинистыми, углисто-кремнистыми, часто известковыми, сланцами с прослоями и линзами базальтовых порфиритов, силицитов и известняков. В разрезе пачки отмечаются маломощные (0,5—3,0 м) линзы бедных карбонатно-кремнистых фосфоритов (7—12% P_2O_5). В линзах темно-серых известняков определены остатки водорослей.

Фосфоритовая пачка представлена слабофосфатными и доломитовыми известняками, доломитами (0,3—0,9% P_2O_5) с прослоями силицитов, углисто- и карбонатно-кремнистых сланцев и линзообразными пластами карбонатно-кремнистых, редко карбонатных фосфоритов (10—20% P_2O_5) мощностью 2—12 м и линзами марганцовистых известняков и известково-кремнистых сланцев (3—10% Мп). Органические остатки представлены в основном спикулами губок и радиоляриями. Мощность от 85 до 220 м.

Кремнистая пачка слагается силицитами, углисто-кремнистыми и углисто-кремнисто-глинистыми сланцами с линзами доломитовых известняков. В кремнистых породах отмечается обилие спикул и радиолярий. Мощность от 40 до 150 м.

Мощность тамалыкской свиты на месторождении составляет около 650 м. Обилие скелетных органических остатков дает основание относить тамалыкскую свиту к нижнему кембрию. Стратиграфическим аналогом ее следует считать усть-кундатскую (мрасскую) свиту Кузнецкого Алатау (Винкман и др., 1964). В районе месторождения на отложениях тамалыкской свиты залегает существенно известняковая усинская свита.

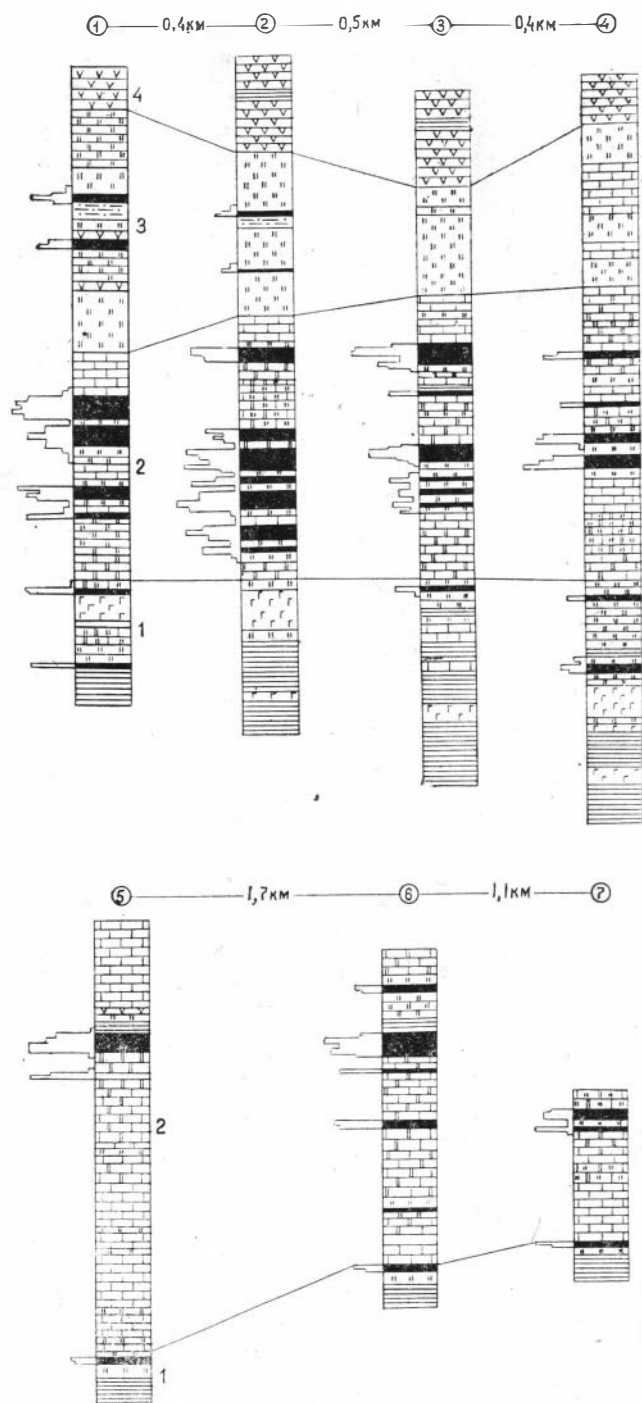
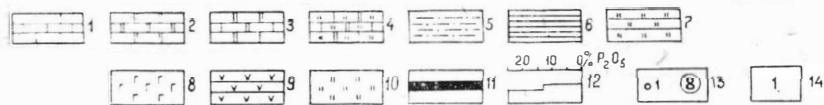
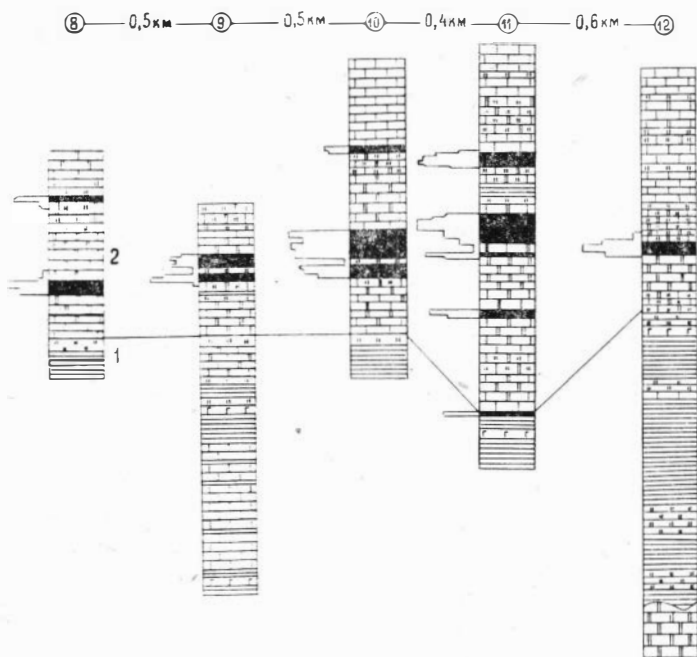


Рис. 5. Геологические профили по простиранию
 1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — доломитовые известняки; 4 — кремнисто-сланцы; 5 — базальтовые порфириды; 6 — андезитовые порфириды; 7 — и на колонках; 14 — номера пачек на колонках: 1 —

Кора выветривания на месторождении имеет сложное строение и состав, так как сформировалась на породах различного состава. Она имеет линейный характер, контролируется контактами кремнистых и карбонатных пород, а также тектоническими нарушениями. Мощность коры



тамалыкской свиты. Составил А. К. Мкртычян (1974).

карбонатные породы; 5 — алевролиты; 6 — углистые сланцы; 7 — кремнистые силициты; 11 — фосфориты; 12 — содержание P_2O_5 ; 13 — номера разрезов на плане сланцевая; 2 — фосфоритовая; 3 — кремнистая; 4 — вулканогенная.

выветривания колеблется в широких пределах, возраст ее условно считается мел-палеогеновым. Сложена кора выветривания структурным элювием разной зрелости. Переотложение продуктов выветривания наблюдается в карстовых полостях.

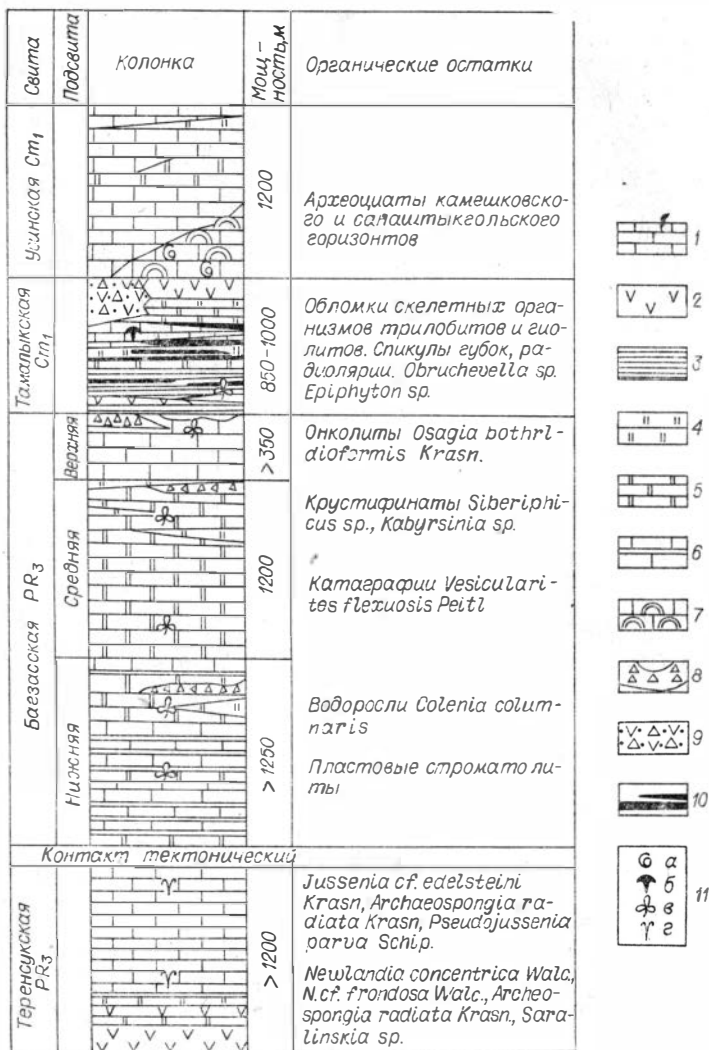


Рис. 6. Стратиграфическая колонка бассейна истоков Томи.
Составил А. К. Мкртычян.

1 — черные кристаллические известняки; 2 — диабазовые порфириты; 3 — углисто-глинистые сланцы; 4 — кремнистые сланцы, силциты; 5 — доломиты; 6 — темно-серые слоистые известняки; 7 — рифогенные известняки; 8 — карбонатно-фосфатные брекчии (2,5—8,5% P₂O₅); 9 — туфоонгломераты, лавобрекчии; 10 — пласты фосфоритов; 11 — органические остатки (▲ — археоциаты, б — трилобиты, в — водоросли, г — проблематика).

Особенностью фосфоритоносного карста Тамалыкского месторождения является то, что он заполняется не только продуктами выветривания карбонатно-фосфатных пород и фосфоритов, но и продуктами выветривания кремнистых пород и эффузивов основного состава. Поэтому качество тамалыкских вторичных фосфоритов (7—15% P₂O₅) значительно ниже качества вторичных фосфоритов, сформировавшихся исключительно за счет перерождения коры выветривания карбонатно-фосфатных пород (Мкртычян, Цыкин, 1968).

Наиболее полный разрез фосфоритовой пачки изучен в западной части Центрального участка месторождения. Здесь по ряду разрезов (см. рис. 5) мощность ее колеблется от 85 до 105 м. Фосфориты залегают в виде линзообразных пластов, которые вместе с вмещающими карбона-

тно-кремнистыми породами слагают три фосфатных горизонта. Каждый фосфатный горизонт содержит от 1 до 4 сближенных пластов темно-серых до черных, как правило, слоистых карбонатно-кремнистых фосфоритов мощностью от 2 до 9 м при среднем содержании по пласту от 10 до 22% P_2O_5 . Фосфатные горизонты разделены слоями карбонатных и кремнисто-карбонатных пород. Суммарная мощность фосфоритов в пачке по изученным разрезам колеблется от 12,2 до 34,0 м, составляя 11—37% мощности фосфоритовой пачки на этом участке.

Фосфориты подразделяются на седиментационные и седиментационные переотложенные, причем последние играют резко подчиненную роль. Седиментационные фосфориты представляют собой темно-серые, черные тонкокристаллические слоистые, реже массивные очень плотные породы. Основными породообразующими минералами их являются фторапатит, кварц, халцедон, кальцит и доломит. Примеси — углистое вещество (0,2—1,8%), серицит и пирит. Фосфориты разделяются на кремнистые, карбонатно-кремнистые, карбонатные и мономинеральные. На участке месторождения соотношение их следующее: кремнистые — 70%, карбонатно-кремнистые — 25 и карбонатные — 5%. Мономинеральные фосфориты самостоятельного значения не имеют.

Кремнистые фосфориты содержат 13—20% P_2O_5 и 36—42% SiO_2 . В отличие от других разновидностей фосфоритов отмечается повышенное содержание глинозема (2,2—7,8%), окиси железа (2,0—4,9%), окиси титана (0,15—0,25%) и суммы щелочей (0,85—1,63%).

Карбонатно-кремнистые фосфориты тесно связаны с кремнистыми постоянными переходами. Это темно-серые тонкокристаллические, как правило, слоистые и линзовидно-слоистые породы. Содержание P_2O_5 зависит от фосфоритных слоев, количество которых в породе колеблется в широких пределах.

Карбонатные фосфориты — серые до темно-серых мелко-тонкокристаллические тонкослоистые породы. Чередуются линзовидные слои (0,1—2,0 мм) углисто-фосфатного и доломит-известкового состава. Породообразующие минералы: фторапатит (до 40—50%), кальцит (до 35%) и доломит (до 15—20%). Углистое вещество и кварц присутствуют в виде примесей, однако содержание последнего иногда достигает 10—12%.

Кремнистые фосфориты наиболее легко обогатимы. Из руды (P_2O_5 — 9,4—18,5%) получен флотационный концентрат, содержащий 25,1—30,6% P_2O_5 при извлечении 87—94,7%. Карбонатно-кремнистые фосфориты обогащаются хуже. Из руды, содержащей 10,8% P_2O_5 , концентрат содержит 19,2% P_2O_5 при извлечении 84—86%. Карбонатные фосфориты хорошо обогащаются по схеме карбонатно-фосфатной флотации с применением фосфорной кислоты. В результате исследований фосфоритовых концентратов при гидротермической переработке получен обесфторенный фосфат, содержащий 28—29% P_2O_5 . Исследования по восстановлению фосфора из фосфоритов месторождения показали, что степень восстановления фосфора достаточно высокая (91,0—96,8%) и фосфориты могут быть использованы для производства желтого фосфора.

В районе Усинского месторождения марганца описываемая формация имеет двучленное строение. Нижняя часть ее (нижняя половина алданского яруса нижнего кембрия) имеет вулканогенно-кремнисто-карбонатный состав, верхняя — существенно карбонатный. Низы формации слагаются ритмично-слоистыми обломочными известняками с примесью телепирокластического материала и прослоями туфов среднего и основного состава. Широко развиты прослойки спонголитов, яшмовидных кремней, пиритизированных углисто-кремнистых сланцев, известняковых брекчий, карбонатных и хлорит-карбонатных марганцевых руд.

Фосфатность отмечается по всему разрезу нижней половины формации. Она обусловлена присутствием тонких (1—3 мм) слоев, линзочек, микростяжений и обломков черного пелитоморфного фосфорита,

последние отмечаются как постоянная примесь в обломочных известняках. Фосфоритные образования локализуются в основании и верхах толщ и тесно связаны с марганцевыми рудами. Содержание P_2O_5 в слойках и линзочках фосфорита 15—25%, во всем слое — до 2%.

На Юго-Западном Салаире вулканогенно-кремнисто-карбонатная формация объединяет отложения кивдинской, сунгайской, кедровской и аламбайской свит. Разрез ее в пределах этой структуры характеризуется двучленным строением. Нижняя часть формации имеет вулканогенно-кремнисто-карбонатный, а верхняя — кремнисто-карбонатно-вулканогенный состав. Низы формации (кивдинская и сунгайская свиты) слагаются черными невландиевыми и ритмично-слоистыми обломочными известняками с горизонтами черных кремней, кремнистых, углисто-кремнистых сланцев и прослоями туфов среднего и основного состава. Выше залегают фосфоритоносные отложения сунгайской свиты, представленные строматолитовыми, онколитовыми и слоистыми доломитами с горизонтами доломитовых, фосфорит-доломитовых брекчий, прослоями и линзами черных кремней и фосфоритов.

Верхи разреза формации (аламбайская свита) сложены толщей чередующихся эффузивов и туфов основного состава. Реже наблюдаются прослои обломочных известняков, туфоизвестняков и углисто-кремнистых сланцев.

Состав формации несколько изменяется от центральной части Салаира к зоне обрамления — увеличивается роль вулканогенных и кремнистых пород в разрезе формации. Мощность формации колеблется от 1500 до 5000 м.

Почти все проявления фосфоритов (Сунгайское, Кедровское, Иродов Лог), известные на Салаире в поле развития отложений вулканогенно-кремнисто-карбонатной формации, связаны со средней частью ее разреза (кедровской свитой верхнего рифея — венда). Слабой фосфатностью характеризуется весь разрез свиты, но наиболее обогащены фосфатом горизонты фосфорит-доломитовых брекчий и подстилающие их строматолитовые доломиты. Последние содержат прослои, линзы и гнезда мощностью от 1 до 10 см черных карбонатных фосфоритов (от 10 до 27% P_2O_5). Мощность горизонтов, обогащенных слойками фосфорита, достигает 0,2—0,4 м, содержание P_2O_5 в них на массу породы от 5 до 13%. В обломках фосфоритов из фосфорит-доломитовых брекчий содержание P_2O_5 колеблется от 21 до 38,7%, а на массу породы составляет от 1—2 до 3—5,6%. Фосфатный горизонт горными работами прослежен на 300 м, полная мощность его не вскрыта.

Мелкие фосфатопроявления известны также в пижней и верхней частях разреза формации. В низах ее, в отложениях кивдинской свиты, описаны желваковые известково-кремнистые фосфориты, содержащие до 8% P_2O_5 (проявление р. Шаландайка). В верхней части разреза в брекчиях карбонатно-кремнистого состава встречены единичные обломки фосфорита.

Фосфориты седиментационные, частично переотложенные, реже седиментационно-диагенетические. Формация перспективна для поисков фосфоритов.

Вулканогенно-карбонатная формация выделяется в составе нерасчлененных отложений рифея — нижнего кембрия в западной части Мрасского срединного массива (Приложения 1, 2). По данным геологосъемочных работ нижняя часть разреза формации существенно карбонатная (известняки, доломиты) с маломощными прослоями кремнистых пород, а верхняя — существенно вулканогенная. Здесь развиты эффузивы среднего и основного состава, их туфы и вулканомиктовые породы. Мощность формации оценивается в 2700—3000 м. Стратиграфическое положение устанавливается по сборам проблематики в нижней части ее разреза.

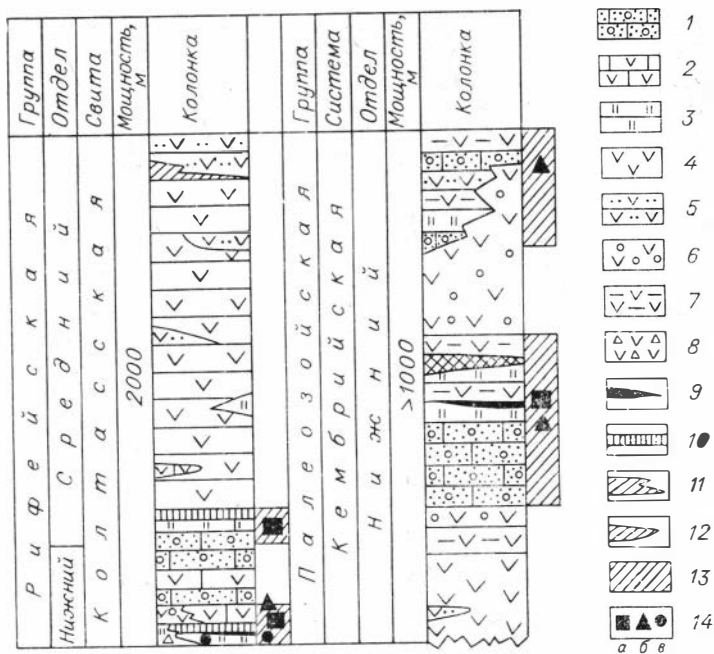


Рис. 7. Типовые разрезы карбонатно-кремнисто-вулканогенной формации Кузнецкого Алатау. Составила С. М. Миртова.

1 — обломочные известняки; 2 — туфоизвестняки; 3 — кварциты, кремнистые и углисто-кремнистые сланцы; 4 — андезито-базальтовые порфириды; 5 — туфы; 6 — туфоконгломераты; 7 — туфосланцы; 8 — туфобрекчии; 9 — фосфориты пластовые; 10 — колчеданные руды; 11 — магнетитовые и гематит-магнетитовые руды; 12 — марганцевые руды; 13 — повышенная фосфатность; 14 — фосфориты (а — тонкокристаллические, б — обломочные, в — конгрессионные).

С точки зрения фосфатности формация очень слабо изучена. В поле ее развития описываются фосфатные доломиты и горизонт фосфатных известняковых брекчий.

Карбонатно-кремнисто-вулканогенная формация распространена в Кузнецком Алатау, Горном Алтае и на Салаире (Приложения 1, 2). Она приурочена к подвижным (эвгеосинклинальным) зонам и складывается существенно вулканогенным комплексом отложений. В Кузнецком Алатау формация представлена разновозрастным комплексом отложений. В эвгеосинклинальных зонах древнего заложения она складывается отложениями нижнего — среднего рифея, а в наложенных палеозойских прогибах — нижнекембрийскими толщами. На Салаире в состав формации включены отложения алданского и ленского ярусов нижнего кембрия, а в Горном Алтае — нерасчлененный, существенно вулканогенный комплекс отложений венда — нижнего кембрия.

В Кузнецком Алатау, в зоне обрамления Восточно-Мартайгинской и Батеневско-Беллыкской жестких структур, формация представлена отложениями колтасской свиты нижнего — среднего рифея (рис. 7). Разрезы ее наблюдаются в бассейнах рек Бельсу, Малый Тумуяс, Белая Уса, Верхний Кибрас. Здесь формация примерно на 70—80% складывается вулканогенными породами: базальтовыми, плагиобазальтовыми, реже андезито-базальтовыми порфиридами и их туфами. Эффузивы занимают основную часть объема формации и лишь в верхах ее развиты вулканокластические и вулканомиктовые разности, с которыми связаны проявления стратиформных магнетитовых и гематит-магнетитовых руд. В основании формации наблюдается тонкослоистая толща (250—500 м), пред-

ставленная тонкопереслаивающимися обломочными известняками с примесью телепирокластического материала, туфов основного и среднеосновного состава, черных кремнистых и углисто-кремнистых сланцев. Со сланцевыми пачками в основании и верхах толщи связано комплексное фосфорит-марганцево-сульфидное оруденение — стратифицированные пласты сульфидных руд, сопровождающиеся тонкими (4—5 см) прослоями фосфатных (до 4,95% P_2O_5), марганцевистых сланцев и маломощными (0,1 м) прослоями бедных (9,44—9,71% P_2O_5) фосфоритов. В бассейне р. Бельсу в основании формации появляется горизонт туфоконгломератов, среди обломочных известняков и туфоизвестняков часты прослойки и пачки микрокварцитов, кремнистых и углисто-кремнистых сланцев. Последние содержат фосфатно-углистые (до 3% P_2O_5) и кремнисто-карбонатные конкреции сложного состава, состоящие из марганцевого сидерита, родохрозита и фторапатита.

Несколько иной разрез карбонатно-кремнисто-вулканогенной формации описан в пределах наложенных палеозойских эвгеосинклиналей (Тарасова и др., 1973). В северной части Кузнецкого Алатау в районе пос. Белогорск (см. рис. 7) она имеет трехчленное строение. Нижняя часть разреза слагается андезито-базальтовыми порфиритами с маломощными прослоями туфов. В средней части его описана пачка обломочных ритмично-слоистых известняков и туфоизвестняков с прослоями углисто-кремнистых сланцев и туфосланцев, а верхи разреза представлены вулканокластическими и вулканомиктовыми породами с единичными потоками лав и линзами рифогенных известняков, обломочных туфоизвестняков, углисто-кремнистых сланцев и туфосланцев. Фосфатноносны средняя и верхняя части разреза формации. Фосфатопоявления связаны с кремнисто-карбонатными горизонтами. В верхах толщи среди обломочных известняков встречены мелкие рассеянные обломки фосфорита. Со средней частью разреза формации связано фосфатопоявление руч. Новый. Здесь среди обломочных кремнисто-карбонатных отложений описан фосфоритоносный горизонт мощностью 25 м, представленный чередующимися тонкослоистыми кремнистыми, углисто-кремнистыми сланцами и туфосланцами. Среди сланцев выделяются пачки (по 0,2—0,5 м), содержащие слойки и линзочки черного пелитоморфного фосфорита. Распределение их внутри фосфоритоносного горизонта неравномерно. Наблюдаются пачки, в которых слойки фосфорита составляют 30—40%, и пачки, обедненные ими (5—10%). Содержание P_2O_5 в фосфоритовых слойках мощностью 2—8 мм колеблется от 11,8 до 32,7%.

В Горном Алтае к карбонатно-кремнисто-вулканогенной формации отнесены существенно вулканогенные отложения манжерокской свиты венда—нижнего кембрия. Она слагается спилитами, базальтовыми, редко андезитовыми порфиритами и их туфами. Наблюдаются горизонты кремнистых сланцев, кварцитов, доломитов и известняков. Мелкие фосфатопоявления, известные в полях развития формации, приурочены к осадочным пачкам. Здесь известны слабифосфатные (до 2% P_2O_5) доломиты, преимущественно обломочные, и обломочные известняки, содержащие до 7,27% P_2O_5 (появление Петрушевка). Маломощные (0,1—0,2 м) прослойки обломочных фосфоритов установлены в низах формации в бассейне р. Лев. Каяшкан. Они локализируются в пачке (4 м) черных слоистых слабифосфатных (0,7—4,2% P_2O_5) туфосланцев. Содержание P_2O_5 в прослоях фосфорита 6,3—8,7%. Галька фосфоритов встречена также в туфоконгломератах, перекрывающих фосфатный горизонт.

На Салаире формация объединяет отложения печеркинской, гавриловской и анчешевской свит нижнего кембрия. Районы ее развития плохо обнажены. Состав формации устанавливается по фрагментам разреза в районе горы Орлиной, по рекам Анчешевка, Ильинка и др.

Формация слагается эффузивами, преимущественно кислого, реже среднеосновного состава, их туфами, крупными телами рифогенных изве-

стняков, пачками вулканомиктовых пород, углисто- и хлорит-кремнистых сланцев и марганцовистых яшмоидов. Из вулканогенных пород здесь распространены кератофиры, кварцевые порфиры, риолито-дацитовые, андезито-дацитовые разности, спилиты. В рифогенных известняках также наблюдается примесь телепирокластического материала.

С отложениями формации на Салаире связано Анчешевское фосфатопроявление, приуроченное к туфогенной известково-сланцевой пачке анчешевской свиты. Мощность фосфоритоносной пачки 100—110 м. Она сложена переслаивающимися органогенными известняками, глинисто-хлоритовыми сланцами, туфами и туфопесчаниками. Слойки и линзочки (2—4 мм) фосфорита приурочены к горизонтам органогенных известняков. В фосфоритовых слоях содержится до 20% P_2O_5 . Здесь же описаны желваковые фосфориты (19—30% P_2O_5 в желваках) среди известково- и хлорито-глинистых сланцев.

Карбонатные породы в виде липовидных тел рифогенных известняков, прослоев и пачек обломочных известняков составляют примерно 10% объема формации. Кремнистые разности (~20%), тесно ассоциирующие с туфогенными и обломочными карбонатными породами, представлены кварцитами и кремнистыми сланцами. Фосфориты приурочены к кремнисто-карбонатным пачкам в разрезе формации и часто образуют комплексные фосфорит-марганцево-сульфидные образования. Фосфориты седиментационные, иногда седиментационно-диагенетические и обломочные. В формации возможно обнаружение мелких скоплений фосфоритов. Перспективы ее невысоки и связываются с кремнисто-карбонатными пачками в разрезе формации.

Карбонатно-вулканогенная формация известна в бассейнах рек Тюрим, Кульбюрстуг, Белый Июс, Мал. и Бол. Сая, Кувай, Крол и др. (Приложения 2, 3). В нее входят диабазы, диабазовые порфиры, спилиты, их туфы, туффиты, габбро-диабазы, долериты, известняки, доломиты биджинской и бахтинской свит. Около 60% объема приходится на вулканогенные породы. Мощность формации составляет 3700—5000 м. Возраст средний — верхний рифей установлен по палеомагнитным данным и находкам водорослей и онколитов.

Фосфатоносность связана с кремнистыми породами, залегающими среди известняков. Наиболее интересное фосфатопроявление установлено на р. Кувай, где кремнистые породы образуют линзу мощностью 5—10 м, протяженностью 100 м, в которой содержание P_2O_5 достигает 36,7% (Фосфоритоносные формации..., 1972, с. 97—116). Практического значения это проявление не имеет, а формация в целом малоперспективна на фосфориты, что обусловлено условиями ее образования.

Кремнисто-вулканогенная формация представляет собой сложный парагенетический комплекс вулканогенных и осадочных пород, включающий отложения чингинской, эжимской, алтынбулакской, частично акдурукской и тапсинской свит верхнего рифея — нижнего кембрия на территории Западного Саяна (Фосфоритоносные формации..., 1972, с. 116—125). В ней широко развиты силициты типа литов, кремнисто-глинистые сланцы, углеродисто-глинисто-кремнистые сланцы, базальтовые и диабазовые порфириты.

Фосфориты, фосфатные кремнистые и карбонатные породы имеют четкую приуроченность к кремнисто-карбонатной пачке, являющейся переходной от нижней вулканогенной толщи к верхней существенно осадочной пачке формации. Фосфатные породы локализуются в краевых частях линзовидных тел силицитов и доломитистых известняков. Содержание P_2O_5 в фосфоритах, залегающих линзочками мощностью 0,2 м и длиной 10 м достигает 18%. Такие линзы встречаются не часто. Более распространены фосфатные известняки, в которых фосфат только рассеян во всей массе породы. В поле развития формации установлены проявления фосфоритов Сизайское, Федоркинское и др. (Приложения 1, 2).

Формирование формации происходило в эвгеосинклинальных прогибах. Нахождение месторождений фосфоритов в этой формации маловероятно.

Вулканогенно-карбонатно-терригенная формация выделяется в составе нижнего кембрия по периферии Мрасского и Бийско-Катунского срединных массивов и в северной и северо-западной частях Горной Шории и в Горном Алтае (Приложения 2, 3). Разрезы формации содержат до 25% вулканогенных пород: эффузивов среднеосновного состава, их туфов и туфогенно-терригенных образований. Фосфатность пород формации установлена лишь для территории Мрасского срединного массива. Здесь в прослоях кремнисто-глинистых сланцев, туфопесчаников и известняков обнаружены конкреции фосфорита (Спандерашвили, 1957). Конкреции рассеянные либо сгруппированные, различной формы, размером до 2 см, редко до 15 см. Содержат P_2O_5 в конкрециях 24—30%. Конкреции черные, афанитовой структуры, содержат примесь глинистого и углистого вещества, спикулы губок, радиоларий. В известняковых брекчиях и песчаниках наблюдаются рассеянные обломки фосфорита, аналогичного описанному в конкрециях. В разрезе у дер. Парушка в углисто-кремнистых сланцах наряду с конкрециями встречены тонкие слойки и линзочки фосфорита. Формация мало перспективна для поисков промышленных месторождений фосфоритов в связи с рассеянным характером фосфатонакопления.

Потенциально фосфоритоносная кремнисто-карбонатно-терригенная формация нижнего — среднего рифея Восточного Саяна залегает в виде незначительных по мощности полос, вытянутых в северо-западном направлении на крыльях Дербиинского антиклинория. Эта формация, выделенная в объеме урманской и манской свит, подстилается кремнисто-карбонатной формацией протерозойского возраста и перекрывается вулканогенным комплексом пород бахтинской свиты среднего рифея. Формация характеризуется невыдержанным литологическим составом по вертикали и латерали с преимущественным развитием сланцевых пород, в меньших количествах карбонатных, песчаных и вулканогенных образований.

При геолого-геохимическом изучении разрезов кремнисто-карбонатно-терригенной формации по рекам Енисей, Мана, Крол и др. были выявлены повышенные содержания фосфора, в 3—6 раз превышающие кларковые значения. Повышенные содержания фосфора (от 0,6 до 2,5%) отмечены в нижней части формации и связаны преимущественно с линзовидными телами доломитов и доломитовых пород. Слабофосфатные кремнистые, кремнисто-глинистые сланцы и песчаники наблюдаются в средней и верхней частях формации. Содержания фосфора здесь колеблются от 0,3 до 0,5%.

Карбонатно-терригенная формация ордовика — силура широко распространена в Томь-Колыванской зоне, на Салаире и в Горном Алтае, в верхнем девоне она известна на северо-западе Салаира, в северной части Горного Алтая, в Колывань-Томской зоне и Минусинском прогибе (Фосфоритоносные формации..., 1972). Формация среднего ордовика — нижнего силура нижележащих отложений отделена тектоно-денудационным перерывом, а верхняя граница формации проводится по резкой смене карбонатно-терригенных отложений карбонатной толщей лудловского яруса верхнего силура. В составе формации преобладают алевролиты, песчаники, глинистые и известково-глинистые сланцы. В разрезе присутствуют прослои конгломератов, горизонты, прослои и линзы известняков, в резко подчиненном количестве — вулканогенные и вулканогенно-терригенные породы кислого и среднего состава.

Фосфатность формации изучена слабо. В настоящее время проявления фосфоритов известны в среднем и верхнем ордовике и нижнем силуре (Харин, 1965, 1968). В среднем ордовике фосфориты обнаружены в районе г. Гурьевска в отложениях ландейло. Они при-

урочены к горизонту кремнисто- и хлорито-глинистых сланцев с прослоями песчаников, алевролитов и туффитов. Среди сланцев отмечено 15 прослоев мощностью до 3—5 см, содержащих от 1 до 6,2% P_2O_5 . Фосфат образует мелкие овальные зерна, напоминающие копролиты и неправильные ступковидные обособления с расплывчатыми границами.

В верхнем ордовике фосфатопоявления известны в районе дер. Ельцовка, по р. Чумыш, ниже устья р. Ельцовка, у дер. Казапка и по р. Нахимовка (правый приток р. Томь-Чумыш). В районе д. Ельцовка фосфориты связаны с туфогенно-терригенной ритмично-слоистой пачкой мощностью 280 м. Фосфорит образует слойки мощностью от 2—3 до 15—20 см в верхах ритмов, содержание P_2O_5 — в пределах 12%. Фосфат концентрируется в округлых оолитоподобных зернах с кремнистой или известковой оболочкой, реже образует ступковидные обособления. С этим же уровнем связаны желваковые фосфориты (р. Чумыш) в туфогенно-терригенной пачке мощностью около 200 м. Размер желваков 15—20 см, содержание P_2O_5 от 4—7 до 10—13%.

В нижнем силуре фосфориты встречены в виде желваков (от 5 до 15% P_2O_5) в алевролитах и хлорито-глинистых сланцах (у дер. Березовка и Верх-Березовка), в виде галек в конгломератах (г. Гурьевск, р. Чухта и дер. Оселки), а также прерывистых слойков и линзочек глинистого фосфорита (руч. Мергела, приток р. Угар).

Карбонатно-терригенная формация верхнего девона выделена в составе франских отложений, представленных терригенными и карбонатными породами с обильной морской фауной (Приложение 1). В наложенных раннегерцинских прогибах разрез формации имеет трехчленное строение: базальные конгломераты и красноцветные песчаники в основании формации, морские терригенно-карбонатные отложения в средней ее части и красноцветные терригенные — в верхах. На северо-западной окраине Кузнецкого прогиба раннефранские фосфоритоносные отложения входят в состав мощной (до 3 км) толщи чередующихся алевролитов, глинистых сланцев, известняков и реже песчаников. В Томь-Колыванской зоне, Горном Алтае и на Салаире формация в основном сложена терригенными породами с небольшой примесью карбонатного материала. Мощность ее колеблется в широких пределах — от первых сотен метров до 2000—3000 м.

Фосфатоносность формации связана с наличием фосфоритовых конкреций и обломков фосфорита в песчаниках, гравелитах и конгломератах, рассеянных в сланцевой толще с фосфатизированными остатками мшанок и брахиопод. Фосфатопоявления верхнедевонского возраста прослежены более чем на 550 км с севера на юг и на 400 км с востока на запад. Мощность пачек, содержащих фосфориты, составляет первые метры. Желваки фосфорита рассеяны, реже наблюдаются прослои со значительной их концентрацией.

В Минусинском прогибе в этой формации фосфор присутствует в различных породах в виде многочисленных рассеянных мелких ступков бурого изотропного фосфата кальция и более редких индиоморфных зерен апатита. Изредка фосфатные породы образуют линзовидные тела сантиметровой мощности, содержащие до 8—12% P_2O_5 , редко 20—25%.

Перспективы обнаружения значительных скоплений фосфоритов в отложениях карбонатно-терригенной формации ордовика—силура и верхнего девона невелики в связи со значительными темпами осадконакопления и ограниченным объемом отложившегося фосфата.

Карбонатно-терригенная - телепирокластическая фосфоритоносная формация нижнего карбона, распространенная на площади Минусинского прогиба (Приложение 1), представлена чередующимися пачками красно- и сероцветных преимущественно обломочных пород, часто обогащенных пепловым материалом и содержащих прослои и пласты пепловых туфов и карбонатных

пород. В Минусинском прогибе в составе формации объединяются быстринская, алтайская, надалтайская, самохвальская, кривинская, соломенская (турнейский ярус), ямкинская, байновская, подсиньская (визейский ярус) свиты (Фосфоритоносные формации..., 1972, с. 164—171). Известные фосфатопоявления приурочены к быстринской и надалтайской свитам.

Повышенная фосфатность связана с «рыбными» горизонтами, в которых содержание P_2O_5 составляет 1,0—1,5, редко 4%, а фосфор концентрируется в остатках рыб; линзами гравелитов и прослоями доломитов (0,1—0,4 м), где группируются мелкие (2—5 см) известково-фосфатные конкреции и линзовидные (1—3 мм) прослойки фосфорита (содержание P_2O_5 до 9—16%); карбонатными песчаниками, где фосфаты кальция образуют скопления в цементе; туффовыми алевролитами и туффитами, где фосфат локализуется в виде тонких пропластков, линз и стяжений (содержание P_2O_5 от 0,1 до 10,0, редко до 20%).

В поле развития этой формации известны Кавказское, Светлоловское, Журское и другие проявления. В пределах формации нет оснований ожидать значительных скоплений фосфоритов.

Фосфоритоносная формация коры выветривания широко развита (Приложение 1). Известные в районе месторождения и проявления вторичных фосфоритов, являющиеся образованиями коры выветривания, не содержат прямых данных о возрасте. Наиболее вероятным временем их формирования, по имеющимся исследованиям (Ивания, 1973; Фосфоритоносные формации..., 1972, с. 171—194), является мел — палеоген.

На погруженном фундаменте Чулымо-Енисейской, Бийско-Барнаурской постпалеозойских впадин, а также в Кузбассе местами проявлена триасовая кора выветривания, которая также включает вторичное фосфатное оруденение. Эти фосфориты принято называть еще вторичными, карстовыми, остаточными-метасоматическими, континентальными и т. д. Теоретические вопросы образования этих руд разобраны во многих публикациях (Бушинский, 1964; Красильникова, 1966; Казаринов, Смирлыгин, 1968; Сухарина и др., 1961; Шмелькова, 1968; Фосфоритоносные формации..., 1972; Занин, 1969, 1975; и др.). Здесь в основном освещается геологопромышленная и прогнозная оценка оруденения. Последние основываются на характере взаимодействия триады: источник — корообразование — условия сохранности.

По условиям сохранности в полях развития фосфатноносных формаций района, продукты выветривания в основном уцелели только в карстах, а элювий площадного развития не сохранился. Практически значимым источником для образования вторичных фосфоритов в районе являются первично-фосфатные пачки рифей-нижнекембрийских формаций карбонатного ряда. Именно карбонатный состав исходных фосфатноносных пород обеспечивает в ходе их выветривания хорошее и устойчивое качество вторичных фосфоритов. Рудные тела последних имеют близкое к горизонтальному положение и развиваются или как остаточный элювий, или в форме линейных или площадных карстовых залежей, прилегающих к источнику. Линейные залежи следуют на или вдоль крутопадающих фосфатноносных пачек с кремнисто- и терригенно-карбонатной основой; фосфориты в них обычно разубожены нерастворимым остатком исходного субстрата.

Залежи хороших вторичных руд развиваются только по лишенному терригенности фосфат-карбонатному субстрату, образующему пологие структуры, способствующие созданию широкого по площади фронта фосфорпродуцирования. Значит, первичная фосфатность, преобладание карбонатной составляющей в составе исходного субстрата и большие по площади выходы последнего являются главным условием формирования в коре выветривания промышленных накоплений вторичных фосфоритов.

Древние карбонатные формации с фиксируемой первичной фосфатностью (при средних содержаниях P_2O_5 в фосфатных породах от 1 до 6, редко до 12%) почти целиком слагают Мрасский срединный массив в Горной Шории, затем широко развиты на разных участках Кузнецкого Алатау (Кийский — 450 км², Талановский — 40, Кия-Урюпский — 900, Белоусинский — 102, Амзасский — 65, Тайдон-Кожуховский — 420, Батеневского кряжа — 150 км²), Восточного Саяна (Беллыкский — 180 км², Телекский — 30, Тыгда-Камешковский — 15 км²), встречаются в южном Салаире (Тягун-Сунгайский — 360 км²) и распространены на Алтае (Каячинский — 300 км², Бийско-Катунский — 2300, Эскангинский — 200, Кадринский — 600 км²). На первично-осадочных фосфоритах они наиболее продуктивны в Мрасском районе; здесь же в связи с ними установлено и самое значительное вторичное оруденение. В благоприятной обстановке (низкогорье, хорошая сохранность продуктов выветривания, значительный объем продуцирующих толщ) перспективы на эти руды сохраняются также за слабофосфатными пачками карбонатных формаций (Алтай, Салаир, Кузнецкий Алатау, Восточный Саян).

В условиях определившейся по району низкосортности первично-осадочных фосфоритов древних карбонатных формаций более богатые вторичные руды создают здесь предпосылки освоения месторождений при комплексном использовании тех и других.

Всюду однотипные залежи вторичных фосфоритов и фосфатоносных пород имеют рыхлую консистенцию и состоят из преобладающего (70—80% объема) в разной степени фосфатоносного песчано-глинистого материала и подчиненных ему разновеликих (от первых миллиметров и сантиметров до 0,5—1 м) обломков каменистых разностей вторичных фосфоритов и фосфатизированных пород. Рыхлая масса слагается глинистыми минералами с преобладанием каолинита, кварцем обломочным и натечным, халцедоном, фторкарбонатапатитом; фосфоритовой сыпучкой и редко встречающимися железом- и алюмофосфатами. Обломки фосфоритов представлены опаловидными, натечными, плотными, пористыми и полосчатыми разностями с содержанием 33—38% P_2O_5 , а фосфатизированных пород — брекчиевыми, сланцевыми и песчанистыми, в которых содержание P_2O_5 варьирует в широких пределах. Такое многообразие видов создано в динамичных условиях жизни карста, где взаимодействуют процессы обрушения и многократной переработки и цементации карстовых выделений новыми порциями фосфорсодержащих растворов. Содержание P_2O_5 во вторичных рудах может повышаться относительно первоисточника в несколько раз и достигает на бескварцевом источнике 20—22% и более.

Особенностью руд является способность к высокой природной растворимости заключенного в них фосфата (15—44 отн. %). Это свойство создает возможность непосредственного использования их на удобрение в виде фосфоритной муки. Запасы вторичных фосфоритов в известных месторождениях и проявлениях составляют от первых единиц до 180 млн. т. Благодаря близкому положению к поверхности и залеганию в сухих условиях они благоприятны для открытой добычи. Наиболее крупные из выявленных месторождений Сибири — Телекское, Белкинское, Обладжанское — характеризуются рудами этого типа, которые значительно богаче исходных первично-осадочных фосфоритов и фосфатных пород (Занин, 1967; Казаринов, Смилкстын, 1968; Фосфоритоносные формации..., 1972; Шмелькова, 1971; и др.).

На *Белкинском месторождении* в Горной Шории у выходов белкинской и западносибирской первично-фосфатоносных пачек, характеризующихся содержанием P_2O_5 от 7 до 12%, размещаются 9 карстовых и остаточных залежей вторичных фосфоритов, которые лежат на глубине 2—10 м от поверхности и занимают площади от 9 до 50 га; мощность залежи колеблется от 6 до 15 м, а среднее содержание P_2O_5 — от 17 до 25%. Разведанные запасы вторичных фосфоритов составляют по категории

В + С₁ 25 млн. т при среднем содержании P₂O₅ 20,5%. Из других компонентов руды содержат (%) : SiO₂ — 18—48; CaO — 19—32; MgO до 2; Al₂O₃ — 7—13; Fe₂O₃ — 4—7; MnO — 0,1—0,3; TiO₂ — 0,2—0,5; SO₂ — до 0,1; CO₂ — до 3; п. п. п. — 4—9; V₂O₅ — до 0,1. На месторождении учтено еще 10 млн. т вторичных фосфоритов со средним содержанием P₂O₅ от 8 до 15%.

Предполагается использовать вторичные фосфориты совместно с концентратами обогащения первично-осадочных для получения элементарного фосфора методом электровозгонки.

Верх-Узасское месторождение, расположенное в Горной Шории, состоит из двух карстовых залежей вторичных фосфоритов, расположенных в лежащем боку белкинской слабофосфатной свиты. Залежи находятся под метровым слоем суглинков и разведаны шурфами по сети 200—100 × 50 м. Суммарные запасы фосфоритов составляют 6,2 млн. т при среднем содержании P₂O₅ 21%. Кроме того, они содержат (%) : SiO₂ — от 5 до 30; Al₂O₃ — от 5 до 15; Fe₂O₃ — от 2 до 9; CaO — от 20 до 50 и п.п.п. — от 2 до 10. Руды могут использоваться на изготовление стандартных сортов фосмуки для нужд сельского хозяйства.

На восточном склоне Кузнецкого Алатау вторичные фосфориты развиты на *Тамалыкском месторождении*, связанном с вулканогенно-кремнисто-карбонатной формацией. Они образуют в основном делювиально-элювиальные залежи на выходах пластов первичных фосфоритов и реже карстовые залежи, связанные с доломитами продуктивного горизонта. Вторичные фосфориты представлены каменистыми и рыхлыми разностями; содержание P₂O₅ в них 7—15%. Запасы оцениваются в 5 млн. т руды при содержании P₂O₅ около 15%.

На Батеневском кряже находится *Обладжанское месторождение* вторичных фосфоритов, развитых на карбонатных породах мартюхинской свиты: известковистых доломитах, доломитовых известняках, силицитах и доломитовых брекчиях. Среднее содержание P₂O₅ для свиты равно 1,6%, достигая в отдельных прослоях доломитов 9%. Вторичные фосфориты локализуются в депрессиях и представлены рыхлыми и каменистыми разностями. Содержание P₂O₅ в каменистых разностях фосфоритов достигает 30—40%. Разведанные запасы оцениваются в 17 млн. т руды при содержании P₂O₅ около 20%.

В западной предгорной части Восточного Саяна находится наиболее крупное месторождение вторичных фосфоритов — *Телекское*, приуроченное к погребенной котловине на породах кремнисто-карбонатной формации (верхний рифей — венд). Основная фосфоритовая залежь прослеживается по простиранию на 6 км при ширине от 50—100 м на флангах и до 600—800 м в центре. Одна треть ее площади уходит под четвертичные отложения, а наибольшая часть фосфоритов находится ниже кровли коры выветривания, под слабофосфатными переотложенными продуктами ее выветривания. Поэтому фосфориты отмечаются от поверхности до глубины 200 м. Они разделяются на две группы: рыхлые, слагающие подавляющую часть залежи, и каменистые. Содержание P₂O₅ в рыхлых фосфоритах колеблется от 5 до 35%, составляя в среднем около 14%. Каменистые фосфориты характеризуются более высоким содержанием P₂O₅, достигающим 38—40%.

Общие прогнозные запасы месторождения оцениваются в 180 млн. т руды при среднем содержании P₂O₅ 14,2%.

На Салаире вторичные фосфориты в виде небольших карстовых залежей встречаются на участках Кедровском, Сунгайском и Иродов Лог, расположенных в юго-западной части кряжа. Источником их является слабофосфатная пачка рифей-вендских доломитов. Параметры оруденения еще не выяснены.

На Северном Алтае в условиях относительной сохранности продуктов мел-палеогеновой коры выветривания, среди обширных выходов

докембрийских (рифей — венд) слабофосфатоносных формаций карбонатного ряда имеется пока одно — Сарасинское — проявление фосфатоносной коры выветривания. Фосфатоносная залежь развита на площади $110-150 \times 30-45$ м, имеет мощность 20 м и представлена фосфатными каолинит-гидрослюдистыми глинами с содержанием 10% P_2O_5 . Изученность перспективных комплексов на фосфориты здесь еще слабее, чем в Кузнецком Алатау, но в связи с кремнисто-карбонатным составом продуцирующих их пород перспективы на вторичные руды здесь незначительны. Исключение представляет только Каянчинский район с развитаем в субстрате слабофосфатоносных (Теплинское проявление) доломитов и известняков, лишенных терригенных примесей.

Окинский район

Окинский фосфоритоносный район прослеживается в субширотном направлении на расстоянии около 200 км от р. Сархой на западе до р. Китой на востоке, соответствует полю развития протерозойско-кембрийских отложений (Приложения 1, 5). Площадь района превышает 25 тыс. км², характеризуется труднодоступным горно-таежным рельефом.

Строение района сложное. Здесь распространены ниже-среднепротерозойские, рифейские, вендские, кембрийские и более молодые отложения, а также разновозрастные магматические образования. В разрезе осадочных толщ можно выделить три крупных комплекса: нижне-среднепротерозойский, среднерифейский и верхнерифейско-кембрийский. Первые два представлены метаморфическими, существенно карбонатными и карбонатно-терригенными отложениями. Это — хангарульская (PR_1), иркутная (PR_2), окинская (PR_2), монгошинская (R_2) и дибинская (R_2) свиты. В них пока не выявлено крупных фосфоритопоявлений. Возможно, это объясняется лишь недостаточной их изученностью. Анализ литологического состава этих отложений позволяет выделить среди них ряд формаций, которые могут рассматриваться как потенциально фосфоритоносные.

Третий комплекс, представленный верхнерифейско-кембрийскими образованиями, является наиболее фосфоритоносным, определяющим Окинский фосфоритоносный район. Эти отложения выполняют три тектонические структуры: Ухагольский, Боксон-Сархойский и Ильчирский синклиналии. Окинский фосфоритоносный район отделен от Хубсгульского крупной Шибит-Ламбшитигской антиклинорной структурой.

Разрез верхнерифейско-кембрийских отложений в рассматриваемом районе представлен вулканогенно-терригенным (сархойская свита R_3), существенно карбонатным (боксонская надсвита R_3-C_2) и карбонатно-терригенным (мангатгольская свита C_{2-3}) комплексами осадков, в целом характеризующих единый формационный ряд миогеосинклинальных отложений раннекаледонского этапа развития этого региона.

Продуктивной является боксонская надсвита (R_3-C_2), включающая ряд свит (снизу): забитскую (R_3-V), табинзуртинскую (V), хужиртайскую (C_1), нюргатинскую (C_1) и хютенскую (C_2). К забитской свите приурочены все известные в районе месторождения фосфоритов (Ухагольское, Боксонское, Харанурское). Возраст ее определяется неоднозначно: одни исследователи считают его вендским (Н. С. Ильина, М. А. Семихатов и С. М. Серебряков, Г. А. Воронцова), другие — верхнерифейско-вендским (В. В. Жабин и М. В. Степанова, В. И. Алексеев, И. Н. Семейкин, Ю. П. Бутов).

Карбонатно-терригенная метаморфизованная потенциально-фосфоритоносная формация нижнего протерозоя соответствует хангарульской свите (PR_1), являющейся средней (наиболее карбонатной) частью китойкинской серии. Она сложена в разной степени метаморфизованными породами; преобладают доломитовые,

кальцитовые мраморы и различные гнейсы. Карбонатные породы составляют 30% объема формации, мощность которой 3300—3700 м. В карбонатно-силикатных сланцах и графитизированных мраморах на Урикском участке Л. И. Николаева отмечает повышенную фосфатность. Формация распространена в бассейнах рек Урдо-Ока, Хайта, Бол. Белая, Олот, Китоикин, Урик и Китой.

Карбонатная метаморфизованная потенциально фосфоритоносная формация среднего протерозоя выделена в объеме Иркутской свиты (PR_2), имеющей существенно карбонатный состав. По данным В. К. Маньковского, она включает ряд пачек, сложенных серыми кальцитовыми и доломитовыми мраморами (иногда с запахом сероводорода) и редко кварцитами; общая ее мощность более 2000 м. В мраморах отмечаются графит, тремолит, фуксит, флогопит, апатит. Формация распространена в южной и восточной частях района (верховья р. Иркут и Тункинский хребет).

Карбонатная потенциально фосфоритоносная формация среднего рифея, соответствующая монгошинской свите (R_2), имеет широкое распространение. Она слагает ряд разрозненных площадей в северной (реки Жомболок, Ока, Айнак) и южной (верховья рек Ока, Иркут, Китой) частях района. На севере она соответствует всему объему свиты, а на юге — лишь ее нижней половине. Формация представлена в основном серыми и светло-серыми массивными кристаллическими известняками и доломитами, содержащими графит. Подчиненное значение имеют темно-серые углеродистые известняки, углеродисто-карбонатные сланцы, а также кварциты и биотитовые сланцы. Формация характеризуется значительной изменчивостью состава: выделяются доломитовая, известняковая и доломитово-известняковая подформации. Мощность формации варьирует от 800 до 3400 м.

Терригенно-карбонатная потенциально фосфоритоносная формация среднего рифея распространена в южной части района, где ей соответствует верхняя половина монгошинской свиты (R_2). В составе формации помимо карбонатных заметная роль принадлежит терригенным породам (кварцевые песчаники, серицитовые сланцы). В восточном направлении (бассейн р. Толта) в разрезе формации существенное значение приобретают доломитовые мраморы, кварциты и отмечаются черные фосфатсодержащие (1,2—1,4% P_2O_5) известняки. Мощность формации составляет более 2300 м.

Кремнисто-карбонатная фосфоритоносная формация верхнего рифея — венда, выделяемая в объеме забитской свиты, наиболее фосфоритоносна. Она включает несколько горизонтов фосфоритов и фосфатсодержащих пород на различных стратиграфических уровнях. Формация широко развита в пределах Окинского фосфоритоносного района, встречается практически во всех тектонических структурах в бассейнах рек Сархой, Забит, Ухагол, Урдо-Боксон, Улзыта, Урик. Общая протяженность выходов формации составляет более 125 км.

Формация имеет сложное строение и неодинаковый состав в разных структурах. В целом она соответствует крупному трансгрессивному этапу развития бассейна, и при этом характеризуется циклическим строением — в Боксонском синклиории выделяются три, а в Ухагольском — четыре седиментационных цикла, представленные повторяющимся трансгрессивно-регрессивным рядом осадков. Начинается и заканчивается каждый цикл обычно относительно мелководными отложениями с повышенным содержанием (относительно средней части) обломочных компонентов (Семейкин и др., 1976). В средних же частях циклов залегают тонкогоризонтально-слоистые карбонатные породы, характеризующиеся относительно более глубоководными условиями осадконакопления. Каждый последующий цикл начинается с размыва. Цикличность прослеживается во всех разрезах формации, при этом циклы хорошо коррелируются между собой

в разных структурах. В то же время состав формации на площади ее распространения изменчив, что обуславливает выделение в ней двух подформаций: кремнисто-терригенно-карбонатной и карбонатной. Первая характерна для Ухагольского синклиория, вторая — для Боксонской моноклинали.

Представление о строении кремнисто-терригенно-карбонатной подформации дает разрез в районе Ухагольского месторождения, детально описанной И. Н. Семейкиным и др. (1976), где формация имеет четырехчленное цикличное строение (рис. 8), причем нижний цикл залегает на подстилающей сархойской терригенной свите с размывом.

Карбонатная подформация распространена в Боксонской моноклинали, где размещается одноименное месторождение фосфоритов. Здесь подформация разделяется на три седиментационных цикла (рис. 9), которые хорошо сопоставляются с тремя верхними циклами в Ухагольском синклиории. Отложения первого цикла здесь отсутствуют, поэтому разрез подформации начинается со второго цикла, залегающего на сархойской свите с крупным несогласием.

Таким образом, рассмотрение обеих подформаций кремнисто-карбонатной формации показывает, что основу ее составляют карбонатные, существенно доломитовые породы; терригенные и кремнистые образования имеют резко подчиненное значение. Поэтому на первый взгляд может показаться, что выделение карбонатной и кремнисто-терригенно-карбонатной подформации имеет до некоторой степени условный характер. Однако формационная принадлежность отчетливо проявляется при рассмотрении продуктивных частей разреза (фосфоритных пачек). Так, в карбонатной подформации фосфоритная пачка включает светлоокрашенные массивные микрозернистые доломитовые низкокачественные (8% P_2O_5) фосфориты, для которых вмещающими породами являются исключительно доломиты. Фосфоритные пачки в кремнисто-терригенно-карбонатной подформации содержат черные, углеродсодержащие (до 1% $C_{орг}$) слоистые, относительно более качественные (15% P_2O_5) фосфориты различного состава: кремнисто-доломитовые, гидрослюдисто-кремнистые, кварцево-песчанистые, а вмещающими породами являются кремнистые доломиты, алевроитисто-песчанистые доломиты, углеродистые сланцы сложного состава.

Трансгрессивные и регрессивные части фосфоритоносных циклов определяются по появлению более мелководных карбонатов и в них терригенных (песчаной и глинистой) примесей, а также по признакам размыва. Трансгрессивная часть отличается от регрессивной большей терригенностью, наличием красноцветных отложений, преобладанием более грубой, относительно нижних частей циклов, кластики (Семейкин и др., 1976).

Повышенная фосфатность отмечается лишь в начальных и завершающих слоях трансгрессивно-регрессивных седиментационных циклов. На трансгрессивном этапе фосфатонакопление проявляется слабо и выражено обычно в виде накопления обломочных фосфатсодержащих пород, реже низкокачественных фосфоритов. На регрессивном этапе седиментогенеза имеет место главным образом хомогенное фосфатонакопление промышленного масштаба.

Ниже описываются основные месторождения кремнисто-карбонатной формации.

Ухагольское месторождение связано с кремнисто-терригенно-карбонатной подформацией. Оно расположено в бассейне верхнего течения р. Хоре у границы СССР с МНР, которая разделяет месторождение на южную и северную части. Месторождение находится в одноименном синклиории и протягивается в северо-восточном направлении на 16—17 км при ширине 2—5 км.

Вначале была выявлена южная часть месторождения (Ильин, 1970, 1973) и лишь позднее, в 1970 г., северная — работами П. В. Осокина,

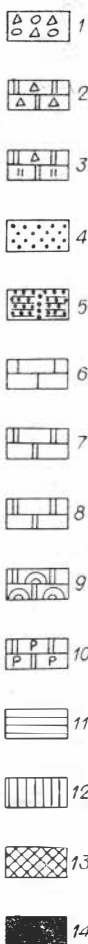
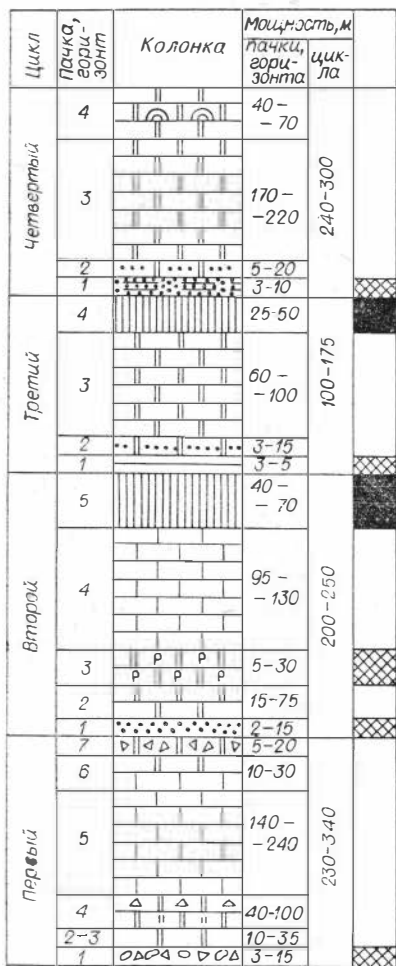
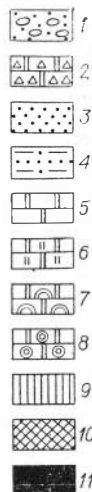
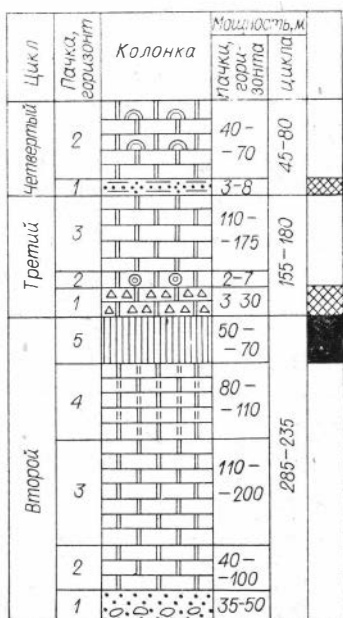


Рис. 8. Литолого-стратиграфический разрез кремнисто-терригенно-карбонатной субформации верхнего рифея — венда (Ухаловский синклиорий). Составил И. Н. Семейкин.

1 — конгломерато-брекчия различного состава; 2 — карбонатные брекчии; 3 — кремнисто-карбонатные брекчии; 4 — песчаники; 5 — переслаивание песчаников, алевролитов и сланцев; 6 — известняки; 7 — доломиты; 8 — доломиты песчаные; 9 — доломиты строматолитовые; 10 — доломиты фосфатсодержащие; 11 — сланцы; 12 — фосфоритная пачка; 13—14 — фосфоритные стратиграфические уровни (13 — непродуктивные; 14 — продуктивные).

Рис. 9. Литолого-стратиграфический разрез карбонатной субформации верхнего рифея — венда (Боксонская моноклиналь). Составил И. Н. Семейкин.

1 — конгломераты; 2 — карбонатные брекчии; 3 — песчаники; 4 — переслаивание песчаников, алевролитов и сланцев; 5 — доломиты; 6 — доломиты окремненные; 7 — доломиты строматолитовые; 8 — доломиты оолитовые; 9 — фосфоритная пачка; 10 — 11 — фосфоритносные стратиграфические уровни (10 — непродуктивные; 11 — продуктивные).



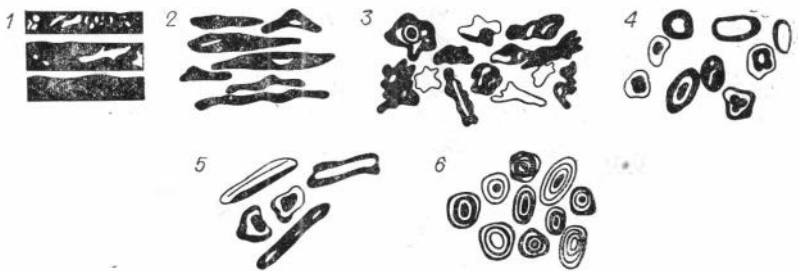


Рис. 10. Морфологические группы фосфатных выделений.

1 — слойки; 2 — линзочки; 3 — неправильные выделения; 4 — зерна; 5 — обломки; 6 — оолиты.

В. П. Арсентьева, М. М. Язмира. Здесь характеризуется советская часть Ухагольского месторождения.

На месторождении выделяется пять участков. Главным из них является собственно Ухагольский с основными запасами фосфоритных руд. Участок представляет собой южную часть месторождения — сильно сжатую и опрокинутую на восток синклинальную складку с углами падения крыльев $45-65^\circ$. В обоих крыльях залегают продуктивные пачки, которые по простиранию прослежены на 4—5 км. На юге они переходят на территорию МНР, а на севере срезаются тектонически и перекрываются покровами базальтов.

Площадь месторождения сложена в основном терригенной сархойской свитой (R_3) и существенно карбонатной забитской (R_3-V), которые частично перекрыты неогеновыми базальтами и четвертичной мореной. На месторождении широко проявлена дизъюнктивная тектоника, которая разделяет его на отдельные блоки.

Фосфориты месторождения очень разнообразны. Среди фосфатных выделений различаются несколько групп (рис. 10): слойки, линзочки (30—40%), выделения неправильной формы (40—50%), зерна (10—15%), обломки (5—10%), редко оолиты.

Слойки имеют мономинеральный фосфатный состав, в качестве дисперсной примеси (не более 5%) присутствуют карбонаты, углеродистое вещество, гидроокислы железа и пирит. Длина слойков 0,3—2,0 м, а мощность — от долей до 10 мм, реже 20 мм.

Для выделений неправильной формы характерна тесная связь с фосфатными слойками. Морфология этих выделений меняется от червеобразной до неправильно-округлой, а размер — от сотых долей до 2—3 мм.

Зерна — фосфатные выделения округлой формы различной генетической природы: микроконкреции, псевдоморфозы по органическим остаткам и окатанные обломочки размером 0,05—2,0 мм, чаще 0,1—0,25 мм. Отмечается примесь микрозернистого кварца, карбоната, чешуек гидрослюда и углеродистого вещества. Фосфориты, в которых фосфатное вещество представлено в основном в виде зерен, выделяются под названием микрозернистых.

Фосфоритные обломки характеризуются различными формами, размерами и степенью окатанности.

В строении фосфоритов обычно участвуют не менее двух указанных элементов, поэтому структура фосфоритов называется соответствующими словосочетаниями: микрозернисто-слойковая и т. п. Однако нередко фосфориты состоят из трех — четырех фосфатных элементов и в этих случаях они рассматриваются как фосфориты сложного строения.

Нефосфатные компоненты в фосфоритах представлены прослоями известняков, доломитов (углеродистых, гидрослюдистых, алевритистых, песчаных, кремнистых), алевролитов, песчаников, сланцев сложного состава, а также конкрециями кремней. Кварц представлен двумя модификациями, поэтому различаются кремнистые фосфориты (аутигенный кварц)

и кварцевые (терригенный кварц). Первопричиной многообразия фосфоритов является резкая фациальная изменчивость отложений.

Фосфориты — тонко-, реже толстоплитчатые слоистые породы, состоящие из чередующихся прослоев пород различного состава, в разной степени насыщенных перечисленными выше фосфатными образованиями. Тонкоплитчатые разности по сравнению с толстоплитчатыми характеризуются значительно лучшим качеством.

В целом фосфориты можно подразделить на существенно карбонатные (кремнисто-карбонатные) и существенно кварцевые (гидрослюдисто-кварцевые). Встречаются фосфориты и промежуточного более сложного состава.

Наиболее распространены существенно карбонатные (доломитовые) фосфориты, в которых доломит представлен двумя основными генерациями: микрозернистой (0,005—0,01 мм) и мелко-среднезернистой (0,05—0,25 мм). Первая слагает слойки, а также дисперсную примесь, линзочки и округлые зерна (пеллеты), заключенные в фосфатных слойках. Это — первично-осадочный доломит; он замещается фосфатом, доломитом второй генерации, кальцитом, халцедоном. Мелко-среднезернистый доломит слагает неправильные выделения, пятна, замещающая фосфат; природа его, видимо, позднедиагенетическая.

Кальцит в фосфоритах — вторичный, имеет подчиненное значение, за исключением известковых фосфоритов, образовавшихся в результате эпигенетической кальцитизации доломитовых разностей.

В фосфоритах разного состава преобладают различные формы фосфатных выделений: в карбонатных — слойковые и их производные (неправильные выделения), а в гидрослюдисто-кварцевых — микрозернистые. В последних фосфатные зерна концентрируются в прослоях кварцевых песчаников.

На месторождении выделяются две фосфоритные пачки: нижняя (главная) и верхняя, разделенные пачкой доломитов (50—100 м).

Нижняя фосфоритная пачка включает три продуктивных пласта, сложенных различными литогенетическими разновидностями фосфоритов. Выделяются три типа разреза фосфоритной пачки (рис. 11), каждый из которых характеризует определенную литофациальную зону: первый — западную краевую, второй — центральную, третий — восточную краевую (рис. 12). Краевые зоны представляют собой относительно мелководные участки палеобассейна, которые примыкали к предполагаемым подводным поднятиям; центральная зона — область, удаленная от них и характеризующаяся более глубоководными условиями осадконакопления. В центральной зоне в фосфоритах присутствуют в основном хемогенные карбонаты и аутигенный кварц, а в краевых зонах — в значительной степени терригенный кварцевый и гидрослюдистый материал. Максимальная изменчивость фосфоритных пачек проявляется по продуктивным пластам и исчезает в разделяющих их слоях. Размещение литогенетических разновидностей фосфоритов по литофаціальным зонам показано в табл. 5, а их химический и минеральный состав — в табл. 6.

Ниже приводится характеристика фосфоритной пачки (снизу вверх), за основу рассмотрения принят разрез ее в центральной литофациальной зоне (см. рис. 11).

1. Первый фосфоритный пласт — черные плитчатые тонкослоистые слойково-микрозернистые известковые фосфориты. В восточной краевой литофациальной зоне (III)* распространены также толстоплитчатые обломочные разности. Пласт выражен нечетко, с подстилающими фосфатосодержащими известняками связан постепенными переходами. В связи с тем, что известняковые фосфориты образовались в результате эпигенетической кальцитизации доломитовых фосфоритов, они лишь могут условно

* Для удобства условимся называть западную краевую зону первой (I), центральную — второй (II), восточную краевую — третьей (III).

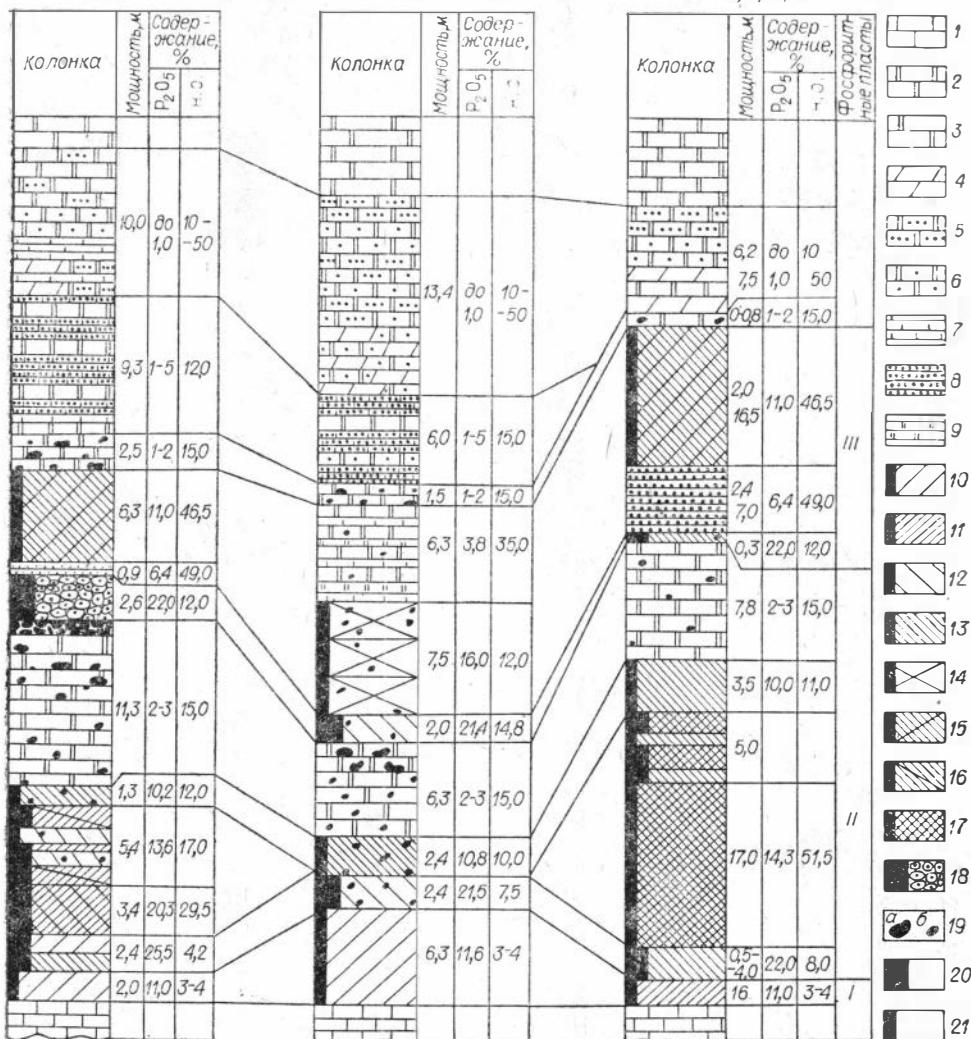


Рис. 11. Корреляция литологических колонок нижней (главной) фосфоритной пачки Ухогольского месторождения по разным литофациальным зонам. Составили А. Ф. Георгиевский, Б. Г. Гуревич.

1 — тонкослоистый углеродистый известняк; 2—6 — доломит (2 — тонкослоистый, 3 — толстослоистый, 4 — глинистый, доломитовый мергель, 5 — алевроитный, 6 — песчаный); 7—9 — сланцы (7 — карбонатные, 8 — алевроитные и алевроито-песчаные гидрослюдистые, 9 — углеродисто-гидрослюдисто-кремнистые); 10—18 — фосфориты (10 — известковые слойково-микрозернистые, 11 — известковые обломочные, 12 — тонкослоистые кремнисто-доломитовые сложного строения, 13 — толстослоистые зернисто-линзовидные кремнисто-доломитовые, 14 — микрозернисто-слойковые углеродисто-гидрослюдисто-кремнисто-доломитовые, 15 — разнослоистые зернистые гидрослюдисто-доломитово-кварцевые, 16 — линзовидно-микрозернистые углеродисто-гидрослюдисто-кремнистые, 17 — линзовидно-микрозернистые углеродисто-кремнисто-гидрослюдистые, 18 — конкреционные); 19 — конкреции кремней (а — караваяподобные, б — шаровидные); 20 — фосфориты относительно высококачественные (18% P₂O₅); 21 — фосфориты относительно низкокачественные (7—18% P₂O₅).

рассматриваться в качестве пласта, мощность которого значительно меняется на коротких расстояниях: от 0,5 до 15 м. Содержание P₂O₅ колеблется в пределах 5,2—21,0%.

2. Второй фосфоритный пласт характеризуется двучленным строением. Нижняя часть преимущественно сложена относительно высококачественными кремнисто-доломитовыми фосфоритами сложного строения с

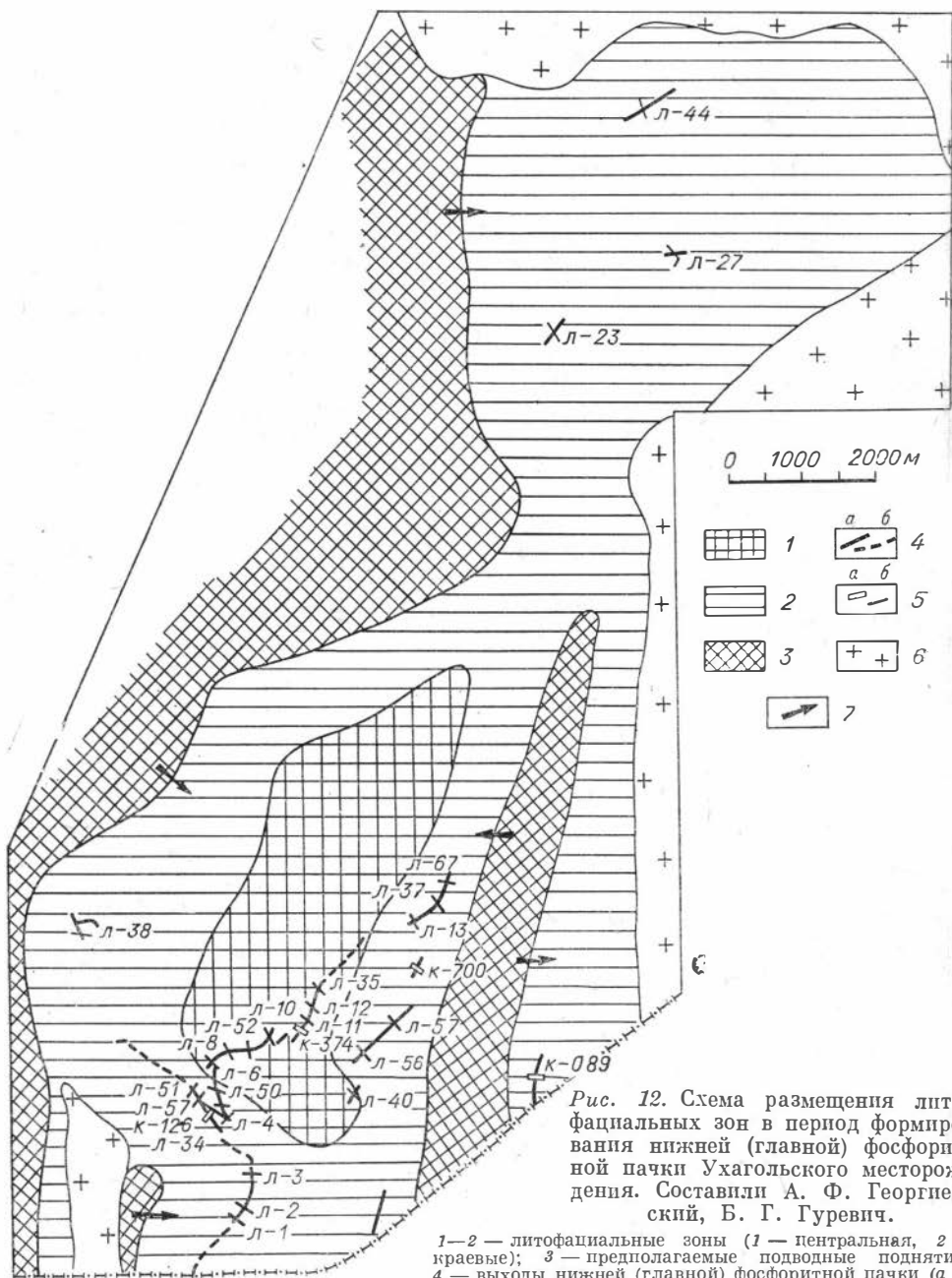


Рис. 12. Схема размещения литофациальных зон в период формирования нижней (главной) фосфоритной пачки Ухагольского месторождения. Составили А. Ф. Георгиевский, Б. Г. Гуревич.

1—2 — литофациальные зоны (1 — центральная, 2 — краевые); 3 — предполагаемые подводные поднятия; 4 — выходы нижней (главной) фосфоритной пачки (а — прослеженные, б — предполагаемые); 5 — одиночные каналы (а), поисково-разведочные линии (б); 6 — площади развития палеозойских интрузий; 7 — направление сноса терригенного материала.

конкрециями кремней. Содержание P_2O_5 колеблется в пределах 15—33%, нерастворимый остаток — 2—21%, мощность 2,4—9,0 м.

Верхняя часть пласта сложена относительно низкокачественными толстослоистыми микрозернисто-линзовидными кремнисто-доломитовыми фосфоритами с конкрециями кремней. Содержание P_2O_5 7—16%, нерастворимый остаток 2—16%, мощность 1,7—3,9 м. Переход между обеими частями пласта постепенный.

В краевых зонах строение фосфоритного пласта усложняется: в средней его части обычно залегает мощный (5—17,3 м) слой тонкослоис-

Распространение литогенетических разновидностей фосфоритов в разных литофациальных зонах Ухагольского месторождения

Фосфоритные пачки	Номер пласта	Литофациальные зоны	
		центральные	краевые
Верхняя	2	Слойково-микрозернистый кварцево-доломитовый Слойково-мономинеральный (метасоматический) Доломитовый (метасоматический) с фосфатными выделениями неправильной формы Обломочный доломитовый	
	1	Слойковый углеродисто-кварцево-гидрослюдисто-доломитовый	
Нижняя (главная)	3	Тонкослоистый микрозернисто-слоистый углеродисто-гидрослюдисто-кремнисто-доломитовый Тонкослоистый кремнисто-доломитовый сложного строения	Неравномерно-слоистый микрозернистый гидрослюдисто-доломито-кварцевый Конкреционный кремнисто-карбонатный, мономинеральный
	2	— Толстослоистый микрозернисто-линзовидный кремнисто-доломитовый Тонкослоистый кремнисто-доломитовый сложного строения	Тонкослоистый линзовидно-микрозернистый углеродисто-гидрослюдисто-кремнистый
	1	Тонкослоистый слойково-микрозернистый известковый	Толстослоистый обломочный известковый

тых линзовидно-микрозернистых фосфоритов углеродисто-гидрослюдисто-кремнистого состава, содержащих 17,3—20,3% P_2O_5 и 30—50% н. о. По этой причине мощность пласта в краевых зонах заметно возрастает. Для сравнения приведем средние его параметры (мощность, P_2O_5 , н. о.) по разным литофациальным зонам: I — 15,0 м, 17,5 и 21,5%; II — 7,0 м, 16,4 и 8,5%; III — 27,6 м, 15,5 и 28,0%.

3. Грубоплитчатые кремнистые доломиты, разделяющие второй и третий фосфоритные пласты — 6,0—15,5 м. Это — серые слоистые фосфатсодержащие доломиты с многочисленными конкрециями кремней.

4. Третий фосфоритный пласт характеризуется трехчленным строением (снизу): 1) темно-серые плитчатые тонкослоистые кремнисто-доломитовые фосфориты сложного строения с конкрециями кремней, относительно высококачественные — 2,0—7,2 м. Содержание P_2O_5 — 16,5—30,5%, н. о. — 8—25,5%; 2) черные слоистые микрозернисто-слоистые фосфориты углеродисто-гидрослюдисто-кремнисто-доломитового состава — 7,5—10,5 м. Содержание P_2O_5 — 12—20%, н. о. — 9—16%; 3) переслаивание углеродисто-гидрослюдисто-карбонатных либо углеродисто-кремнисто-гидрослюдистых сланцев с фосфатсодержащими углеродистыми доломитами и фосфоритами, аналогичными слою 2. Мощность слоя 3,0—6,3 м, содержание P_2O_5 1,5—12%, н. о. — 6—52%.

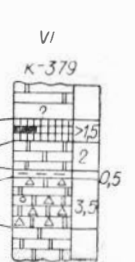
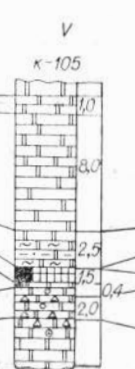
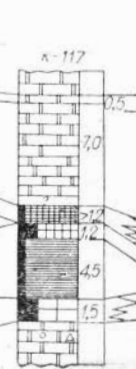
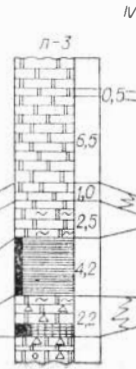
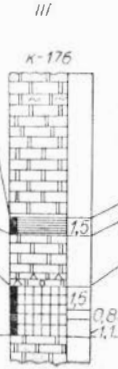
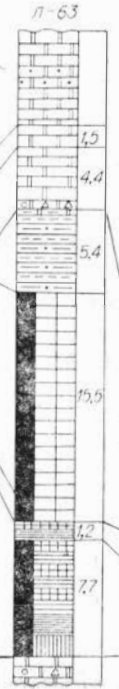
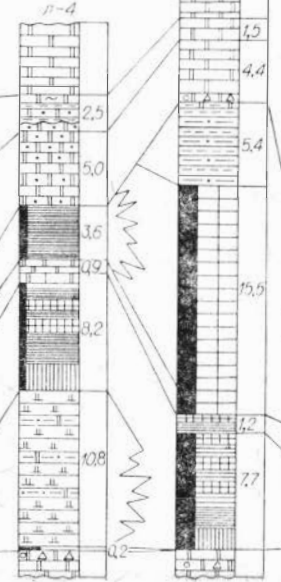
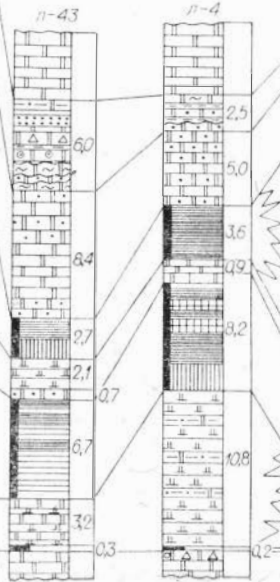
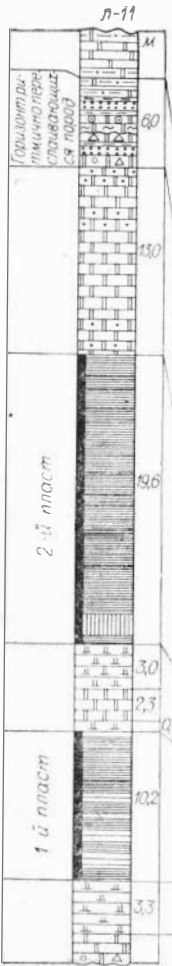
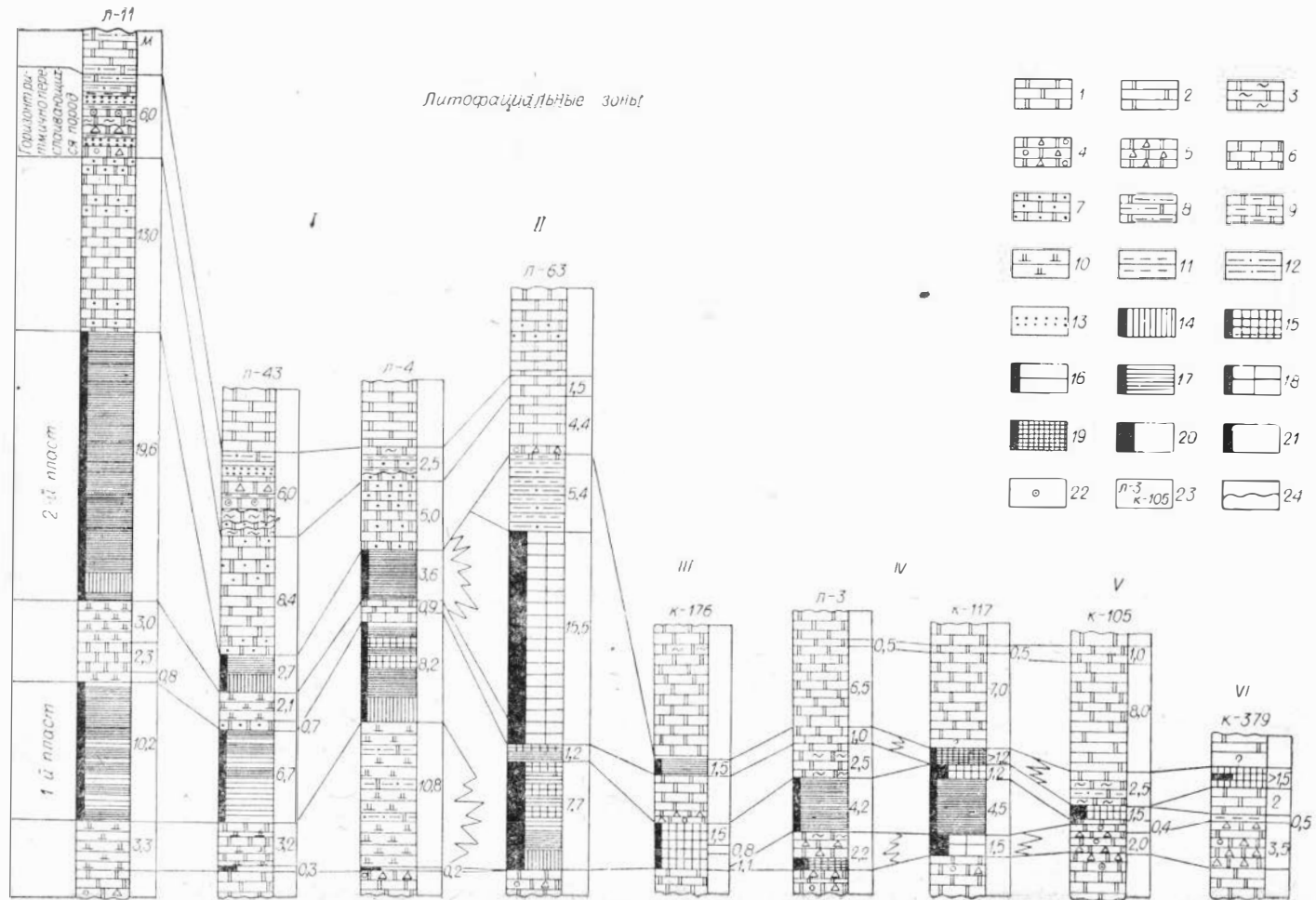
В краевых зонах фосфоритный пласт имеет иное строение. В основании нередко залегает слой (0,3—2,6 м) конкреционных фосфоритов, содержащих в среднем 22% P_2O_5 . Средняя часть пласта представлена фосфатсодержащими углеродисто-карбонатно-гидрослюдистыми песчано-алевритовыми сланцами мощностью 1—7 м, которые содержат 3—10% P_2O_5 и в среднем 49% н. о.

Химический и минеральный состав литологических разновидностей фосфоритов Ухагольского месторождения, %

№ п. п.	Фосфорит	Химический состав											
		P ₂ O ₅	CaO	MgO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (общ.)	FeO	K ₂ O	MnO	TiO ₂	CO ₂	SO ₃
1	Слойково-микрозернистый Известковый	18,90	51,10	2,90	1,29	0,44	1,02	0,84	—	Не обн.	Не обн.	23,60	0,24
2		14,35	51,07	3,06	4,37	0,60	0,44	—	—	—	—	—	—
3	Сложного строения Кремнисто-доломитовый	36,75	51,66	2,60	1,95	0,51	1,63	1,19	—	Не обн.	Не обн.	2,84	0,33
4		24,80	46,63	5,82	3,0	0,17	0,66	—	0,12	—	—	17,00	—
5	Микрозернисто-линзовидный кремнисто-доломитовый	10,8	32,48	13,80	6,86	0,38	0,70	0,50	—	Сл.	Не обн.	31,00	0,19
6	Линзовидно-микрозернистый Углеродисто-гидрослюдисто-кремнистый	26,80	36,12	0,50	21,19	5,48	2,37	0,36	—	Сл.	Сл.	0,70	0,27
7		21,90	31,0	0,87	28,58	4,95	2,30	—	0,13	—	—	6,31	—
8	Микрозернистый-слойковый углеродисто-гидрослюдисто-кремнисто-доломитовый	19,40	41,30	11,10	п. об.	0,89	0,70	0,60	—	1,06	Не обн.	23,85	0,27
9	Конкреционный кремнистый	32,00	47,68	0,60	10,80	0,64	2,18	0,79	—	Сл.	Не обн.	3,26	0,43
10	Микрозернистый гидрослюдисто-доломитово-кварцевый	34,80	50,22	1,80	4,76	0,51	1,39	0,72	—	Не обн.	Не обн.	3,95	0,28
11	Слойковый углеродисто-кварцево-гидрослюдисто-доломитовый	9,25	30,80	12,90	11,26	3,57	2,39	1,55	—	Не обн.	Не обн.	27,73	0,32
12	Слойково-микрозернистый кварцево-доломитовый	12,80	35,06	11,70	9,38	2,04	1,39	0,93	—	Не обн.	0,71	26,50	0,14
13	Обломочный доломитовый	22,90	44,62	8,90	п. об.	0,32	0,50	0,28	—	—	—	20,9	0,50

№ п. п.	Фосфорит	Химический состав				Лимонно-растворимый P_2O_5		$\frac{F}{P_2O_5}$	Минеральный состав							
		$S_{\text{пир.}}$	F	H_2O	Сумма (без FeO)	абс.	отн.		фосфат	доломит	кальцит	кварц	гидрослюда	гидрогетит	пирит	гипс
1	Слойково-микрозернистый известковый	Не обн.	1,90	0,16	101,55	1,40	7,4	0,100	44,6	10,0	40,0	0,8	1,1	1,0	—	0,5
2		—	—	—	—	—	—	—	33,8	14,0	50,0	3,6	1,6	0,4	—	—
3	Сложного строения кремнисто-доломитовый	Не обн.	2,02	0,26	101,45	5,6	15,2	0,080	86,7	6,0	—	1,4	1,3	1,6	—	0,6
4		—	1,47	—	99,67	—	—	—	58,5	26,6	10,4	2,8	0,4	0,6	—	—
5	Микрозернисто-линзовидный кремнисто-доломитовый	0,24	0,93	—	97,38	0,95	8,8	0,086	25,5	63	—	6,4	1,0	0,7	0,5	0,4
6	Линзовидно-микрозернистый углеродисто-гидрослюдисто-кремнистый	0,28	1,87	—	95,58	5,45	20,3	0,070	63,3	2,3	—	14,8	14,3	2,3	0,5	0,6
7		—	1,72	—	97,76	—	—	0,078	51,7	4,0	1,6	22,8	12,9	2,3	—	—
8	Микрозернисто-слойковый углеродисто-гидрослюдисто-кремнисто-доломитовый	0,33	1,12	—	100,02	2,00	10,3	0,060	45,8	50,7	—	—	2,3	0,7	0,6	0,5
9	Конкреционный кремнистый	0,36	2,50	—	100,45	3,65	11,4	0,080	75,5	2,7	8,2	10,0	1,7	2,0	0,7	0,9
10	Микрозернистый гидрослюдисто-доломитово-кварцевый	Сл.	3,30	0,18	101,19	1,40	13,1	0,095	82,1	6,4	—	4,2	1,3	1,4	—	0,6
11	Слойковый углеродисто-кварцево-гидрослюдисто-доломитовый	0,65	1,00	0,38	100,25	4,55	15,1	0,108	21,8	58,9	—	7,1	9,3	2,4	1,2	0,6
12	Слойково-микрозернистый кварцево-доломитовый	Не обн.	1,40	0,16	101,28	1,70	13,3	0,109	30,2	53,5	2,7	7,0	5,3	1,4	—	0,3
13	Обломочный доломитовый	0,35	2,12	—	101,11	2,17	9,4	0,092	54,0	40,6	3,6	—	—	0,5	0,6	1,0

Примечание. Анализы проб № 1, 3, 5, 6, 8, 9—13 (штучных) выполнены в ГИГХС, анализы проб № 2, 4, 7 (керновых) выполнены в центральной лаборатории БТГУ.



Верхняя часть пласта сложена неравномерно-слоистыми и массивными микрозернистыми гидрослюдисто-доломито-кварцевыми фосфоритами мощностью 6—11 м, содержащими 11% P_2O_5 и 46,5% н. о.

Средние параметры третьего фосфоритного пласта по разным литофаціальным зонам (мощность, P_2O_5 , н. о.) следующие: I — 9,0 м, 13,3 и 30,0%; II — 7,3 м, 16,6 и 10,2%; III — 12,0 м, 13,0 и 30,0%.

5. Толстоплитчатые фосфатсодержащие кремнистые доломиты — 0,6—7,5 м. Породы содержат конкреции кремней, аналогичные слою 3.

6. Фосфатсодержащие (до 2% P_2O_5) сланцы сложного минерального состава — черные породы, основными компонентами которых являются углеродистое вещество, гидрослюда, кремнистый и карбонатный материал. Мощность 1,6—17,0 м.

Верхняя фосфоритная пачка отделена от нижней светло-серыми доломитами мощностью 50—100 м. Выделяется шесть типов разреза верхней фосфоритной пачки (рис. 13) и соответственно шесть литофаціальных зон. Анализ типов разреза и характера их размещения свидетельствует о сложных и изменчивых условиях осадконакопления в период формирования этой пачки. Типы разреза имеют ограниченное распространение на площади месторождения. Нередко вблизи друг от друга размещаются отложения, характеризующиеся признаками как мелководья (трещины усыхания, конглобрекции), так и относительно более глубоководных условий седиментации (тонкогоризонтально-слоистые текстуры).

Основной литофаціальюной зоной, развитой широко, является первая, тогда как остальные имеют ограниченное распространение в виде узких полос. В разных зонах каждый из продуктивных пластов слагается фосфоритами, близкими по вещественному составу и различающимися в основном структурно-текстурными особенностями. Все это позволяет рассмотреть строение верхней фосфоритной пачки на примере первого типа разреза (снизу).

1. Фосфатсодержащие сланцы — черные, углеродисто-гидрослюдисто-карбонатные алевритистые породы с прослоями углеродистых доломитов. P_2O_5 1,5—5,0%, мощность 3,2—10,8 м.

2. Первый фосфоритоносный пласт — черные тонкослоистые слойковые углеродисто-кварцево-гидрослюдисто-доломитовые фосфориты. Качество фосфоритов изменчиво, отмечается приуроченность относительно богатых разностей к кровле и подошве пласта. P_2O_5 3—28%, мощность 4,0—10,2 м.

3. Фосфатсодержащие углеродистые доломиты, иногда переходящие в фосфатсодержащие черные сланцы и фосфориты. P_2O_5 1,5—6,6%, мощность до 6 м.

4. Второй фосфоритный пласт — пестроокрашенные слойково-микрозернистые кварцево-доломитовые фосфориты. P_2O_5 12%, мощность 10 м.

Общая мощность верхней фосфоритной пачки 25—50 м.

Минералого-петрографическое изучение позволяет сделать вывод о формировании основной массы фосфоритов в результате фосфатизации осадка в процессе диагенеза (Гуревич, Георгиевский, 1976, 1977). Наибо-

Рис. 13. Корреляция литологических колонок верхней фосфоритной пачки Ухагольского месторождения по разным литофаціальным зонам. Составили А. Ф. Георгиевский, Б. Г. Гуревич.

1—9 — доломит (1 — тонкослоистый, 2 — толстослоистый, 3 — с линзовой и линзовидно-волнистой слоистостью, 4 — обломочный, 5 — брекчиевый, 6 — известковистый, 7 — песчаный, 8 — алевритистый, 9 — глинистый); 10—12 — сланцы (10 — углеродисто-гидрослюдисто-карбонатные алевритистые, 11 — углеродисто-гидрослюдистые, 12 — углеродисто-гидрослюдисто-алевритистые); 13 — песчаники; 14—21 — фосфорит (14 — тонкослоистый кварцево-доломитово-гидрослюдистый, 15 — тонкослоистый линзовидный гидрослюдистый, 16 — тонкослоистый углеродисто-кварцево-гидрослюдисто-доломитовый, 17 — зернистый кварцево-доломитовый разнослоистый, 18 — неясно-слоистый обломочный, доломитовый, 19 — разнослоистый конглобрекчиевый доломитовый, 20 — относительно высококачественный (> 18% P_2O_5), 21 — относительно низкокачественный (7—18% P_2O_5)); 22 — находки онколитов; 23 — номера канав (к) и поисково-разведочных линий (л); 24 — линия размыва.

лее отчетливо это устанавливается на основании структурных и текстурных особенностей фосфоритов из третьего пласта главной пачки. В них фосфатные прослои содержат реликтовый доломитовый материал в виде линзочек зернистого доломита, отдельных округлых зерен, тонкодисперсной примеси и ее скоплений. Наблюдаются все стадии замещения микрокристаллического и зернистого доломита фосфатом с образованием реликтовых структур и текстур.

В фосфоритах второго пласта фосфатные прослои в изобилии содержат реликтовую рассеянную примесь и скопления микрокристаллического доломита. Процесс диагенетической фосфатизации происходил в стадию раннего диагенеза осадка, о чем свидетельствуют: присутствие в раннедиагенетических кремнистых конкрециях фосфатных зерен, линзочек и их реликтов; огибание фосфатными, а также доломитовыми прослойками тех же кремнистых конкреций. Эти данные доказывают раннедиагенетическую природу самих кремнистых конкреций и относительно более позднее их формирование по сравнению с фосфатными выделениями.

Признаки диагенетической фосфатизации отмечаются и в фосфатсодержащих породах забитской свиты. Фосфор для этого процесса, возможно, «экстрагировался» из иловых вод, нередко характеризующихся резко повышенным содержанием растворенных фосфатов, как это указывается Г. И. Бушинским (1966).

Фосфатизация накладывалась на пестрые по составу осадки, которые могли быть и хемогенными, и терригенными. Состав осадка обуславливал интенсивность фосфатизации и формы фосфатных образований. Так, в карбонатном осадке формировались преимущественно слойковые формы, а в глинисто-кремнистом, кварцево-песчаном и глинистом — зернистые.

Интенсивность фосфатизации закономерно уменьшается в ряду осадков: доломитовый — глинисто-кремнистый — кварцево-песчаный — глинистый. Видимо, именно поэтому наиболее высококачественными являются существенно доломитовые фосфориты, образовавшиеся по карбонатному илу, и самыми низкокачественными — гидрослюдисто-сланцевые.

Анализ вещественного состава руд и результатов исследований обогатимости позволил предварительно выделить пять геолого-технологических типов руд, которые обогащаются различно и удовлетворительно: получается кондиционный концентрат при довольно хорошем извлечении. Лишь один тип руд (углеродисто-кварцево-гидрослюдисто-доломитовый) обогащается хуже, что объясняется сложным минеральным составом.

Запасы фосфоритных руд Ухагольского месторождения подсчитаны по категории C_2 и прогнозные по трем вариантам при различном бортовом содержании P_2O_5 , при этом глубина подсчета принята 300—500 м. Запасы руд категории C_2 при бортовом содержании P_2O_5 7% составляют 483 млн. т или 68,1 млн. т P_2O_5 , что характеризует Ухагольское месторождение как крупное.

Харанурское месторождение расположено в районе оз. Хара-Нур, в 60 км северо-восточнее Ухагольского месторождения и приурочено к кремнисто-терригенно-карбонатной фосфоритоносной подформации. Месторождение выявлено Ю. П. Бутовым в 1975 г.; поисково-оценочные работы здесь только начаты.

По предварительным данным выделяются две фосфоритные пачки: нижняя (главная) и верхняя. Более изучена нижняя пачка существенно доломитового состава, которая включает до четырех фосфоритных пластов. Основное значение имеют два нижних пласта мощностью более 20 м каждый. Фосфориты в среднем содержат 18—20% P_2O_5 . Различаются фосфориты афанитовые, зернистые и брекчиевые, а по составу — сущест-

венно доломитовые (в той или иной степени окварцованные), кремнистые и сланцевые кремнисто-гидрослюдистые. По свалам, редким линиям канав и скважин пачка прослежена по простиранию на 7 км, имеются перспективы удвоения ее протяженности.

Верхняя пачка вскрыта одной линией канав. По предварительным данным она включает один пласт черных массивных зернистых фосфоритов, неравномерно окварцованных, содержащих в среднем 15% P_2O_5 .

Площадь Харанурского месторождения полностью задернована и перекрыта моренными отложениями мощностью до 10 м. Месторождение представляется весьма перспективным.

Боксонское месторождение входит в состав карбонатной подформации. Расположено в бассейне рек Урдо-Боксон и Хоре (левые притоки р. Оки), примерно в 30 км к северу от Ухагольского месторождения. Территориально совпадает с известным одноименным месторождением бокситов и может рассматриваться как комплексное.

Месторождение вытянуто в северо-восточном направлении на 25 км и занимает площадь более 200 км². В его пределах различаются две крупные структуры: западная моноклираль и мульда Хоре, разделенные антиклинальным поднятием. Западная моноклираль — наиболее крупная структура; она осложнена многочисленными нарушениями. Все слои имеют северо-западное падение под углом 30—60°. Мульда Хоре занимает юго-восточную часть месторождения. Это широкая блюдцеобразная структура с пологим (до 10°) падением крыльев. Центральная, большая часть мульды скрыта под покровом моренных отложений.

Фосфоритная пачка залегает в средней части забитской свиты, в самой верхней части второго седиментационного цикла (см. рис. 9). Это на 200—210 м ниже покрывающей табинзуртинской свиты и залегающего в ее основании бокситового горизонта. Фосфоритная пачка мощностью 50—70 м включает пласт микрозернистых доломитовых низкокачественных фосфоритов, содержащих в среднем 8,3% P_2O_5 . Мощность фосфоритного пласта составляет 4—27,5 м (средняя 5,5 м). Наибольшая мощность установлена лишь в двух скважинах. В западной моноклинали и в антиклинальной зоне фосфоритный пласт прослежен канавами по простиранию на 18 км. Далее к северу фосфориты не выявлены. На площади мульды Хоре фосфоритная пачка скрыта под наносами и потому эта часть месторождения изучена слабо. Лишь в отдельных останцах здесь вскрыта фосфоритная пачка с двумя фосфоритовыми пластами (мощность 8,3—8,7 м, P_2O_5 — 7,1—7,5%), прослеженная по простиранию на 1,5 км (участок Пологий).

В породах верхнего (пятого горизонта) фосфатный материал представлен не только фосфатными зернами, но и обломками черного мономинерального фосфорита; содержание P_2O_5 колеблется от 1 до 6%.

Слой 1—4 относятся к самой верхней (регрессивной) части второго седиментационного цикла забитской свиты, а слой 5 — к основанию (трансгрессивной части) третьего.

Микрозернистые доломитовые фосфориты — белые, светло-серые массивные, иногда слоистые (редко с кривой слоистостью) породы фосфатно-доломитового состава (табл. 7). На выветрелой поверхности пород проступают мелкие белесые фосфатные зерна. На обширной площади фосфориты характеризуются постоянным и простым строением: состоят в основном из фосфатных зерен и доломитового цемента. Фосфатный минерал представлен разновидностью фторкарбонатапатита.

В большинстве случаев фосфатные зерна представляют собой онколиты. Это доказывается морфологическим тождеством фосфатных зерен и карбонатных онколитов (природа последних очевидна), а также наличием зерен промежуточного доломит-фосфатного состава. Это свидетельствует о том, что фосфатные зерна — фосфатизированные карбонатные проблематические остатки типа онколитов.

Химический и минеральный состав микрозернистых доломитовых фосфоритов Боксонского месторождения (данные ГИГХС), %

№ п.п.	Химический состав										
	P ₂ O ₅	CaO	MgO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	CO ₂	SO ₃
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	10,10	35,90	14,60	—	Не обп.	0,40	Сл.	1,95	0,66	35,86	Сл.
2	13,70	38,10	13,05	—	Сл.	0,39	»	1,58	0,77	30,57	»
3	15,40	41,12	11,10	1,64	»	0,60	»	0,08	Сл.	27,91	»
4	10,15	34,15	13,62	6,53	0,36	0,30	»	1,54	0,70	32,48	»

№ п.п.	Химический состав				Сумма (без ●=F)	F P ₂ O ₅	Минеральный состав				
	F	C орг	н.о.*	п.п.п.*			фосфат	доломит	кальцит	кварц	прочие
1	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
1	1,10	0,07	0,38	35,93	99,54	0,108	23,9	66,4	4,3	0,3	5,1
2	1,41	0,09	0,43	30,80	98,25	0,103	31,4	60,3	3,4	0,4	4,5
3	1,58	0,07	1,85	28,5	97,92	0,102	36,4	50,4	9,7	1,6	1,9
4	1,08	0,10	7,23	32,54	99,93	0,106	24,0	62,0	3,2	5,6	5,2

* В сумму не входит.

Обогащаемость фосфоритных руд изучалась на лабораторной пробе, содержащей 8,8 % P₂O₅, в обогатительной лаборатории БТГУ методом обжига и флотации. По обжиговой схеме получены отрицательные результаты. По флотационной схеме методом обратной (карбонатной) флотации с тремя перечистками и дополнительным обжигом флотоконцентрата получены значительно лучшие результаты: фосфатный концентрат содержит 25,67 % P₂O₅ и 11,88 % MgO, а извлечение P₂O₅ составляет 77,1 %. Однако высокое содержание в концентрате MgO и невысокое содержание P₂O₅ обуславливает весьма ограниченную возможность его практического использования. Таким образом, фосфоритные руды Боксонского месторождения являются труднообогащаемыми.

Прогнозные запасы фосфоритных руд Боксонского месторождения до глубины 300 м составляют 450 млн. т руды (37 млн. т P₂O₅) и по участку Пологому — 60—70 млн. т руды (4 млн. т P₂O₅).

Терригенно - карбонатная потенциально фосфоритоносная формация венда выделена в объеме табинзуртинской свиты, вендский возраст которой определяется по многочисленным определениям микрофитоцитов и строматолитов. Верхняя возрастная граница определяется налеганием фаунистически охарактеризованных нижнекембрийских карбонатных отложений.

Площади выходов формации совпадают с таковыми рассмотренной выше кремнисто-карбонатной формации. Наиболее изучена эта формация в Боксонской моноклинали в районе одноименного месторождения бокситов. В строении формации наблюдается цикличность. Однако в отличие от кремнисто-карбонатной формации осадочные циклы здесь весьма неравномерны по мощности, не всегда выдержаны по площади, хотя в целом отражают трансгрессивно-регрессивный характер осадконакопления на фоне общей региональной трансгрессии бассейна.

Повышенная фосфатонасность отмечается лишь в базальных горизонтах (трансгрессивных частях) седиментационных циклов. При этом характерна ассоциация фосфатного материала с обломочными терригенными породами. Видимо, условия для хемогенного фосфатонакопления, характерного для регрессивных этапов седиментации, в это время были менее благоприятны. Перспективы фосфоритонасности этой формации в данном районе представляются ограниченными.

Карбонатная фосфоритонасная формация нижнего кембрия выделена в объеме двух свит карбонатного состава: хужиртайской и нюргатинской. До недавнего времени распространение этой формации ограничивалось северной периферией Боксон-Сархойского синклиория. Однако в последние годы отложения нижнего кембрия с фауной археоциат и трилобитов были установлены Ю. П. Бутовым также вдоль юго- и северо-восточного обрамления Окинского антиклиория по рекам Улзыта, Урик и Бол. Белая. Здесь же впервые были выявлены фосфориты. Наиболее полный разрез нижней части формации наблюдается по р. Хойто-Боксон и ее притоку Хужиртой-Голу, где она имеет следующее строение (снизу):

	Мощность, м
1. Мелкообломочные известняково-доломитовые брекчии, тонко переслаивающиеся с белыми кристаллическими известняками	35
2. Известняки белые кристаллические массивные и неясно-слоистые	12,5
3. Светло-серые кристаллические известняки, переслаивающиеся с вишневыми известняковыми брекчиями	45
4. Известняки серые массивные и слоистые	120
5. Вишнево-красные известняковые брекчии, переслаивающиеся с серыми кристаллическими известняками	30
6. Серые кристаллические известняки, переслаивающиеся с серыми известковыми брекчиями. Брекчии в виде линз и невыдержанных прослоев мощностью 2—5 м	90

Мощность отложений в этом разрезе составляет 445 м, а общая мощность формации — 1800—2300 м. В едином разрезе она полностью не вскрыта, но повсеместно имеет существенно карбонатный состав с подчиненным значением глинисто-карбонатных и углисто-кремнистых сланцев. В зависимости от изменения литологического состава, в ней выделяются три подформации: доломито-известняковая, известняковая и углисто-кремнисто-известняковая.

К рассматриваемой карбонатной формации (к верхней ее части, сопоставляемой с нюргатинской свитой) приурочена третья фосфоритная пачка Харанурского месторождения (участок Левобережный). Пачка состоит из переслаивающихся темно-серых известняков, доломитов, карбонатных конглобрекчий и включает пласт карбонатных фосфоритов мощностью 10 м с содержанием 10% P_2O_5 .

Вулканогенно-карбонатно-терригенная потенциально фосфоритонасная формация среднего — верхнего кембрия соответствует хютенской (ϵ_2) и мангатгольской (ϵ_{2-3}) свитам. Распространена в бассейнах рек Ямал-Гол, Забит, Мангат-Гол, Улзыта, где слагает узкую полосу северо-восточного простирания протяженностью до 100 км.

Формация сложена конгломератами, полимиктовыми и туфогенными песчаниками, алевролитами, переслаивающимися с глинистыми, кремнисто-глинистыми сланцами и углисто-кремнистыми известняками. Подчиненное значение имеют пачки, линзы карбонатных сланцев, кислых эффузивов и доломитов. Состав формации фациально изменчив. При прослеживании ее в восточном направлении уменьшается доля эффузивных, вулканогенных пород и одновременно увеличивается роль черных углеродистых известняков (мощность пачек достигает 315 м). Мощность формации 1600 м. В зависимости от изменения литологического состава в ней

выделяются терригенно-известняковая и вулканогенно-карбонатно-терригенная подформации.

В бассейне р. Забит в нижней части формации В. П. Арсентьевым выявлен горизонт фосфатсодержащих окремненных доломитов, углисто-кремнистых сланцев и кремней, включающий редкие маломощные линзы кремнистых фосфоритов, содержащих 7,5—18,6% P_2O_5 . В доломитах содержание P_2O_5 не превышает 4%. Горизонт мощностью до 40 м прослежен по простиранию на 6 км. Перспективы этой формации не совсем ясны и в общем сомнительны.

Карбонатная группа потенциально фосфоритоносных формаций пермического верхнего рифея — кембрия выделяется на площадях развития нерасчлененных отложений, ранее относимых к мангошинской свите (R_2). В самое последнее время в этих существующих карбонатных отложениях В. И. Алексеевым и Ю. П. Бутовым выявлены остатки кембрийской фауны, что позволило пересмотреть их возраст. Они отнесены к нерасчлененной боксонской надсвите ($R_3 - \epsilon$), будучи распространены по северному крылу Окинской структуры (бассейны рек Тисса, Ока, Орлик, Сорок, Хан-Модон, Хайт, Бол. Белая, Хончен, среднее течение р. Урик) и в Ильчирском синклинории (бассейны рек Шумах, Китой, Горлик-Гол, Ара-Ошей, Саган-Сайр, Арлык-Гол и др.).

В разрезе надсвиты последовательно снизу вверх выделяются три потенциально фосфоритоносные формации: карбонатная, терригенно-карбонатная и кремнисто-карбонатная. Они слагают крупные синклинорные структуры и разобщенные площади сложной конфигурации. Занимаемые ими площади варьируют в пределах 25—600 км², а протяженность выходов составляет 60—125 км.

Карбонатная потенциально фосфоритоносная формация наиболее распространена в западной части полосы, окаймляющей с севера Окинскую структуру. По р. Орлик формация имеет исключительно известняковый состав. В средней части разреза выделяются две пачки (по 300 м) пестроцветных мергелистых глинистых известняков, содержащих 0,6—0,8% P_2O_5 . Мощность формации в этом разрезе составляет 3700 м.

В восточном направлении разрез отложений усложняется и к карбонатной формации можно отнести лишь нижнюю его часть. В верховьях рек Хан-Модон и Бол. Белая Ю. П. Бутовым и П. В. Осокиным в верхах формации среди черных известняков установлены пачки брекчиевых разностей с обломками фосфоритов.

В Ильчирском синклинории, по данным П. В. Осокина (1972), темно-серые, черные глинистые, окремненные фосфатсодержащие (0,5—2,3% P_2O_5) доломиты мощностью 70 м содержат прослой брекчиевидных и оолитово-зернистых фосфоритов (5—8% P_2O_5), а в темно-серых, черных массивных и брекчиевых фосфатсодержащих (1,5—3,6% P_2O_5) доломитах мощностью 120 м отмечаются линзовидные прослои (до 0,5 м) оолитово-зернистых фосфоритов (8% P_2O_5). Здесь же Ю. П. Бутовым в 1976 г. установлены прослои брекчиевых и линзовидно-слоистых карбонатных фосфоритов, содержащих до 26,5% P_2O_5 . Общая мощность формации в этом разрезе 3500 м. Возраст ее по находкам онколитов определяется как верхнерифейско-вендский. В лежащих выше породах В. И. Алексеевым и Ю. П. Бутовым обнаружены обломки трилобитов. Без существенных изменений эта карбонатная формация прослеживается к западу (на 20 км) и востоку (на 10 км). Как видно, эта формация в Ильчирском синклинории является фосфоритоносной.

Терригенно-карбонатная потенциально фосфоритоносная формация соответствует верхней и иногда средней (р. Белая) частям разреза нерасчлененных отложений $R_3 - \epsilon$. По р. Сорок она имеет следующее строение (снизу):

1. Светло-серые брекчиевидные известняки, доломиты, темно-серые фосфатсодержащие известняки, черные углеродисто-кремнисто-глинистые сланцы с обломками карбонатных фосфоритов, переслаивающиеся между собой	100
2. Конгломераты, эффузивы, алевролиты, песчаники, хлоритовые сланцы	500
3. Светло-серые доломиты и темно-серые известняки и светлые окварцованные известняки	500
4. Серые грубослоистые и массивные известняки	625
5. Темно-серые брекчиевидные известняки с горизонтами розово-желтых брекчиевидных и песчанистых фосфатсодержащих (до 1% P_2O_5) доломитов	50
6. Серые доломиты, переслаивающиеся с известняками (иногда окварцованными) и черными брекчиевидными фосфатсодержащими известняками	500

Общая мощность формации в этом разрезе около 2300 м. В восточном направлении она заметно меняет состав и уменьшается в мощности. В Ильчирском синклинории эта формация представлена доломитами и известняками с горизонтами глинистых и кремнистых сланцев.

Кремнисто-карбонатная потенциально фосфоритоносная формация имеет ограниченное распространение в верховье р. Бол. Белая, где слагает верхнюю часть разреза. Формация (1600 м) сложена темно-серыми, черными слоистыми и массивными известняками с многочисленными линзами, желваками, прослоями черных кремней. Отмечаются горизонты черных массивных и слоистых кремней (2—30 м), углеродисто-кремнистых и глинисто-карбонатных сланцев (15—50 м).

В нижней части формации сланцы характеризуются повышенной марганце- (0,6% MnO) и фосфатоносностью (0,5—1,0% P_2O_5); отмечаются также прослой брекчиевых фосфоритов.

В верхней части формации обнаружены водоросли, которые, по заключению В. И. Алексеева, характерны для нижнекембрийских отложений. Эта формация завершает вертикальный ряд формаций нерасчлененного верхнего рифея — кембрия.

Из всех рассмотренных фосфоритоносных и потенциально фосфоритоносных формаций наиболее перспективной в отношении фосфоритоносности представляется кремнисто-карбонатная формация верхнего рифея — венда.

Тувинский район

Тувинский район отделен от Кузнецко-Алатауского субширотной системой структур Западного Саяна и расположен на территории Тувинской АССР. Известные в его пределах фосфатопоявления приурочены к двум крупнейшим структурам первого порядка: Тувино-Монгольскому и Центрально-Тувинскому устойчивым массивам. Первый из них входит в состав Тувино-Хамардабанской ветви сибирских байкалид и подразделяется на Сангиленскую и Бий-Хемскую глыбы, соответствующие в общих чертах Сангиленскому и Бий-Хемскому массивам, по В. А. Кузнецову и Г. В. Пинусу (1957), или Сангиленскому и Восточно-Тувинскому массивам, по Г. А. Кудрявцеву (1966); второй является составной частью салаирской складчатой системы и представляет собой сложный многоярусный комплекс структур, оформившихся на жестком малоподвижном фундаменте (Кузнецов, 1946, 1950; Щеглов, 1969; Тектоника..., 1973).

Тувино-Монгольский устойчивый массив. Занимает крайне восточную и юго-восточную части территории Тувинского района. Он отделен от салаирид Алтае-Саянской области Жомболок-Азасским разломом на севере, Каа-Хемским и Агардагским — на западе и юго-западе.

Степень геологической изученности Тувино-Монгольского массива неравномерная, но в целом низкая. Эта территория полностью покрыта

среднемасштабной геологической съемкой и лишь на 10—12% масштаба 1 : 50 000. В свою очередь, 80% территории, покрытой съемкой этого масштаба, приходится на Сангиленскую глыбу и лишь 20% на северо-восточную часть Восточно-Тувинской глыбы. При этом материалы, полученные в процессе новейшей среднемасштабной съемки и тематических работ, в том числе проведенных авторами в 1971—1977 гг., внесли весьма существенные коррективы в устоявшиеся стратиграфические (Ильин, 1966) и тектонические (Кудрявцев, 1966) схемы Восточной Тувы. В частности, палеонтологическим методом установлено следующее.

1. В состав протерозойской чартысской свиты Сангилена при среднемасштабном картировании были ошибочно включены вендские и нижнекембрийские отложения (Рогов, Копылова, 1969; Владимирский, Волков, 1967; Александров и др., 1974).

2. Фосфатносные сланцево-карбонатные образования Чангусской синеклизы на правом берегу р. Эрзин, считавшиеся протерозойскими (Ильин, 1966), несогласно залегают на гнейсах чартысской свиты (Козаков, Митрофанов, 1976) и по содержащимся в них микрофитолитам (сборы И. С. Боровской, Н. В. Межеловского и Ю. М. Мальцева) коррелируются с отложениями нарынской свиты (Межеловский, Мальцев, 1967; Мальцев, Межеловский, 1967), для которой установлен вендский возраст (Александров и др., 1974).

3. В составе тапсинской толщи нижнего кембрия на междуречье Каа-Хема и Кызыл-Хема (Ильин, 1966, по данным С. В. Потапова) были ошибочно объединены как нижнекембрийские, так и верхнерифейско-вендские образования, которые предложено расчленять на долонскую, ноганойскую и сыаннскую свиты (Абрамов и др., 1972).

4. Карбонатно-терригенные отложения охемской свиты, залегающие выше аповулканогенных зеленосланцевых образований харальской свиты, содержат водоросли, свойственные верхнему рифею — венду (Зайков, 1976).

5. Сланцево-карбонатная айлыгская свита Восточно-Тувинской глыбы в стратиграфическом районе не перекрывается харальской свитой, как это трактовалось ранее (Махин, 1959), а залегает выше нее с признаками углового несогласия. При этом отдельные части разреза айлыгской свиты интенсивно насыщены микрофитолитами (сборы Н. И. Светлицкого и В. П. Коробейникова), состав которых позволяет, по мнению определявшей их М. В. Степановой, относить вмещающие отложения к верхнему рифею — венду и, таким образом, параллелизовать их с охемской свитой Восточно-Тувинской глыбы и нарынской свитой Сангилена.

С учетом этих данных в разрезе Тувино-Монгольского массива выделяются метаморфические и вулканогенно-осадочные формации трех крупных структурных комплексов: добайкальского комплекса оснований, байкальского геосинклинального и эпибайкальского протоорогенного комплексов. Их внутреннее строение с трудом поддается расшифровке из-за сложной складчато-блоковой тектоники и широкого развития раннепалеозойских и девонских гранитоидных и субщелочных плутонов Восточно-Тувинского пояса (Зоненшайн, Кудрявцев, 1960), особенно в пределах Восточно-Тувинской глыбы.

Нижний структурный комплекс слагают кристаллические сланцы, гнейсы и мраморы нижнего—среднего протерозоя (тесхемская, мугурская, шутхулайская, балыктыгхемская и чартысская свиты).

Средний — геосинклинальный — комплекс тувинских байкалид сложен преимущественно метавулканогенно-терригенной формацией рифея (харальская зеленосланцевая свита и ее аналоги).

Верхний — эпибайкальский протоорогенный — комплекс представлен группой формаций внутренних унаследованно-наложенных прогибов, а также морфологических пока слабо изученных структурных фрагментов синсалаирского чехла устойчивых массивов (Щеглов, 1969; Абрамов и

др., 1972; Александров и др., 1974; и др.). Сюда входят верхнерифейско-вендские, частично нижнекембрийские кремнисто-терригенно-карбонатная, терригенно-карбонатная и карбонатная формации (нарынская, айлыгская, охемская, долонская, ногонойская, сыаннгская, пучукская, ходалыхская свиты).

Все известные к настоящему времени в Восточной Туве фосфорито-проявления связаны с кремнисто-терригенно-карбонатной формацией верхнего структурного этажа байкалид (Приложения 1, 2).

Кремнисто-терригенно-карбонатная фосфоритоносная формация включает отложения нарынской, ногонойской, сыаннгской, охемской и айлыгской свит верхнего рифея — нижнего кембрия и имеет весьма пестрый состав. Она представлена известняками, доломитами, углеродистыми сланцами, алевролитами, песчаниками, калькаренидами, силицилитами, фосфатными кремнисто-карбонатными породами, фосфоритами. Карбонатные породы составляют 70—90 % общего объема формации, углеродистые сланцы — до 10 %, терригенные породы — 5—8 %, фосфатные и кремнистые породы — 5—10 %.

В зависимости от преобладания в различных частях формации тех или иных типов пород выделяется несколько литокомплексов. Нижний из них приурочен к базальным слоям формации и имеет преимущественно терригенно-карбонатный состав. Фосфатные породы здесь представлены небольшими линзами (низы нарынской свиты) или седиментационными брекчиями, в которых отдельные обломки фосфоритов заключены в глинисто-известняковую массу, а также черными окремненными доломитистыми породами с тонкодисперсным фосфатным веществом (низы айлыгской и ногонойской свит). Верхний литокомплекс приурочен к кровле формации и представлен либо сланцево-известняковым комплексом пород (верхняя часть нарынской свиты), либо чередованием черных известняков, доломитов с линзами и прослоями кварцитов, конглобрекчий (низы сыаннгской свиты).

Обобщенный сводный разрез фосфоритоносной кремнисто-терригенно-карбонатной формации представляется в следующем виде (снизу вверх):

Мощность, м

1. Серые и черные известняки, светло-серые доломиты с редкими прослоями и линзами кремней, глинисто-известняковые сланцы, аргиллиты, песчаники, фосфатные седиментационные брекчии (низы нарынской, ногонойской и айлыгской свит) до 700
2. Доломиты серые, светло-серые с редкими прослоями известняков и глинистых карбонатных пород (низы сыаннгской свиты), мраморизованные с прослоями алевролитов и песчаников (средняя часть нарынской свиты), темно-серые, серые неясно-слоистые и полосчатые известняки, мраморы (средняя часть айлыгской свиты) до 800
3. Черные известняки, доломиты, линзы и прослои кварцитов, известково-доломитовые конглобрекчии (средняя часть сыаннгской свиты); темно-серые, серые глинистые известняки с прослоями глинистых, глинисто-кремнистых, кварц-графитистых, кварц-хлоритовых, кварц-амфибол-хлоритовых сланцев (верхняя часть нарынской, айлыгской свит) до 700—800
4. Известняки с прослоями глинисто-кремнистых сланцев, гравелитов, конгломератов (верхняя часть сыаннгской свиты, пучукская свита), содержащие фауну трилобитов и археоциат до 1000

Сангиленская глыба. В северо-западной части нагорья Сангилен кремнисто-терригенно-карбонатная формация развита на побережье р. Эрзин, по рекам Улор, Чангус и в междуречье Улора и Морена. Она прослежена на 45 км с запада на восток от р. Морен до р. Гериге. В разрезе формации выделяются два фосфоритоносных горизонта.

Нижний мощностью 400—500 м развит преимущественно в междуречье Морен — Баян-Кол и сложен известняками и кварцево-графитис-

тими сланцами. Фосфориты в нем наблюдаются в виде небольших линз длиной от 1 до 20 м, мощностью от 2 до 30 см.

Верхний горизонт мощностью 500—600 м прослеживается в междуречье Баян-Кол — Улор. В нем выделяются пять фосфоритоносных пачек.

Нижняя, приуроченная к юго-восточному крылу Чангусской синклинали и развитая в правобережной части р. Баян-Кол, представлена сланцево-известняковым комплексом пород. В ней фосфориты залегают среди кварцево-графитистых сланцев в виде небольших линз и конкреций. Они характеризуются высоким содержанием углерода и изменчивым содержанием P_2O_5 .

Вторая фосфоритоносная пачка сланцевых пород имеет мощность более 200 м, представлена преимущественно кварцево-слюдисто-графитистыми сланцами, прослеживающимися на правобережье р. Эрзин от р. Морен на западе и на 6—10 км за р. Улор на востоке. Фосфориты приурочены здесь к верхней половине пачки и встречены лишь на отдельных участках: Моренском, в междуречье Улора и Баян-Ккола, восточнее р. Улор.

Остальные три фосфоритоносные пачки верхнего горизонта приурочены к северо-западному крылу Чангусской синклинали и представлены известняками, ритмично чередующимися с графитисто-кварцевыми сланцами. Фосфориты карбонатного и кремнисто-карбонатного состава содержат от 5 до 10% P_2O_5 и залегают в виде маломощных прослоев. Содержание углерода в них достигает 6—10%. Наибольшей протяженностью отличается средняя пачка, расположенная на контакте с мощной толщей листоватых графитисто-кремнистых сланцев, и прослеживается от р. Улор до р. Баян-Кол.

В обоих горизонтах фосфориты приурочены к пачкам пород, состоящим из чередующихся графитистых слюдисто-кварцевых сланцев и темно-серых кристаллических известняков.

Фосфориты нижнего горизонта располагаются на контакте терригенных и кремнисто-глинисто-карбонатных пород, обогащенных углеродом. Их образование происходило в условиях накопления кремнисто-глинисто-карбонатных осадков, сильно обогащенных органическим веществом.

Фосфориты верхнего горизонта приурочены к контакту карбонатных и графитисто-кремнисто-карбонатных пород. Фосфоритообразование в этом случае происходило в условиях накопления кремнисто-глинисто-карбонатных осадков, обогащенных органическим веществом. Но если в нижнем фосфоритоносном горизонте фосфатонакоплению предшествовало накопление терригенного материала, то в верхнем оно следовало за карбонатным осадконакоплением.

Фосфориты нагорья Сангилен представляют собой метаморфизованные образования, в которых значительная часть фосфатного вещества представлена кристаллическим апатитом, а характерное для органического вещества — графитом (до 36%).

По вещественному составу примесей фосфориты разделяются на карбонатные, кремнисто-графитовые, кремнисто-графитисто-карбонатные и графитисто-карбонатные (Фосфоритоносные формации..., 1972, с. 61—66).

Геологами Красноярского геологического управления в 1977 г. (устное сообщение А. К. Мкртычяна) фосфоритоносность этой формации прослежена по правобережью р. Эрзин и далее на северо-восток от ранее известных проявлений. Она характеризуется выдержанной мощностью фосфоритоносных пород, достигающей 100 м, повышенным содержанием P_2O_5 — до 5% (бороздовые пробы по канавам); наличием пяти пластов фосфоритов мощностью 10—15 м, в которых до 12% P_2O_5 . Перспективность этой формации подтверждается обнаружением ее аналогов при проведении геологической съемки Г. П. Александровым в северо-восточной части Сангилена.

Бий-Хемская глыба. К расположенной севернее Сангилена группе блоков фундамента байкалид и их собственно геосинклинального комп-

лекса приурочены фрагменты верхнего структурного этажа, получившие название Восточно-Тувинского орогенного прогиба (Абрамов и др., 1972). Главное поле распространения образующих его формаций приурочено к междуручью Кызыл-Хема, Каа-Хема и Буссейн-Гола. Результаты работ, проведенных в 1976 г. В. П. Коробейниковым, Н. И. Светлицким и А. В. Абрамовым в бассейнах рек Билин и Айлыг, дают возможность причленить к этому полю с севера область распространения карбонатных образований айлыгской свиты.

Восточно-Тувинский прогиб выполнен комплексом терригенных, терригенно-карбонатных и карбонатных отложений позднего рифея — раннего кембрия и по ряду признаков, совместно с Манским, Агульским, Присаянским, Боксон-Сархойским прогибами Протеросаяна и Хубсугульским прогибом северной Монголии, входит в группу эпибайкальских структурно-формационных зон системы латерального ряда структур салаирид.

Ряд особенностей прогибов этого типа — обилие грубообломочных полимиктовых и аркозовых пород, преобладание андезитовых и дацитовых лав в составе пестрых вулканогенных членов формационного ряда, регрессивный характер накопления отложений терригенных формаций в условиях мелководья и при постоянном воздымании ранее сформированных структур, наложенный характер расположения прогибов по отношению к более древним структурам — сближает их с межгорными орогенными прогибами более поздних этапов развития Алтае-Саянской складчатой области, аналогами которых в салаирский этап развития они и являются (Щеглов, 1969; Абрамов и др., 1972).

Перспективность на фосфориты Восточно-Тувинского прогиба изучена далеко не достаточно. Однако уже известные в настоящее время факты позволяют включить его в число потенциально фосфоритоносных районов. Основанием для этого является:

1. Широкое развитие в пределах этой структуры кремнисто-терригенно-карбонатной формации верхнерифейско-вендского стратиграфического возраста.

2. Сходство палеотектонических и палеогеографических обстановок формирования этого прогиба с условиями развития фосфоритоносных структур Окинского района.

3. Литологическая близость фосфоритоносных горизонтов Восточного Саяна и Монголии с некоторыми членами карбонатных формаций Восточно-Тувинского прогиба (наличие и в тех, и в других доломитовых пачек, сингенетичных кремней, углеродистых сланцев, проявлений железных руд, аллитов, признаки внутриформационных перерывов и ряд других признаков).

4. Находки среди отложений нижней части сыаньгской свиты известняково-доломитовых пород с повышенным содержанием P_2O_5 (до 2,5%), а также находки в нижних частях ноганойской и айлыгской свит соответственно черных карбонатно-кремнистых песчаников и оолитовых кремнисто-карбонатных пород с обломками фосфоритов.

Перечисленные факторы позволяют рекомендовать Восточно-Тувинский прогиб для дальнейших целенаправленных исследований. В то же время следует иметь в виду пространственную близость Восточно-Тувинского прогиба к параллельно с ним развивавшимся эвгеосинклинальным структурам салаирид — его «переходный» характер между эвгеосинклиналями салаирид на западе и эпибайкальскими структурами несомненно орогенного класса (Боксон-Сархойским и Хубсугульским прогибами) на востоке. Некоторая неопределенность литологических и структурных границ между образованиями геосинклинального и орогенного этапов, большие мощности образующих прогиб формаций являются специфическими чертами Восточно-Тувинского прогиба.

В целом перспективность отложений описываемой формации оцени-

ваются в основном по аналогии ее состава и строения с фосфоритоносными формациями Окинского района и Хубсугульского фосфоритоносного бассейна. Четкая приуроченность фосфатных пород к смене доломитовых фаций известняковыми позволяет в пределах Восточно-Тувинского прогиба отнести к перспективным на фосфориты верхнюю часть ногоанойской и нижнюю часть сыангыгской свит (до 2,5% P_2O_5). На территории Билинского нагорья к перспективным относятся кремнисто-доломитовые отложения низов айлыгской свиты (до 3% P_2O_5). Наиболее благоприятными в отношении перспектив являются кремнисто-графитисто-карбонатные и сланцевые породы нарынской свиты нагорья Сангилен.

Центрально-Тувинский массив занимает центральную часть территории Тувинского района. Фосфатопроявления в пределах этой структуры связаны с кремнисто-вулканогенной формацией геосинклинального комплекса (алтынбулакская свита верхнего девона — нижнего кембрия и ее аналоги), а также с карбонатно-терригенной телепирокластической формацией нижнего карбона, входящей в состав дейтероорогенного комплекса чехла Центрально-Тувинского массива.

Фосфоритоносная кремнисто-вулканогенная формация прослеживается в бассейне р. Шуй и в разрезе горы Ютюг-Хая (Фосфоритоносные формации..., 1972, с. 116—125). Наблюдается двучленное строение формации с преобладанием эффузивных пород в ее нижней части и карбонатно-кремнистых фосфатоносных в верхней. Возраст отложений, относимых к этой формации, не моложе середины нижнего кембрия.

Максимальные концентрации фосфора наблюдаются в верхней, карбонатно-кремнистой толще, где к краевым частям приурочены линзовидные тела силицитов и доломитистых известняков, ассоциирующих с албитизированными эффузивами базальтового и диабазового состава. С этой формацией на территории Тувы связаны Ютюгхаинское и Шуйское фосфатопроявления. Формация эта является малоперспективной в отношении нахождения крупных скоплений фосфоритов.

Телепирокластическая формация нижнего карбона в целом сильно насыщена терригенным материалом, но обеднена известняками. Основными породами являются песчаники и алевролиты, в меньшей степени развиты аргиллиты, туфы и туффиты. Известняки криптокристаллические, иногда окремненные и туффитовые.

Наиболее значительные фосфатопроявления установлены в нижнехербесской и особенно в верхнебайтагской подсвитах, где фосфорная минерализация приурочена преимущественно к пластам туффитовых алевролитов и туффитов, локализованных в виде пропластков, линз, стяжений, конкреций. Содержание P_2O_5 колеблется в широких пределах (0,1—10—20%). Мощность линзовидных тел фосфоритов в большинстве случаев 0,2 м, редко 0,3—0,4 м при протяженности до нескольких десятков, а иногда сотен метров (Фосфоритоносные формации..., 1972, с. 164—171). В формации известны проявления Сенек-Тула, Саирское, Суглугхемское. Практического значения эти проявления не имеют, нет перспектив обнаружения новых значительных концентраций фосфоритов, связанных с этой формацией.

ВОСТОЧНО-СИБИРСКИЙ БАССЕЙН

Бассейн занимает значительную площадь, включающую территории Енисейского кряжа, Ийско-Туманшетского Присянья, Прибайкалья, Забайкалья (Приложение 1). Здесь развиты фосфоритоносные и потенциально-фосфоритоносные формации архейского, архей-раннепротерозойского, раннепротерозойского, рифейского, вендского и кембрийского возраста.

По характеру пространственного распределения формаций и связанных с ними месторождений и проявлений фосфоритов на территории этого бассейна выделяются семь районов: Енисейский, Ийско-Туманшетско-Присяянский, Баргузино-Ангарский, Витимкан-Муйский, Прибайкальский, Удино-Витимский и Джидино-Селенгинский.

Енисейский район

Енисейский район расположен на правобережье Енисея, к северу от р. Ангары, и в геологическом отношении соответствует Енисейскому кряжу. Фосфатоносные породы и находки фосфоритов среди рифейских отложений этого района известны сравнительно давно (Смирнов, 1955; Юдин, Красотов, 1973), однако изученность его фосфоритоносности остается слабой.

Большинством исследователей принято деление Енисейской геосинклинали на две структурно-формационные зоны первого порядка: восточную, миогеосинклимальную и западную, эвгеосинклимальную. Фосфатоносные отложения рифея развиты в восточной миогеосинклиальной зоне. Здесь на основании проведенных работ выделяются две фосфоритоносные формации: карбонатно-терригенная (сланцевая) среднего рифея и терригенно-карбонатная верхнего рифея (рис. 14). Формирование первой из них отражает раннюю, а вторая — зрелую стадии байкальского геосинклинального цикла (Жлитин и др., 1970).

Карбонатно-терригенная (сланцевая) фосфоритоносная формация среднего рифея включает отложения сухопитской серии и развита к востоку от сводовой части Енисейского мегантиклинория, сложенного кристаллическими сланцами, мраморами тейской серии с многочисленными массивами гранитов. Формация отделяется от подстилающих и перекрывающих ее отложений региональными перерывами. Сложена она внизу конгломератами, кварцевыми песчаниками, в средней части сланцами, алевросланцами, с прослоями песчаников, а вверху — известняками и доломитами. Мощность формации колеблется от 4000 м (внутренняя часть миогеосинклинали) до 1500 м (внешняя часть).

Фосфатоносность формации установлена лишь на периферийных участках Центрального, Енапиминского и Иркинеевского поднятий. По литологическому составу и характеру фосфатизации карбонатно-терригенная (сланцевая) формация подразделяется на две подформации: терригенную (сланцевую) и карбонатную.

Терригенная (сланцевая) подформация представлена песчаниками, алевролитами, кремнисто-глинистыми и глинистыми сланцами. Фосфатоносные породы и фосфориты в ней располагаются на двух стратиграфических уровнях. Нижний приурочен преимущественно к глинистым отложениям удерейской свиты, а верхний связан с песчано-глинистыми образованиями погорюйской свиты. Мощность этих отложений 500 м.

Среди отложений удерейской свиты выявлен ряд проявлений с разным характером фосфоритоносных образований. В бассейне р. Иркинеевой в толще темно-серых алеврито-глинистых сланцев мощностью около 230 м встречаются многочисленные (до 60) тонкие (0,5 — 3,0 см) прослои глинистых сидеритов, содержащих более 1% P_2O_5 , а иногда до 10% P_2O_5 (Смирнов, 1955).

На правобережье Ангары (проявление Гребенское) среди алеврито-глинистых, часто углистых сланцев верхней части удерейской свиты вскрыт 4-метровый пласт с конкреционными фосфоритами. Среди последних отмечается несколько разновидностей. Наряду с находящимися *in situ* часто встречаются переотложенные, окатанные. Наиболее распространены округлые конкреции размером от 1 до 3—5 см, но наблюдаются и более крупные сигарообразные и линзовидные, достигающие 70 см в дли-

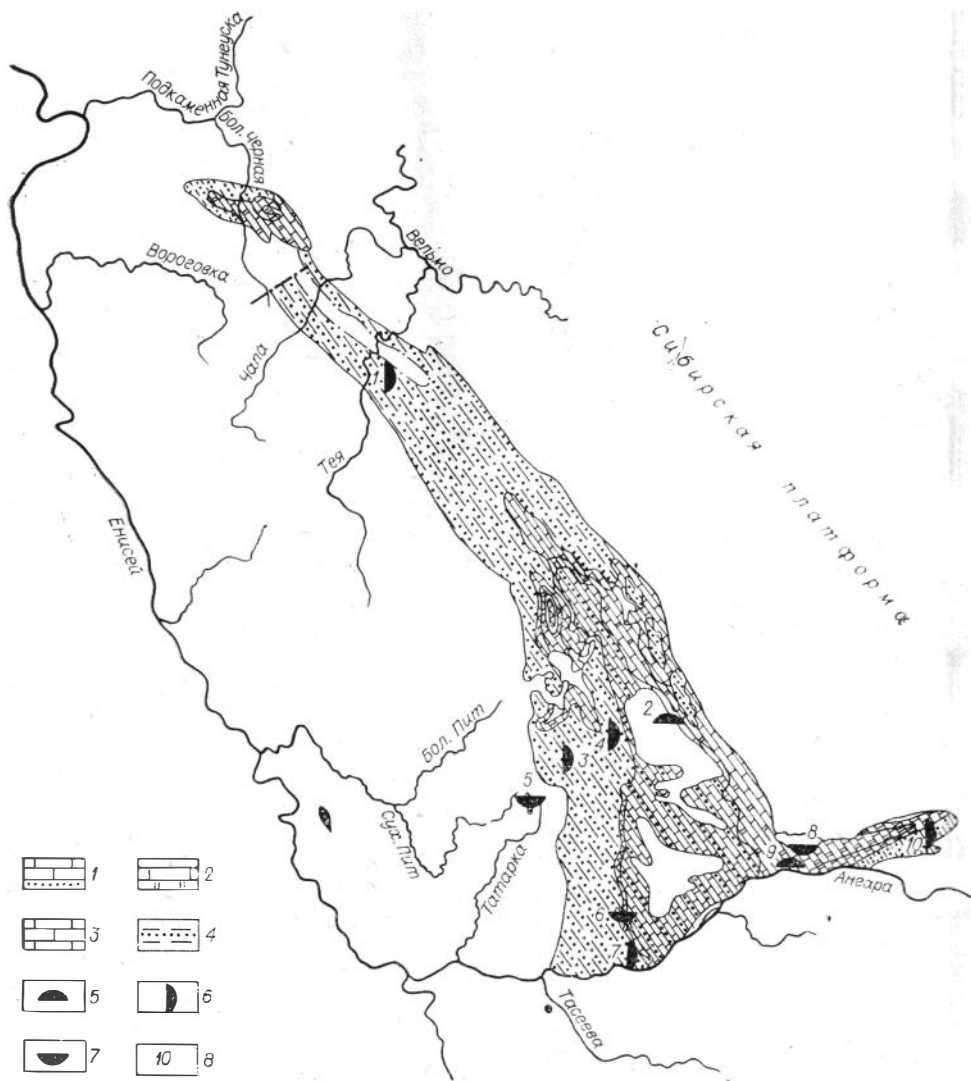


Рис. 14. Карта фосфоритонесущих формаций Енисейского района. Составил Ю. М. Красотов (1976).

Фосфоритонесущие формации: терригенно-карбонатная верхнего рифея (подформации: 1 — терригенно-карбонатная, 2 — кремнисто-карбонатная); карбонатно-терригенная (сланцевая) среднего рифея (подформации: 3 — карбонатная, 4 — терригенная (сланцевая)); фосфоритопоявления: 5 — тоннокристаллических фосфоритов, 6 — конкреционных фосфоритов, 7 — вторичных фосфоритов; 8 — номер фосфоритопоявления (цифры на карте: 1 — Енашиминское, 2 — Верхнекаменское, 3 — Бугарихтинское, 4 — Ишимбинское, 5 — Березовское, 6 — Верхнекиргитейское, 7 — Гребенское, 8 — Редкое II, 9 — Редкое I, 10 — Иркинеевское).

ну и 30—40 см в поперечнике. Встречаются конкреции округло-линзовидной формы, ориентированные согласно простиранию пласта. Конкреции неравномерно распространены во вмещающих их алевроито-глинистых сланцах, содержащих 0,13—1,4% P_2O_5 .

Конкреции фосфоритов содержат 5—28% P_2O_5 . Они большей частью черные, афанитовой структуры, содержат примесь глинистого, углистого и песчанистого материала, сидерита и глауконита (Красотов, 1976₂).

Состав и характер отложений подформации свидетельствуют о том, что она формировалась в условиях мелководного морского бассейна с расчлененным рельефом дна, куда в избытке поступал обломочный материал. Подформация малоперспективна для поисков промышленных месторождений первично-осадочных фосфоритов.

Карбонатная подформация в виде узких часто прерывистых полос окаймляет со всех сторон Ангаро-Питский синклиорий. Она имеет мощность 150—800 м и двучленное строение. Нижняя ее часть преимущественно известняковая, верхняя — доломитовая. В разрезах подформации отмечается тенденция к увеличению известковистости пород с востока на запад и уменьшению мощности всей толщи в том же направлении. Фосфориты в ней пока не обнаружены, но повышенное содержание фосфата наблюдается в разрезах подформации, связанных с доломитами аладинской свиты. Фосфатсодержащие породы распространены по всему разрезу аладинской свиты, достигающей 650 м мощности. Подформация сложена довольно однообразной толщей доломитов, иногда брекчиевидных и окруженных. Доломиты представляют собой массивные, слоистые, реже грубослоистые породы серого и светло-серого цвета; чередуются различными окрашенными прослоями. Доломиты отличаются чистотой состава; содержание нерастворимого остатка не превышает 3%. Структура — от криптокристаллической, микромозаичной до мелкокристаллической, мозаичной.

Брекчиевидные доломиты в разрезах подформации расположены на разных стратиграфических уровнях и слагают пласты различной мощности (от 1 до 1,5 м). Сложены различными по величине обломками доломитов и сцементированы мелкокристаллическим доломитом. Обломки различны по форме (от угловатых до окатанных), ориентированы и распределены в цементирующей массе беспорядочно. Характеризуются повышенным содержанием нерастворимого остатка. Содержания фосфора, в 3—5 раз превышающие кларковые, выявлены в разрезах по рекам Иркинеева, Ангара, Каменка и в верховьях р. Киргитей. Кроме того, фосфатоносные доломиты отмечаются в пределах Порожнинского, Верхотуровского и других месторождений бокситов. В пределах Чадобецкого поднятия карбонатная подформация выделяется в объеме дольчиковской и чуктуконской свит, мощность которых около 1000 м. В нижней ее половине развиты серые и темно-серые, почти черные плитчато-слоистые мелко- и тонкозернистые известняки с прослоями глинистых известняков. Породы этой части подформации характеризуются повышенной марганценосностью. Верхняя часть разреза подформации представлена чуктуконской свитой мощностью до 500 м. В сложении ее отмечается многократное чередование доломитов, известняков, глинистых сланцев и песчаников. Вверх по разрезу количество терригенного материала постепенно возрастает, а в доломитах, содержащих 1,3% P_2O_5 , появляются линзы и невыдержанные прослои черных кремней.

Перспективность карбонатной подформации среднего рифея Енисейского кряжа в отношении обнаружения первично-осадочных фосфоритов определяется наличием ряда благоприятных литологических признаков, присутствием в породах подформации повышенных содержаний фосфора, а также некоторой общностью состава и строения с карбонатной фосфоритоносной формацией (рифей-нижнекембрийского возраста) Алтае-Саянской области.

Фосфатоносные отложения рассматриваемой подформации, попадая в зону гипергенеза, продуцируют фосфориты остаточно-инфильтрационного генезиса, сохранность которых в настоящее время определяется благоприятными геоморфологическими особенностями Енисейского кряжа (Красотов, 1976₁).

Терригенно-карбонатная фосфоритоносная формация объединяет отложения тунгусикской серии верхнего рифея. Она характеризуется невыдержанным литологическим составом по вертикали и латерали, значительным развитием терригенных и карбонатных пород. Отложения формации наиболее полно развиты в пределах Ангаро-Питского синклиория.

Обобщенный разрез представляется в следующем виде. Низы формации сложены кварцевыми песчаниками, содержащими гематит, и сланцами

с линзами сидеритов; выше залегают преимущественно строматолитовые известняки с прослоями кремнисто-глинистых сланцев, кварцевых песчаников; еще выше доминируют серые и темно-серые, часто окремненные доломиты с прослоями фосфоритов. Средняя часть состоит из углисто-глинистых сланцев, переслаивающихся с темно-серыми и черными пелитоморфными известняками и редкими маломощными прослоями песчаников. В некоторых разностях сланцев присутствует значительное количество углистого вещества. Верхняя часть формации, соответствующая киргитейской свите, представлена известняками, доломитовыми известняками и доломитами, часто строматолитовыми и тонкослоистыми, иногда песчанистыми, переслаивающимися с филлитовидными глинистыми и кремнистыми сланцами и песчаниками. К верхней половине этой толщи приурочены линзы фосфоритов. Общая мощность формации колеблется от 1000 до 3000 м. По литологическому составу формация подразделяется на две подформации: кремнисто-карбонатную и терригенно-карбонатную.

Кремнисто-карбонатная подформация неоднородна. В нижней ее части преобладают кварцевые песчаники, кремнисто-глинистые сланцы, обогащенные гематитом и сидеритом. Верхняя часть состоит преимущественно из известняков и доломитов, часто окремненных, с прослоями кремнистых сланцев и кварцевых песчаников. Наряду с обогащенностью кремнистым материалом, характерным в подформации является также пестроцветность пород в ее нижней части.

С верхней частью подформации связаны первично-осадочные фосфориты и фосфориты коры выветривания (Занин и др., 1973; Юдин, Красотов, 1973) на проявлении «Редкое», находящемся на правом берегу Ангары в 2 км выше устья руч. Ивашкин. В толще доломитов вскрыты два пласта первичных кремнисто-карбонатных тонкокристаллических фосфоритов мощностью 0,3 и 1,5 м. Содержание P_2O_5 от 6—9 до 22%. Породы этой части подформации в целом характеризуются вышекларковыми содержаниями марганца и ванадия со значительными колебаниями их в разных породах.

Кремнисто-карбонатная подформация верхнего рифея Енисейского кряжа имеет многие черты сходства с кремнисто-карбонатной фосфоритоносной формацией рифей-нижнекембрийского возраста Алтае-Саянского бассейна и рассматривается нами как наиболее перспективная для поисков фосфоритов в районе. Фосфатсодержащие породы подформации производят фосфориты коры выветривания.

Терригенно-карбонатная подформация, выделенная в объеме шунтарской и киргитейской свит верхнего рифея, подстилается кремнисто-карбонатной подформацией и перекрывается отложениями орогенного комплекса. Она характеризуется резкой литологической изменчивостью по вертикали и латерали, преимущественно терригенным составом в низах разреза, с доминирующим развитием сланцев, обогащенных углистым веществом. Выше по разрезу развиты карбонатные породы, часто со строматолитами. В верхней части подформации в основании доломитовой толщи, залегающей на глинистых, известково-глинистых сланцах, встречаются тонкие (до 10 см) линзовидные слои фосфоритов, содержащих до 16% P_2O_5 . Кроме того, в разрезах по рекам Каменка и Ангара были выявлены прослои строматолитовых доломитов с содержанием фосфора, в 3—5 раз превышающим кларковые значения.

Перспективность терригенно-карбонатной подформации в отношении поисков в ней месторождений фосфоритов ограничена вследствие значительного развития в ее составе терригенных пород и сравнительно ограниченного распространения этой подформации в пределах восточного борта Ангаро-Питского синклиория.

Фосфоритоносная формация коры выветривания, датированная мел-палеогеновым возрастом, на Енисейском кряже

возникла в основном за счет фосфатсодержащих пород карбонатной и кремнисто-карбонатной подформаций. Наблюдаются два типа проявлений фосфоритов коры выветривания: карстовый и контактово-карстовый (Занин и др., 1973).

Проявления фосфоритов коры выветривания карстового типа образовались на карбонатных породах и локализованы в небольших по площади карстовых воронках и котловинах, приуроченных к положительным формам рельефа — водоразделам и их склонам. Так, на площади развития первичных фосфоритов проявления «Редкое», где породы субстрата представлены преимущественно карбонатными отложениями джурской свиты верхнего рифея, образовалось проявление фосфоритов коры выветривания.

Здесь поле карстовых воронок площадью $0,4 \times 1,3$ км имеет сложное и причудливое очертание и в общем вытянуто в северо-западном направлении согласно водораздельной части ручьев Шалаптикан и Ивашкин. Оно представляет собой понижение в центральной части с максимальной глубиной 65 м. Внутри поля слабо выраженные воронки выполнены глинистым и песчано-глинистым материалом, в той или иной степени фосфатоносным, с обломками каменистых фосфоритов, доломитов с различной степенью выветрелости. Обломочный материал распределен неравномерно и тяготеет к нижним горизонтам коры выветривания. Нижняя граница воронок неровная с выступами коренных пород и западинами в них. Фосфатсодержащая глинистая и песчано-глинистая масса имеет красно-бурый, желто-коричневый и коричневато-бурый цвет за счет обогащения ее гидроокислами железа и марганца. Фосфатоносная кора залегает непосредственно под почвенным слоем и имеет мощность от первых до 65 м. Фосфат в ней распределен крайне неравномерно и содержание P_2O_5 колеблется от долей процента до 20.

Проявления фосфоритов коры выветривания контактово-карстового типа локализуются в котловинах, образованных вдоль контактов кремнисто-глинистых и карбонатных пород. Котловины обычно вытянуты по простиранию пород основания, а тела вторичных фосфоритов имеют пластообразную форму. К этому типу в пределах исследуемой территории относится Верхнекиргитейское проявление фосфоритов, приуроченное к полю развития отложений аладьинской, красногорской и джурской свит рифея. Оно расположено в пределах одноименного месторождения бокситов на юго-западном крыле Ангаро-Питского синклиория в верховьях р. Мал. Киргитей. В зоне контакта терригенных пород красногорской свиты с доломитами аладьинской свиты развита крупная эрозионно-карстовая депрессия протяженностью более 5000 м, шириной в местах выходов 100—350 м и глубиной до 120 м, имеющая асимметричное строение.

В разрезе рыхлых глинисто-карбонатных отложений депрессии четко выделяются две зоны: верхняя — преимущественно бокситоносная и нижняя с преобладанием фосфатоносных пород. Фосфориты образуют пластообразную залежь мощностью около 10 м. Представлены рыхлыми и каменистыми разностями и содержат в среднем 10% P_2O_5 . Доломиты, подстилающие залежь фосфоритов, содержат не более 0,2% P_2O_5 .

Анализ закономерностей размещения разновозрастных фосфоритоносных формаций, отвечающих различным стадиям развития Енисейской геосинклинали, свидетельствует о том, что интенсивность фосфатонакопления в рифейском разрезе заметно усиливается по мере возрастания объема карбонатных пород в направлении от среднего рифея к нижнему кембрию, в связи с чем увеличивается перспективность фосфатоносности. Наиболее перспективной в отношении поисков фосфоритов является терригенно-карбонатная формация, развитая в юго-восточной части Енисейского кряжа, а также к востоку от кряжа в направлении к Чадобецкому поднятию и в его пределах (см. рис. 14). Заслуживают внимания также мезокайнозойские фосфатоносные продукты коры выветривания.

Район Ийско-Туманшетского Присаянья

Этот район вытянут полосой вдоль северо-восточного склона Восточного Саяна и охватывает площади выходов на поверхность отложений рифейского карагасско-оселкового комплекса, которые известны от р. Туманшет на северо-западе до р. Ия на юго-востоке данной полосы.

Среди верхнерифейских образований Присаянья выделяются две фосфоритоносные формации: терригенно-карбонатная и терригенная.

Терригенно-карбонатная формация широко развита и приурочена к Уватскому и Икейскому поднятиям — бассейн рек Бирюса, Уда и Ия. Формация сложена разнообразными доломитами, которым количественно подчинены аргиллиты, алевролиты и песчаники ипситской свиты верхнего рифея.

Наиболее полный разрез формации мощностью 570 м изучен по р. Болотная, правому притоку р. Бирюса. Фосфориты представлены оолитовыми карбонатными и песчанистыми хемогенно-кластогенными образованиями. С этой формацией связаны проявления Кашинское, Залкинское и кл. Счастливый. Образование формации происходило в пределах проторогенного прогиба. Здесь могут быть обнаружены лишь мелкие месторождения (Фосфоритоносные формации... 1972, с. 125—133).

Терригенная формация распространена в Присаянье в пределах Удинского и Бирюсинского прогибов. Она представлена в бассейнах рек Тагул, Бирюса и Уда (Приложение 1, 2) монотонной толщей ритмично чередующихся песчаников и алевролитов ипситской свиты верхнего рифея. Повышенная фосфатоносность связана с нижними частями разреза формации. Здесь отмечаются маломощные (до 0,3 м) прослои песчанистых и алевитистых фосфоритов, образующих два горизонта. Содержание P_2O_5 в первом горизонте составляет 12,38—16,31%, во втором — 10,45—11,67%. Формирование формации происходило в пределах проторогенных прогибов. Нахождение в поле развития формации месторождений фосфоритов маловероятно.

Витимкан-Муйский район

Данный район объединяет участки северо-восточной части Бурятской АССР. Он охватывает территорию Муяканского, Южно-Муйского, Икатского и северо-восточную часть Северо-Муйского хребтов; бассейны рек Витимкан (верховье р. Витим) на юге и Муя и Нижняя Ципа на севере. На западе район ограничивается долиной р. Баргузин; на востоке — правым склоном долины р. Амалат (и р. Ципа после впадения в нее р. Амалат — до границы Бурятской АССР); на юго-западе район ограничен широтой пос. Баргузин.

Здесь широко развиты фосфоритоносные и потенциально-фосфоритоносные формации архей-протерозойского, рифейского и кембрийского возраста. Фосфатоносность их изучена слабо.

Карбонатная фосфоритоносная формация объединяет икатскую и тилимскую свиты нижнего — верхнего рифея. Она расположена в бассейнах рек Икат, Витимкан, Усой, Талая, Ципа, Уакит, Келяна и др. (Приложение 1). Общая полоса выходов пород формации протягивается на 350 м.

Литологический состав формации очень непостоянен и изменяется в латеральном направлении. Сложена формация известняками, доломитами, сланцами с подчиненными прослоями песчаников, алевролитов, микрокварцитов. Мощность ее 3700 м.

В Икатском хребте фосфатосодержащие породы выявлены Ю. П. Бутовым по рекам Тампамка и Давыкта. В первом случае наблюдаются горизонты карбонатных брекчий среди доломитов икатской свиты, в которых отмечаются прослои и линзы мощностью 1,0—1,5 м, содержащие

2,5% P_2O_5 . Во втором случае фосфатность приурочена к пачке водорослевых доломитов тилимской свиты. Здесь наблюдаются рассеянные кристаллы и скопления апатита. Содержание P_2O_5 до 7%. Мощность фосфатосодержащих пород около 30 м.

На Витимском плоскогорье карбонатная формация соответствует по объему тилимской свите. В нижней части формации преобладают монотонные известняки с редкими маломощными прослоями доломитов, алевролитов, известняков, в верхней — доломиты с прослоями известняков, силицитов, сланцев.

В составе формации развиты фосфатсодержащие породы и встречены линзы и прослой кремнистых бедных фосфоритов (P_2O_5 до 5,78%) в доломитах и углисто-кремнистых сланцах в верхнем течении р. Усой, по рекам Чина, Багдаринка и Паренга. Фосфоритоносность формации практически не изучена.

Карбонатная потенциально фосфоритоносная формация нижнего кембрия выделяется в объеме янгудской, огненской, бамбуйской и юктоконской свит. Породы формации распространены в виде разрозненных выходов в бассейнах рек Келяна, Янгуда, Уакит, Бамбуйка. Площади выходов очень небольшие. Сложена формация черными доломитами, известняками с многочисленными остатками фауны. Мощность формации 1000—2550 м.

В породах формации найдены только фосфатсодержащие породы. В бассейне р. Уакит в доломитах содержание P_2O_5 достигает 1,5% (Фосфоритоносные формации..., 1972, с. 144—156).

Терригенно-карбонатная потенциально фосфоритоносная формация протерозоя выделяется на левобережье Бол. Амалата в объеме хойготской свиты, а в Муйском хребте — в объеме булундинской и верхнебамбуйской свит. Сложена формация известняками с прослоями биотитовых, углисто-карбонатных и углисто-кремнистых сланцев. Мощность формации 2200—2500 м. В составе ее встречены фосфатсодержащие породы (1—2,5% P_2O_5).

Вулканогенно-карбонатно-терригенная потенциально фосфоритоносная формация протерозоя выделяется в объеме талалинской и орочинской свит. Распространена она в бассейнах рек Байса, Маректа, Талала и др. Сложена формация биотитовыми, углисто-карбонатными, амфиболовыми и другими сланцами с прослоями кристаллических известняков. При прослеживании формации в северо-восточном направлении в бассейны рек Салбула и Маректа в ее составе увеличивается содержание кислых эффузивов — лептитов, которые в виде линз залегают среди сланцев. В этой формации встречены фосфатсодержащие породы (до 1,5% P_2O_5).

Карбонатно-терригенная потенциально фосфоритоносная формация протерозоя объединяет породы амалатской, кавоктинской, усть-ципинской и кондинской свит. Сложена она метаморфизованными песчаниками, аргиллитами, известняками, превращенными в мраморы и гнейсы. В кварц-биотитовых сланцах встречаются повышенные (до 3,4%) содержания P_2O_5 .

Баргузино-Ангарский район

Район занимает западную часть северо-востока Бурятской АССР, прилегающую к северной части Байкала (Приложение 1). Он охватывает две трети Баргузинского хребта, северо-восточные отроги Байкальского хребта и Верхнеангарский хребет.

Здесь распространены фосфоритоносные и потенциально фосфоритоносные формации нижнего протерозоя, рифея и кембрия.

Карбонатная фосфоритоносная формация нижнего кембрия включает бирамьинскую, каоктинскую и кумакскую свиты. Породы этой формации распространены в бассейнах рек Бирамья, Котера и по южному склону Верхнеангарского хребта, где слагают узкие синклинальные структуры.

Состав формации в Баргузинском хребте преимущественно известняковый — известняки с фауной содержат маломощные прослои и линзы песчаных и онколитовых доломитов. Мощность ее 900 м.

В бассейне р. Котера состав формации преимущественно доломитовый. Суммарная мощность формации здесь более 1550 м. Фосфатсодержащие породы составляют около трети разреза. Это массивные черные доломиты, содержащие 0,3—2,7% P_2O_5 . Кроме этого, здесь встречаются черные карбонатные фосфориты, образующие прослои мощностью 1—4 м, содержащие от 8,5 до 13,5% P_2O_5 .

Терригенно-карбонатная фосфоритоносная формация выделяется в объеме баргузинской свиты рифея, распространенной в бассейне р. Котера и в верховьях р. Баргузин. Сложена она кристаллическими известняками, кремнистыми сланцами, микрокварцитами и гнейсами. Характерно ритмичное переслаивание карбонатных и терригенных пород. Мощность ее 2000—4000 м.

Фосфатсодержащие породы и фосфориты приурочены к нижней части формации. В углито-кремнистых сланцах и водорослевых известняках отмечаются фосфатсодержащие прослои (реки Усман, Лев. Алдунда) и карбонатные фосфориты (р. Богадикта). Содержание P_2O_5 в фосфатсодержащих известняках колеблется от 0,5 до 3,8%, в фосфоритах достигает 30%.

В верхнем течении р. Няндони среди водорослевых известняков встречен горизонт карбонатных брекчий с линзами фосфатсодержащих доломитов и карбонатных фосфоритов. Мощность горизонта 3—5 м, протяженность 3 км. Размеры линз фосфоритов 0,1 × 1 м, фосфатсодержащих доломитов 2 × 3 м. В других местах мощность и протяженность фосфатсодержащих пород не выяснена. Формация плохо изучена.

Карбонатно-терригенная фосфоритоносная формация, соответствующая ондокской свите рифея (условно нижнего), прослеживается в виде узкой полосы более чем на 180 км в бассейнах рек Олокит и Чая. Сложена она кристаллическими сланцами и известняками, переслаивающимися между собой. Общая суммарная мощность формации достигает 2000 м.

В сланцах средней части свиты наблюдаются линзы и конкреции фосфоритов с содержанием P_2O_5 9,0—21%. Мощность ее 900 м. Размеры и форма конкреций самая различная — округлая, уплощенная, вытянутая; размеры от 1,5 до 15 см; распределение их неравномерное. Конкреции представляют собой метаморфизованные углито-кремнистые образования, сложенные графитом, кварцем и фосфатом. Зона с фосфоритовыми конкрециями прослежена по простиранию более чем на 80 км.

Карбонатная потенциально фосфоритоносная формация, выделяемая в объеме итыкитской свиты рифея, развита в хр. Сынныр (в бассейнах рек Тяя, Олокит, Чая и Чуя). Сложена она доломитами, доломитистыми известняками с прослоями аргиллитов, сланцев и гравелитов в средней части. Мощность ее 950 м. В доломитах формации встречается повышенное содержание фосфора — 3—4% P_2O_5 .

Карбонатно-вулканогенно-терригенная потенциально фосфоритоносная формация, развитая в бассейнах рек Чая, Миня и Абчада, включает породы абчадской свиты нижнего протерозоя. Сложена она мраморами, амфиболовыми, биотит-кварцевыми, карбонат-талковыми сланцами и кварцитами. Мощность формации 250—750 м. Формация содержит фосфатсодержащие породы, но изучена очень слабо и перспективы ее не ясны.

Прибайкальский район

Район охватывает значительную полосу шириной 50—70 км, прилегающую к оз. Байкал от п-ова Св. Нос (пос. Усть-Баргузин) на севере до юго-западного окончания озера, затем по восточному склону долины р. Иркут до границы Бурятской АССР. Здесь широко развиты фосфоритоносные и потенциально фосфоритоносные формации от архея до нижнего кембрия (Приложение 1).

Кремнисто-терригенно-карбонатная фосфоритоносная формация развита в пределах хр. Морского, представлена мощной (до 2700 м) толщей карбонатных отложений с подчиненным участием кремнистых и терригенных пород, объединяемых в бурлинскую свиту среднего (?) рифея. Протяженность обнаженных полей пород формации 10—50 км.

В разрезе формации выделяются две части: нижняя, сложенная доломитами, сланцами, кремнями, фосфатсодержащими породами и фосфоритами (1200 м), и верхняя, состоящая из однообразных доломитов и известняков (1300—1500 м).

Фосфоритоносная часть разреза формации распространена по рекам Билюта, Бурла, Тутун, Засухина и другим, где известен ряд проявлений фосфоритов и множество точек развития фосфатсодержащих пород. Фосфатсодержащие породы и фосфориты формации образуют пласты, пластобразные залежи и прослойки 0,3—11 м. Содержание фосфорного ангидрида в фосфоритах колеблется от 5 до 18%. С формацией связано Бурлинское, Селенгинское, Билютинское и другие проявления.

Изучение фосфоритоносности бурлинской свиты показывает, что продуктивные горизонты в ней имеют прерывистый характер, прослеживаясь на протяжении от 3 (р. Бурла) до 22 км. Основное количество пластов фосфоритов сконцентрировано в верхней части нижней подсвиты от р. Селенга до р. Мал. Билюта. Строгой стратиграфической приуроченности продуктивные горизонты не имеют. Границы фосфоритовых тел нечеткие, расплывчатые. Учитывая незначительные запасы бедных фосфатных руд, можно считать, что практического значения фосфоритоносные горизонты хр. Морского не имеют.

Карбонатно-вулканогенно-терригенная фосфоритоносная формация по объему соответствует итацинской свите и занимает нижнее положение в разрезах рифейских отложений. Сложена она гнейсами, сланцами, эффузивами основного, среднего и кислого состава, кварцитами, известняками и доломитами. Мощность 1700—2500 м. Протягивается она прерывистой полосой почти на 70 км от р. Селенга до р. Кика в хр. Морском.

В нижней части разреза формации, где преобладают карбонатные породы (65%), фосфатная минерализация имеет рассеянный характер и представлена кристаллическим апатитом (5—30%), который распределяется по горизонтам и пачкам кремнистых и кремнисто-терригенных пород (Вакулихинское проявление). Мощность фосфатсодержащих пачек 5—120 м.

В верхней части разреза формации, где преобладают кремнистые и обломочные породы (75%), фосфатные породы образуют прослои и линзы (0,35—2,4 м) с 2,4—12% P_2O_5 (бассейн р. Мал. Билюта).

С породами формации связано марганцевое оруденение — ряд проявлений и Усутайское месторождение силикатных, карбонатно-силикатных марганцевых руд (Фосфоритоносные формации..., 1972, с. 144 — 156).

Терригенно-карбонатная потенциально фосфоритоносная формация развита в Южном Прибайкалье и в хр. Хамар-Дабан. Это отложения верхней подсвиты зун-мурипской и нижней подсвиты битуджидинской свит рифея — известняки, нередко содержащие углистый материал с подчиненными прослоями и линзами

гнейсов, углисто-сланцевых сланцев, доломитов и кварцитов (в верхней части). Мощность формации не менее 4000 м.

С доломитами верхней части разреза связана фосфатная минерализация (P_2O_5 до 3%). Кроме того, в полях развития формации в верховьях рек Джиды и Зун-Мурин в шлихах отмечаются весовые содержания апатита.

Потенциально фосфоритоносная карбонатная формация архея — нижнего протерозоя выделяется на восточном побережье оз. Байкал. Мощность ее 400 м. Соответствуя здесь крестовской свите, формация сложена мраморами с прослоями сланцев и кварцитов. В поле ее развития выделяются шлиховые ореолы апатита ($150—1500$ г/м³).

Кремнисто-терригенно-карбонатная фосфоритоносная формация рифея объединяет в своем составе песчано-сланцевые, алевроитовые и кремнистые породы, известняки, доломиты и фосфориты улунтуйской свиты. Прослеживается полосой северо-восточного простирания от бассейна р. Олха вдоль западного побережья оз. Байкал. Сложена формация известняками, доломитами, кремнисто-карбонатными породами, кремнями, песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами и фосфоритами. Мощность ее более 370 м.

Фосфориты представлены главным образом двумя разновидностями — глинистой и карбонатно-глинистой с содержанием P_2O_5 соответственно 14—17 и 20—22%, слагающими линзовидные тела, быстро выклинивающиеся по простиранию. Мощность их от десятков сантиметров до 1—1,5 м.

С этой формацией связан ряд проявлений фосфоритов. Изучена формация сравнительно хорошо. Анализ материалов позволил О. П. Егоровой (Фосфоритоносные формации..., 1972, с. 66—75) сделать вывод о том, что в пределах этой формации вряд ли могут быть найдены значительные по масштабам месторождения высококачественных фосфоритов. Однако практическое значение здесь может иметь формация коры выветривания, развившаяся на бедных фосфоритах и фосфатсодержащих породах.

Терригенно-карбонатная потенциально фосфоритоносная формация протерозоя — архея включает породы тубутуйской свиты и нижней подсвиты бурун-бильчирской свиты. В ее строении принимают участие кристаллические известняки и различного состава сланцы, часто превращенные в гнейсы. Мощность ее 300—1000 м.

В устьевой части долины р. Ципа в сланцах отмечены повышенные содержания кристаллического апатита (до 8%) и шлиховые ореолы апатита ($150—1500$ г/м³) в низовьях р. Турка.

Удино-Витимский район

Район соответствует юго-восточной части Бурятской АССР, охватывая бассейн верхнего течения Витима (выше пос. Солонцово) и бассейн верхнего течения Уды (выше ее слияния с р. Курба). Орографически это юго-западная часть Витимского плоскогорья и область мелких хребтов по обе стороны трассы Улан-Удэ — Романовка.

Выделяемая карбонатно-вулканогенно-терригенная фосфоритоносная формация в объеме балбачарской свиты распространена в бассейнах рек Курба и Турка. Она сложена эффузивами, туфами кислого состава, песчаниками, алевролитами, сланцами различного состава, карбонатными породами. Мощность ее достигает 4200 м.

В бассейне р. Ямбуи в верхней части формации в алевролитах встречены прослои, обогащенные фосфатом (содержание P_2O_5 достигает 6,5%), а мощность и протяженность их не установлены.

Карбонатная потенциально фосфоритоносная формация нижнего кембрия, выделяемая в объеме курабинской свиты, прослеживается в бассейнах рек Уда и Витим, где сложена кристаллическими массивными известняками с незначительным количеством кварцитов и сланцев.

В прослоях кварцитов встречается мелкокристаллический апатит (до 3,6% P_2O_5). В Худак-Онинском районе мощность фосфатсодержащих кварцитов достигает 10 м, протяженность 1 км.

Карбонатно-вулканогенно-терригенная потенциально фосфоритоносная формация нижнего кембрия выделяется в объеме олдындинской свиты. Сложена известняками, порфиритами, конгломератами, сланцами разного состава и туфосланцами. Мощность ее 3000 м.

В породах формации прослежены тела манганосидеритовых руд, где до 5—6% апатита (Гурвунурское проявление). Эти руды в зоне окисления образуют залежи вторичных окисных руд с содержанием марганца 17—37% и P_2O_5 1,3—25%.

Терригенная фосфоритоносная формация континентального мела в этом районе развита в Амалатской, Ендодинской, Зазинской, Верхневитимской и других впадинах в объеме зазинской свиты, сложенной гравелитами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, сланцами и известняками, являющимися отложениями мелководных застойных озер. Наиболее интенсивная фосфатность проявлена в отложениях Зазинской впадины, где в маломощных (0,05—0,4 м) прослоях мергелей и песчаников 8—29% P_2O_5 . Здесь же отмечаются конкреции и стяжения песчаников с фосфатно-сидеритовым цементом с 2,0—29,7% P_2O_5 . Всего прослежено 24 прослоя фосфатсодержащих пород в пачке мощностью до 100 м.

В других впадинах прослежена подобная минерализация. Практического значения фосфориты этой формации не имеют из-за малой мощности, низкого качества и ограниченности запасов.

Джидино-Селенгинский район

Район охватывает самую южную часть дугообразной территории Бурятской АССР, расположенную к югу и юго-востоку от хр. Хамар-Дабан и включающую бассейны рек Селенга и Джида.

Карбонатно-вулканогенно-терригенная потенциально фосфоритоносная формация кембрия включает нижнюю и среднюю части хохюртовской свиты, сложенные эффузивами, туфогенными породами, песчаниками, кварцитами, известняками и конгломератами. Мощность формации 2600 м, площадь более 3200 км². Здесь установлены геохимические ореолы фосфора. Фосфатность формации не изучалась.

Терригенная фосфоритоносная формация мела известна в Кижингинской, Гусиноозерской, Сангинской и других озерных впадинах. Сложена она конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослоями бурых углей, а также редкими горизонтами базальтов, туфов и туффитов (Сангинская впадина). Мощность ее 300—1500 м. Фосфориты и фосфатсодержащие породы связаны с прослоями (0,2—0,4 м) песчаников, алевролитов, аргиллитов, где P_2O_5 1,4—12%.

ЛЕНО-ТУНГУССКИЙ БАСЕЙН

На широкой площади в пределах Сибирской платформы развиты фосфоритоносные отложения среднего ордовика, выделенные в Лено-Тунгусский фосфоритоносный бассейн. В его пределах спорадически развиты фосфоритоносные образования в нижнем кембрии и девоне.

Фосфоритоносные отложения среднего ордовика наиболее развиты в двух крупных районах: в южной части платформы в пределах Иркутского амфитеатра — Ангаро-Ленский район и в бассейне Подкаменной Тунгуски — Катаангский район (Приложения 1, 6).

В Ангаро-Ленском районе развита терригенная фосфоритоносная формация, в Катаангском — карбонатно-терригенная. С ними связаны многочисленные фосфоритопроявления и Гурьевское месторождение фосфоритов. Для них характерно наличие ракушечных, зернисто-ракушечных, зернистых и желваковых фосфоритов.

Фосфоритоносные отложения среднего ордовика также развиты в Норильском районе, в бассейнах рек Мойеро, Марха, Моркока.

Ангаро-Ленский район

Фосфоритоносная терригенная формация среднего ордовика развита в бассейнах Ангары и ее притоков (реки Илим, Вихорева, Кова), Лены с притоками (реки Таюра, Киренга и др.) и в бассейне верхнего течения Нижней Тунгуски (в т. ч. по р. Непя). Сравнительно небольшую площадь занимает она западнее р. Вихорева в западной части Иркутского амфитеатра. Западнее долины р. Чуна (Уда) формация не выделяется, а также нет ее в восточной части района восточнее р. Киренга.

Различия в строении разреза и составе пород формации требуют рассмотрения ее по двум участкам — Ангарскому и Ленскому.

Общая стратиграфическая и литологическая характеристики среднеордовикских отложений бассейнов рек Ангара и Лена рассмотрены в ряде работ (Стратиграфия ордовика..., 1975; и др.).

В палеотектоническом отношении в пределах внутреннего поля Иркутского амфитеатра по отложениям нижнего ордовика выявляются прогибы вдоль Байкальской и Восточно-Саянской горных областей и разделяющее эти прогибы поднятие. Ось поднятия для досреднеордовикского времени проходит от бассейна р. Непы на юго-запад в район г. Братска. Структурный план этой территории для времени формирования среднеордовикской терригенной фосфоритоносной формации был в общем таким же, как это видно по характеру распределения мощностей (Приложение 6). Прогибы вдоль горных сооружений (байкалид) Прибайкалья и Восточного Саяна рассматриваются Т. Н. Спизарским (1958) как Прибайкальская и Присянская ветви Прибайкало-Саянского передового прогиба. Н. П. Дьячков и др. (1961) рассматривают их в качестве Ангаро-Ленской и Присяно-Енисейской синеклиз. Разделяющее прогибы поднятие определяется как Ангарский вал, Ангаро-Иркутская антеклиза. В пределах последнего в области распространения среднеордовикских отложений выделяются положительные структуры более низкого порядка: Усть-Илимский, Тубинский, Заярско-Литвинцевский валы, а также так называемая зона непских складок.

Ангарский участок расположен в пределах Ангарского вала в среднем течении р. Ангара, ограничен с юга, севера и запада естественными границами распространения отложений среднего ордовика, в общем отвечающими широте устья р. Ока на юге, широте устья р. Илим на севере и Чуно-Вихоревскому водоразделу на западе; на востоке граница участка проходит в основном по Ангаро-Ленскому (Илимско-Кутскому) водоразделу.

Фосфоритоносная формация среднего ордовика в пределах участка объединяет породы мамырской свиты. Возраст ее в западной части (реки Ангара, Вихорева) датируется кривошумским временем, а в восточной (реки Илим, Игирма) — кривошумским и чертовским (раннемангазейским). Характер разреза формации в этих двух районах различен.

На р. Ангара в районе г. Братска и на смежных площадях формация подразделяется на три пачки (снизу вверх):

1. Алевролиты песчаные и аргиллиты голубовато-пепельно-серого цвета, слюдистые, с пиритом, с прослоями песчаников, иногда содержащих фосфатные раковины 25—50
2. Алевролиты, аргиллиты, песчаники красно-бурые, иногда с лиловым оттенком, с зелеными пятнами, переслаивающиеся с зеленовато-серыми песчаниками. Встречаются прослойки зернисто-ракушечных фосфоритов 10—12
3. Песчаники от мелко- и среднезернистых до гравелитовых, серые, розовые, в низах пачки до красных, с прослоями алевролитов и аргиллитов мощностью до 40 см, с включениями разрозненных фосфатных раковин и фосфатных конкреций. Мощность пачки изменчива. В районе г. Братска она 40 м. В западном и юго-западном направлениях она уменьшается, к северу она увеличивается до 60—70 м, к востоку — до 100 м.

Нижнюю пачку формации, относимую по характеру содержащейся в ней фауны к волгинскому и киренскому горизонтам криволучского яруса, принято выделять в качестве нижнеамырской подсвиты; две верхние пачки, не содержащие руководящей фауны, рассматриваются в качестве кудрипского горизонта криволучского яруса и выделяются в качестве верхнеамырской подсвиты. Продуктивной на фосфориты является средняя пачка, хотя признаки фосфатности имеются и в обеих других пачках, особенно в верхней.

В бассейне р. Илим разрез формации имеет несколько иное строение. Здесь две пачки: нижняя, преимущественно алевролитовая, и верхняя песчаниковая мощностью соответственно 25 и 83 м (в районе Коршуновского железорудного месторождения).

Мощность формации на Ангарском участке меняется весьма существенно. В Ангаро-Вихоревском междуречье (Приложение 3, опорный разрез III) мощность ее 110 м, в среднем течении р. Илим (опорный разрез VI), по данным Н. М. Викентьевой, Г. И. Калининой и др. — 140 м, в бассейне левых притоков р. Илим в его верхнем течении (опорный разрез X), по данным К. Н. Куприной и Ю. М. Годунова — 110 м. Наименьшие мощности формация имеет в юго-западной части участка. Так, в опорном разрезе IX, южнее пос. Вихоревка, мощность формации, по данным Ю. П. Шишкина, В. С. Шайдулинова и др., уменьшается до 70 м.

Западнее р. Вихорева в Ангаро-Чунском междуречье образования формации, по данным В. К. Жданова (1962), вследствие послесреднеордовикского размыва отсутствуют и в более западной части Иркутского амфитеатра, как было сказано ранее, не выделяются.

Основными типами пород формации являются песчаники, алевролиты, аргиллиты, частично фосфатносные. Песчаники мелко- и среднезернистые, серые и зелено-серые, вверху красноватые, встречаются во всех пачках разреза, преобладая в верхней. Они имеют кварцевый или полевошпатово-кварцевый состав. Содержание полевых шпатов от 2—5 до 15—20% и более. Отмечаются также мусковит, биотит, обломки кремнистых пород, в небольшом количестве зерна глауконита, хлорита, фосфорита; желваки фосфорита размером от 1—3 до 40 см в поперечнике. Фосфатизированные остатки организмов, в основном обломки лингул, образуют скопления в виде прослоев мощностью от единиц до десятков сантиметров. Цемент глинистый и гидрослюдистый с примесью хлорита, каолинита, изредка монтмориллонита; местами цемент кварцевый регенерационный или карбонатный (кальцитовый).

В составе нижней части формации распространены алевролиты серые, зеленовато- и голубовато-серые, красно-бурые и лиловые. В верхней части формации алевролитов почти нет. Они преобладают лишь на юго-западе.

Аргиллиты занимают заметное место в разрезе нижней части формации, где они часто преобладают; в средней части роль их подчиненная. Отдельные прослои аргиллитов встречаются и в верхней части.

Карбонатные породы встречены только в верхней части на р. Илим в виде маломощных (5—10 см) пропластков песчаных доломитов.

Фосфатность присуща почти всему разрезу формации, за исключением нижней ее части. Фосфатный материал представлен фосфатным детритом, фосфатными зернами и фосфатными желваками. Фосфатный детрит сложен створками лингул различной сохранности, в прослоях терригенных пород мощность до 0,10—0,20, редко 0,5 м (Алексеевское проявление). Содержание P_2O_5 в них в единичных случаях достигает 18%. Наряду с лингулами и другие остатки фауны имеют фосфатный состав. На Ангарском участке среди фосфатных образований органические остатки являются преобладающими. На Ангаро-Вихоревском междуречье встречены фосфатизированные остатки птеропод и конодонт.

Среди фосфатных зерен (микроконкреций) выделяются простые и сложные. В составе простых различают густки округлой или неправильной формы и псевдоморфозы по глинистым линзовидным окатышам. Среди сложных выделяются разновидности с фосфатным веществом одной, двух и трех генераций, а также с зональным строением. Размер таких микроконкреций 0,5—3 мм. Ракушечный и зернистый фосфатный материал встречается в пределах одного слоя.

Фосфатный цемент занимает в породе пространство между зернами кварца песчаной и алевритовой размерности, образуя конкреции различных размеров — от небольших зерен, равных по величине рассмотренным выше микроконкрециям, до крупных образований в десятки сантиметров в поперечнике. Фосфатный цемент может быть весьма однородным, близким к мономинеральному, или же насыщенным пелитовым материалом.

В Ангаро-Вихоревском междуречье в средней части формации выделяются 5—10 ритмов мощностью 0,4—5,0 м. Нижняя часть ритмов слагается тонкопереслаивающимися красноцветными алевролитами и аргиллитами и зеленовато-серыми песчаниками, верхняя — песчаниками серозелеными. Зернисто-ракушечные фосфориты залегают на границе нижней и верхней частей ритма. При этом устанавливается бедная фосфатность при равенстве мощностей двух частей ритма и возрастание фосфатности по мере возрастания мощности верхней (песчаниковой) части ритма над нижней. На границе частей ритмов в последнем случае наблюдаются следы размыва. При этом зернисто-ракушечные фосфориты в данной пачке залегают в основании лишь песчаных слоев; базальные слои тонкопереслаивающихся песчано-алевролитовых или песчано-алевролит-аргиллитовых серий нефосфатны.

В пределах Ангарского участка выявлен ряд точек и фосфатопроявлений. Наиболее изучено Алексеевское проявление, расположенное в Братском районе в междуречье Ангары и Вихоревой между дер. Анчериково и Кобляково. Здесь в средней части формации залегают прослои и линзы (от нескольких сантиметров до 0,5 м) зернисто-ракушечных фосфоритов. Протяженность тел фосфоритов составляет обычно первые метры и лишь в одном случае 70 м. Фосфоритные тела имеют невыдержанную мощность и резко выклиниваются по простиранию. Содержание P_2O_5 в фосфоритах 8—18%. Содержание P_2O_5 в песчаниках, перекрывающих тело фосфоритов, составляет 3,25%. Верхняя песчаниковая часть формации содержит желваковые фосфориты.

Ленский участок расположен в области развития среднеордовикских отложений в бассейнах р. Лены и ее притоков (на площади Иркутского амфитеатра) и верхнего течения Нижней Тунгуски, где разрезы формации в значительной степени сходны. Эта территория тяготеет к Прибайкальскому прогибу (Спизарский, 1958).

В южной части Ленского участка отложения фосфоритоносной формации среднего ордовика залегают на красноцветных терригенных породах чуньского яруса нижнего ордовика, в северной — на отложениях устькутского яруса или (р. Непа) на породах илгинской свиты верхнего кембрия.

В стратиграфическом отношении фосфоритоносная формация в Ленском районе определяется как криволуцкий ярус (в составе волгинского, киренского и кудринского горизонтов) и чертовской горизонт мангазейского яруса среднего ордовика.

Разрез формации в бассейне верхнего течения Нижней Тунгуски (Приложение 6, опорный разрез IV) характеризуется следующим строением. В нижней части формации преобладают алевролиты темно-зеленые с прослоями красно-бурых, слюдистых. В меньшем количестве встречаются песчаники зеленовато-серые мелкозернистые. В виде единичных маломощных (0,1 м) прослоев встречаются ракушняковые известняки. В красно-бурых прослоях алевролитов и в песчаниках наблюдаются включения железистых оолитов округлой или овальной формы и большое количество обломков каллофанизированных раковин. В основании формации иногда наблюдаются прослои конгломератов. Характерно обилие разнообразных фаунистических остатков.

Средняя часть формации слагается песчаниками зеленовато-серыми разнозернистыми кварцевыми с редкими прослоями глинистых алевролитов. В верхней части пачки песчаники становятся более крупнозернистыми вплоть до гравийных и карбонатными с фосфоритовыми желваками и фосфатными раковинами лингул. Мощность пачки 18—35 м.

Отложения верхней части формации характеризуются глинистым составом пород. Это аргиллиты с маломощными (до 1,5 м) и редкими прослоями алевролитов и серых ракушняковых известняков (0,25 м). Мощность отложений 20—40 м.

В целом разрез формации имеет песчано-алевритовый состав, мощность осадков 155 м. Основные типы пород — алевролиты, аргиллиты, песчаники.

Алевролиты серого, темно- и зеленовато-серого цвета, мелкозернистые. Состав кварцевый, реже полевошпатово-кварцевый. Цемент карбонатно-слюдистый или глинисто-гидроslюдистый. Аргиллиты зеленовато-серые в низах толщи, а в верхней — коричневатобурые слюдистые. Песчаники разнозернистые серого, зеленовато-серого цвета, кварцевые и реже полевошпат-кварцевые. Цемент гидрослюдистый, иногда карбонатный, контактово-поровый, контактовый, реже базальный.

Аналогичный разрез формации наблюдается в бассейне рек Мал. и Бол. Тира — левых притоков р. Лена (Приложение 6, опорный разрез V). Верхняя часть формации здесь сложена почти целиком аргиллитами. Мощность осадков 145 м.

Несколько другой характер имеет формация в южной и юго-восточной частях района (опорные разрезы VII, VIII). В бассейне рек Кута и Лена, южнее г. Усть-Кут (опорный разрез VIII) в составе отложений нижней части формации уже не встречаются прослои карбонатов. Мощность нижней — песчано-алевритовой — пачки достигает 45 м, а верхней — песчаной — 55 м. Встречаются фаунистические остатки брахиопод, трилобитов, наутилоидей. Верхняя часть формации здесь глинисто-песчаная — аргиллиты, песчаники с подчиненными прослоями алевролитов. Мощность ее 37 м. Формация в целом здесь имеет уже алеврито-песчаный состав. Мощность ее 140 м. Алеврито-песчаный разрез формаций при той же мощности (140 м) наблюдается в междуречье Таюры и Киренги (Приложение 6, опорный разрез VII).

Таким образом, намечаются следующие особенности формации. На большей части участка преобладают зеленовато-серые песчано-алевритовые отложения, а в краевом обрамлении южной части территории основная роль принадлежит песчаникам (районы южнее и юго-восточнее г. Усть-Кут) (Приложение 6, опорные разрезы VII, VIII).

Для отложений нижней и верхней частей формации характерно обилие фаунистических остатков и широкий видовой их состав. Лишь только в южной части фауна менее обильна (опорные разрезы VII, VIII).

Характерно заметное изменение мощностей нижней части формации, отвечающей нижней подсвете криволуцкой свиты. Так, мощность ниже-криволуцкой подсветы в бассейне р. Непа, по данным И. Т. Кудакина, Ю. П. Шишкина, Г. И. Калининой (Стратиграфия ордовика..., 1975), колеблется от 18 до 40—50 м, а в междуречье Таюры и Киренги, как было отмечено выше, мощность подсветы составляет уже 40—80 м, т. е. здесь сохраняется общий структурный план, присущий и нижеордовикским отложениям.

Петрография терригенных пород формации Ленского участка сходна с Ангарским, но для песчаников и алевролитов характерно пониженное содержание полевых шпатов, в общем не превышающее в бассейне Лены 10%, а в бассейне Таюры — первых процентов.

В бассейне Лены в нижней и верхней частях формации встречаются ракушечные известняки, имеющие мощность 0,1 см в первом случае и 0,25 м во втором. Для известняков того и другого уровня характерно несколько повышенное содержание P_2O_5 (2,5—2,6%).

В бассейнах рек Лена и Таюра в отложениях нижней части фосфоритоносной формации нередко совместно с фосфоритами наблюдаются пласты оолитовых бурых железняков с содержанием Fe_2O_3 от 15 до 53%. В них часто встречаются обломки фосфатизированных раковин: рудный минерал зачастую обволакивает их. Железо в повышенных количествах входит и в состав цемента фосфатизированных пород. Содержание Fe_2O_3 в фосфатизированных алевролитах и песчаниках с фосфатно-железистым цементом изменяется от 6 до 15, реже 36%. Повышенные содержания фосфора сопровождаются и повышенными содержаниями марганца (0,2—6%). Металлометрическим опробованием в районах распространения фосфатсодержащих пород Пограничного, Лево-Рассохиинского, Красного, Таборного и других проявлений установлен ряд аномалий марганца (0,08—0,2%), ванадия (0,007—0,009%), иттрия (0,002—0,003%), иттербия (0,0006—0,0008%).

Фосфатопроявления на Ленском участке связаны как с нижней, так и с верхней частью формации. Фосфатный материал представлен ракушечным детритом, зернами и желваками. Однако большинство проявлений связано уже не с ракушечными, как на Ангарском участке, а с зернистыми или желваковыми фосфоритами, образующими местами фосфоритовые конгломераты.

В бассейне верхнего течения Нижней Тунгуски с гравийными песчаниками нижней части формации связан ряд проявлений фосфоритов желвакового типа и выходы фосфатсодержащих пород. Фосфоритовые конгломераты образуют прослой мощностью 0,1—0,5 м с 13—17%, редко до 21% P_2O_5 . Для этих фосфоритов характерно, однако, высокое (5—16%) содержание окисного железа, что сильно снижает их качество.

К желваковому типу фосфоритов относят выходы фосфатсодержащих пород в бассейне рек Мал. и Бол. Тира (левые притоки р. Лена) — Конский, Бочактинский, Тирский и др. В междуречье Таюры и Киренги повышенная фосфатоносность фиксируется в нижней части фосфоритоносной формации, где она связана с алевролитами и гравийными песчаниками. В фосфатопроявлениях Охухигнинском, Нарьянгинском, Мариктинском и других преобладают фосфориты мелкожелваковые («зернистые»), редко зернисто-ракушечные. Мощность их слоев в бассейне р. Нью достигает 0,5 м и более, а содержание P_2O_5 в них изменяется от 9 до 15%. В северной части Тауро-Киренгского междуречья фосфатсодержащие породы связаны также и с породами верхней части формации.

Таким образом, в западной и восточной частях Ангаро-Ленского района состав среднеордовикской терригенной фосфоритоносной формации различен. В восточном районе ордовикского бассейна (Ленский участок) для всего разреза формации характерно обилие фаунистических остатков и широкий видовой состав их, в разрезе песчано-алевритового состава

содержатся прослои ракушечных известняков. Среди фосфоритов преобладают желваковые и зернистые. Эти факты указывают на то, что отложения формации здесь накапливались в условиях тесной связи с нормальным морским бассейном. В районе южной и юго-восточной окраин области распространения формации в ее разрезе преобладают песчаники, исчезают карбонаты, фауна становится менее обильной. Все это связано с приближением к палеосуше, расположенной к югу от района.

На Ангарском участке в составе формации уменьшается количество глинисто-алевритового материала, а основная роль в разрезе принадлежит песчаникам, которые в верхней части становятся крупнозернистыми, вплоть до гравийных, и в них накапливаются в повышенных количествах тяжелые минералы. Из состава пород выпадают карбонаты, не прослеживаются оолитово-железистые породы, резко уменьшается количество форм фаунистических остатков, среди которых наиболее развиты лингулы. Среди фосфоритов преобладают ракушечные. Все это характеризует участок как обособленную (?) мелководную и опресненную часть бассейна (Занин, 1970). На существование двух различных зон осадконакопления в пределах Иркутского амфитеатра в среднем ордовике указывали ранее В. Н. Доминиковский и В. Л. Либрович (1959_{1,2}).

Имеющийся в настоящее время материал показывает широкое по площади развитие фосфоритоносной терригенной формации, в общих чертах напоминающей терригенную фосфоритоносную формацию нижнего ордовика Прибалтики. Однако пока не выявлено значительных концентраций фосфоритов, что объясняется слабой изученностью фосфоритоносности этой формации. По аналогии с Прибалтийским фосфоритоносным бассейном в терригенной формации наибольший интерес в практическом отношении представляют ракушечные фосфориты. На рассматриваемой территории они развиты преимущественно на Ангарском участке.

Катангский район

К Катангскому фосфоритоносному району отнесена область развития среднеордовикских фосфоритоносных отложений нижнего и среднего течения бассейна Подкаменной Тунгуски, выделяющихся в качестве карбонатно-терригенной фосфоритоносной формации (Приложения 1, 6).

В пределах Катангского района находится единственное разведенное на Сибирской платформе Гурьевское месторождение фосфоритов. В стратиграфическом отношении породы формации относятся к криволучскому (столбовая свита) и мангазейскому (мангазейская свита) ярусам.

Фосфориты в среднеордовикских отложениях р. Подкаменная Тунгуска известны с 1949 г., когда они впервые были обнаружены Н. А. Красильниковой в музейном образце из коллекции С. В. Обручева. В последующие годы многочисленные находки фосфоритов привели к открытию Катангского фосфоритоносного района (Красильникова, 1959).

В тектоническом отношении район относится к Приенисейской моноклизе (Басков и др., 1966). Разрезы формации наблюдаются в центральной части района по рекам Подкаменная Тунгуска, Столбовая, Лиственничная, Гурьевская, в западной — по рекам Рыбная, Северная, Лебяжья и другим, в восточной части — по рекам Туколан, Юдоломо, Хокдасис и др. Разрез формации в центральной части района по Г. Н. Черкасову (1967_{1,2}, 1968), (Приложение 6, опорный разрез II) характеризуется следующим образом (снизу вверх):

Мощность, м

- | | |
|---|-------|
| 1. Толща аргиллитов с редкими и маломощными прослоями алевритов (криволучский ярус). Изредка наблюдаются тонкие прослои и линзы песчаников (0,1—1 м) и известняков (0,05—0,2 м). Содержат обильные органические остатки | 12—20 |
| 2. Переслаивающиеся пакки аргиллитов и известняков с тонкими прослоями песчаников (0,1—0,5 м) и алевритов (0,05—0,2 м) (мангазейский ярус) | 55—60 |

В целом формация в этом разрезе имеет песчано-карбонатно-глинистый состав. Мощность ее изменяется от 65 до 80 м. Основные типы пород — аргиллиты, известняки, песчаники.

Песчаники серые, желто-серые, вишнево-бурые мелко- и средне-зернистые до гравелистых (встречаются в основном в основании разреза). Фосфатные образования представлены микроконкрециями, обломками раковин, реже фосфатными оолитами. Содержание P_2O_5 0,6—2,0%. Алевролиты желто-серого и вишневого цвета кварцевые, реже полевошпатово-кварцевые. Цемент базальный, поровый, глинистый, карбонатный, железисто-хлоритовый. Среднее содержание P_2O_5 0,6—0,8%. Аргиллиты серо-зеленого и вишневого цвета; на 80—85% состоят из гидрослюда и небольшого количества кварца, полевых шпатов, слюды, глауконита. Известняки серого и вишневого цвета, органогенные, афанитовые. Состоят из кальцита и кальцит-доломитовых органических остатков, которые весьма разнообразны и представлены брахиоподами, мшанками, остракодами, гастроподами, наутилоидеями, трилобитами и т. д. Остатки раковин в отдельных прослоях замещаются фосфатом и глауконитом. Количество терригенного материала 2—40% — угловатые зерна кварца, кремней, полевых шпатов, слюды. В известняках мангазейского яруса иногда встречаются желваки известково-сидеритового состава.

Подобный описанному выше разрез формации наблюдается в восточной части территории по рекам Туколан, Юдоломо, Хокдасис, в междуречье Кондромо и Подкаменной Тунгуски. Западный разрез по рекам Рыбная, Северная, Бол. Черная, Бол. Лебяжья и другим несколько отличается. В отложениях криволуцкого яруса из разреза полностью исчезают известняки, и он слагается песчаниками и алевролитами с желваками известково-сидеритового состава. Мощность отложений 12 м. Отложения мангазейского яруса! представлены переслаивающимися пачками алевролитов и известняков с тонкими прослоями аргиллитов и песчаников. Мощность их 50 м. В целом разрез формации имеет карбонатно-алевритно-песчаный состав. Мощность формации до 62 м. По сравнению с центральным и восточным разрез беднее органическими остатками. Фауна здесь более мелкая, раковины тонкостенные, сокращается количество наутилоидей, брахиопод, остракод. Основные типы пород почти не отличаются от описанных в центральном разрезе. В них широко развит глауконит. Содержание его в легкой алевритовой и песчаной фракции 3—9%, в единичных случаях до 30%.

Накопление отложений карбонатно-терригенной формации произошло в открытом морском мелководном бассейне с нормальной соленостью. Об этом свидетельствует наличие фауны и ее широкий видовой состав, присутствие в разрезе карбонатов, развитие глауконита, преобладание песчано-глинистых отложений.

Фосфоритоносность в центральной части разреза формации связана в первую очередь с песчаниками криволуцкого яруса, с присутствием в их составе стяжений фосфоритов, обломков фосфатных раковин *Lingula* и фосфатных оолитов. Наблюдаются также фосфоритовые конгломераты, сложенные в основном обломками фосфоритов: желваками, зернами, оолитами, обломками раковин *Lingula*, часто сцементированными фосфатокальцитовым материалом. В алевролитах и аргиллитах тоже присутствуют подобные фосфатные образования. Однако содержание P_2O_5 в них не превышает 3%. В органогенных известняках мангазейского яруса фосфоритовые стяжения и обломки раковин встречаются редко.

Фосфориты, присутствующие в карбонатно-терригенной формации, относятся к двум типам: зернисто-ракушечному и желваковому. На Гурьевском месторождении встречены оба типа фосфоритов, но почти все другие фосфоритопроявления содержат фосфориты желвакового типа и только на проявлении Коса Белая — зернисто-ракушечные фосфориты.

Для отложений криволуцкого яруса восточной части района также

характерна повышенная фосфатность. Здесь обнаружено несколько проявлений фосфоритов желвакового и зернисто-ракушечного типов: Бол. Болодекит, проявления по рекам Подкаменная Тунгуска и Туколана, Перевалочная база (район кл. Белого). В них фосфориты в виде зерен, галек и желваков наблюдаются в мелкогалечных конгломератах мощностью 0,2—1,5 м. Содержание P_2O_5 колеблется от 9 до 17—19%.

Н. А. Красильникова выделяет в фосфоритоносной среднеордовикской карбонатно-терригенной формации бассейна Подкаменной Тунгуски четыре пачки.

Пачка А залегает в основании. Песчаники и алевролиты пестроокрашенные, преимущественно кварцевые, слюдястые. Аргиллиты и глинистые сланцы присутствуют в виде линзовидных маломощных прослоев. Встречаются фосфатные раковины лингул, иногда хорошей сохранности. В верхней части пачки содержится линзовидный прослой плитчатого ракушечного фосфорита мощностью 0,25 м, содержащий 9—13% P_2O_5 . Мощность пачки 5—7 м.

Пачка Б — нижний фосфоритный горизонт. В основании — мелкогалечный фосфоритовый конгломерат, выше — серые фосфатно-глинистые сланцы мощностью до 0,07 м, подстилающие зернисто-ракушечные фосфориты мощностью 2—3 м с 4—10% P_2O_5 . Пачка характеризуется значительной изменчивостью по простирацию. Глинистые сланцы и алевролиты, вклиниваясь в фосфоритные прослои, разделяют их, увеличивая мощность пачки и ухудшая качество фосфоритов.

Пачка В — зеленовато-серые алевролиты и глинистые сланцы с горизонтами известковых конкреций. Породы содержат обломки фосфатных раковин, конкреций и микроконкреций. Эти фосфатные образования местами слагают линзовидные прослои незначительной мощности. Мощность пачки 4—5 м.

Пачка Г — аргиллиты, алевролиты и песчаники лилово-красные и зеленовато-серые. Прослой конгломерата мощностью до 1,5 м из окатанных фосфоритных желваков — верхний фосфоритный горизонт. Мощность пачки 4,5—7,0 м.

Наиболее важным в практическом отношении является нижний фосфоритовый горизонт, с которым связано Гурьевское месторождение и ряд относительно богатых по содержанию P_2O_5 фосфатопоявлений. Как указывает А. Т. Стулов (1970), выходы горизонта наблюдаются по самой р. Подкаменная Тунгуска (в районе устья р. Северная, Гурьевское месторождение, дер. Кузьмовки и др.) и по ее притокам (реки Рыбная, Бол. Лебяжья, Кондромо, Уксакта и др.). Во многих случаях пачка с нижним фосфоритовым горизонтом залегает непосредственно на песчаниках чуньского яруса. Мощность нижнего горизонта фосфоритов колеблется от 0,2 до 2 м, содержание P_2O_5 — от 5,5 до 8—12%, а в фосфатных конгломератах и гравелитах до 25%.

Верхний фосфоритовый горизонт, по данным А. Т. Стулова, хотя и достигает мощности 1,5 м, менее выдержан по сравнению с нижним и характеризуется более низким качеством, содержит гидроокислы железа (4—5%).

Гурьевское месторождение расположено в нижнем течении Подкаменной Тунгуски, протягиваясь узкой полосой вдоль правого берега от руч. Гремячего на севере до рч. Опежная на юге (120—130 км от устья Подкаменной Тунгуски). Площадь его 18,8 км².

Фосфоритная серия месторождения залегает согласно на песчаниках байкитской свиты криволицкого яруса и перекрывается пачкой пород мангазейского яруса — зелено-серые аргиллиты и глинистые сланцы с прослоями известняков, к которым приурочены редкие обломки фосфатных раковин и микроконкреции.

Строение фосфоритной серии таково (снизу вверх): 1) мелкогалечниковый конгломерат; 2) глинистые сланцы темно- и зеленовато-серые с

тонкими прослоями фосфатизированного известняка, песчаника и фосфоритового конгломерата; 3) фосфатно-кварцевый песчаник; 4) алевролиты зеленовато-серого цвета, содержащие рассеянные зерна и мелкие обломки фосфатных раковин; 5) фосфатно-кварцевый песчаник. Эти пять типов пород образуют нижний продуктивный пласт. Выше располагается пачка, состоящая из: 6) глинистых сланцев и 7) алевролитов, содержащих редкие рассеянные зерна фосфорита. Выше этой пачки залегает верхний фосфоритовый слой — фосфоритовый конгломерат, состоящий из черных окатанных конкреций фосфорита.

Фосфориты Гурьевского месторождения относятся к ракушечно-зернистому и желваковому типам. Фосфат в них содержится в микроконкрециях и раковинном детрите.

Практическое значение имеет лишь нижний продуктивный пласт, в который включены породы от подошвы нижнего фосфоритного конгломерата до кровли кварцево-фосфатного песчаника. Промышленный пласт имеет мощность 0,5—2,45 м (1,32 м в среднем) с содержанием P_2O_5 3,08—11,95% (6,44% в среднем). Пласт залегает почти горизонтально с незначительным наклоном к северо-северо-западу под углом $0^{\circ}30'$. На месторождении произведена разведка, подсчет запасов на четырех участках (Косом, Соленом, Высоком, Крутом) с учетом следующих данных: минимальная мощность по блоку — 0,8 м; минимальное промышленное содержание P_2O_5 в руде (среднее по блоку) — 7%; бортовое содержание P_2O_5 — 5%; максимальная мощность пустых прослоев — 0,50 м. Учитывая эти данные, были подсчитаны запасы в следующем количестве (млн. т): балансовые запасы категории $A + B + C_1$ — 4,3; C_2 — 0,6; забалансовые запасы по категории $A + B + C$ — 26,6; по категории C_2 — 13,4. Однако указанные запасы списаны с баланса в связи с их трудной обогатимостью. Проведенные опыты по обогатимости показывают, что полученный концентрат содержит лишь 22,5% P_2O_5 (при 90%-ном извлечении) и 4,1% Fe_2O_3 . Высокое содержание железа, обусловленное наличием трудно отделяемой железистой пленки на минералах, препятствует обогащению и дальнейшей переработке концентрата на растворимые фосфорные удобрения.

В районе Перевалочной базы (кл. Белого) в 40 км выше устья р. Вельмо фосфориты были выявлены в 1950 г. В. Н. Дреновым, а в 1975 г. перепробованы Е. П. Марковым. По данным А. Т. Стулова (1970), пласт фосфорита выходит на поверхность как на левом, так и на правом берегу, прослеживаясь на 2,5 км; площадь выходов 7 км². Мощность пласта 1,5 м, содержание P_2O_5 18,56%. По данным Е. П. Маркова, на левом берегу Подкаменной Тунгуски пласт имеет мощность 1,6 м при содержании P_2O_5 по бороздовой пробе 19,32%. Здесь в основании фосфоритоносного горизонта залегают белые и светло-серые кварцевые песчаники байкитской свиты чуньского яруса, песущие в верхней части (мощностью 0,8 м) обильную вкрапленность пирита.

В нижней части залегающего выше продуктивного фосфоритного горизонта залегают обогащенные пиритом черные фосфатные гравелиты мощностью 0,25 м, где P_2O_5 2—10%. На этих породах залегает основное рудное тело (пласт мощностью 1,6 м), представленное черными зернистыми фосфоритами. Выше переслаиваются серые органогенные известняки и зеленоцветные аргиллиты видимой мощностью 3,5 м с остатками фауны волгинского горизонта. Наряду с зернами в фосфоритах содержится 2—3% фосфатных раковин, сложенных скрытокристаллическим фосфатом.

Пласт фосфоритов был опробован рядом штучных проб, результаты химических анализов которых (без учета нижнего пиритоносного слоя) показали: P_2O_5 — 16,22—23,99%; Fe_2O_3 _(общ) — 1,00—1,99%. Бороздовая проба по всему пласту — 19,32% P_2O_5 .

Терригенно-карбонатная фосфоритоносная формация среднего ордовика развита в приенисейской зоне Сибир-

ской платформы и в Прианабарье (по рекам Кулюмбе, Горбиячин, Норилка, Имангда и др.). Разрез формации представлен отложениями криволучного и мангазейского ярусов.

Нижняя часть формации сложена двумя различными литологическими пачками. Нижняя пачка (мощность 60 м) представлена сероцветными более или менее глинистыми доломитами, доломитовыми и органогенными известняками с прослоями и линзами (1—10 см) алевритовых мергелей. Перекрывается она пестроцветной пачкой (мощность 26 м) микрозернистых глинистых доломитов, доломитовых мергелей и тонкослоистых плитчатых аргиллитов.

Верхняя часть формации сложена в основном глинистыми отложениями: серыми, зеленовато-темно-серыми, иногда бескарбонатными аргиллитами с маломощными (2—4 см) прослоями и линзами органогенно-обломочных известняков с фосфоритовым гравием. В основании толщи залегает фосфоритовый гравелит мощностью до 0,04 м. Мощность этих отложений 67 м.

Фосфатная минерализация в терригенно-карбонатных отложениях имеет различные формы: 1) фосфатизированный детрит; 2) зерна фосфоритов песчаной размерности; 3) рассеянные бобовидные образования фосфоритов алевритовой размерности; 4) обломки крупной песчаной размерности, сложенные тонкоалевритовыми зернами кварца, сцементированные фосфатом (Миросников, Щеглова, 1960; Матухина, 1965; и др.).

Здесь выявлено несколько проявлений фосфоритов желвакового и зернисто-ракушнякового типов: Южно-Пясинское, Имангдинское, Фокинское. Содержание P_2O_5 в зернисто-ракушняковых фосфоритах 6% (в самих фосфоритовых зернах 21—23%), в желваковых 7% (в самих желваках до 20%).

В северных районах Сибирской платформы фосфоритоносными, наряду с породами среднего ордовика, являются отложения нижнего кембрия и девона. Фосфоритоносные отложения нижнего кембрия выделяются в качестве терригенно-карбонатной, девона — терригенной формаций.

Терригенно-карбонатная формация нижнего кембрия развита в приенисейской зоне Сибирской платформы и в Прианабарье. Она сложена главным образом известняками, доломитами с маломощными прослоями песчаников и конгломератов.

На трех стратиграфических уровнях — нижеалданском, верхнеалданском и верхнененском — отмечаются фосфатоносные породы (Драгунов и др., 1966; Савицкий, Шишкин, 1963).

С нижеалданскими отложениями связана повышенная фосфатоносность в нижней части сухарихинской свиты в верхнем течении р. Сухариха и на р. Енисей в 7—10 км ниже о. Плахинского. Здесь в карбонатных отложениях (конгломератовидные, доломитистые известняки, алевритистые доломиты) фосфат наблюдается в составе цемента в виде отдельных участков, нацело сложенных коллофаном (содержание P_2O_5 около 2—3%), и в виде мелких пятен среди изометричных зерен карбоната. Кроме того, имеются небольшие округлые обломки (0,05—0,08 мм), сложенные фосфатом кальция (P_2O_5 8—10%). В отложениях кенядинской свиты встречаются конгломераты с галькой фосфоритов, содержащих до 18% P_2O_5 . В юдомской свите (устье руч. Улаха-Ытыга) в тонкозернистых известняках наблюдаются скопления фосфатных раковин беззамковых брахиопод.

К верхнеалданскому уровню приурочено несколько фосфатопоявлений. На правом берегу р. Енисей в 7 км ниже о. Плахинского среди органогенных известняков наблюдаются прослойки песчаных известняков с зернами (до 0,1—0,3 см) фосфата кальция (содержание P_2O_5 достигает 8—10%) и отдельные фосфатные раковины. В Норильском районе на правом берегу нижнего течения р. Гремяка вскрыт пласт фосфатного разнозернистого известняка (Гремячинское проявление) со скоплениями обломков брахиопод, остракод, спикул губок и т. д. Фосфатное вещество

в основном заполняет внутренние полости органических остатков, а также встречается в виде сгустков различной величины. Содержание P_2O_5 изменяется от 4 до 17%. В бассейне р. Сухариха в глинистых известняках иногда отмечаются почковидные стяжения фосфатов кальция.

На верхненелском уровне известны известняки с редкими обломками фосфоритов и органическими остатками, выполненными коллофаном.

Таким образом, фосфатоносные породы первых двух уровней содержат наиболее высокие концентрации фосфора и шире распространены на описываемой территории.

Терригенная формация девона развита также в приенисейской зоне Сибирской платформы и в Прианабарье (бассейны рек Курейка, Кулюмбе, Фокина, Имангда, Северная и др.). На всех участках выходов девонских отложений фосфориты локализируются только в курейском, разведочинском и мантуровском горизонтах (Матухин, 1966_{1,2}).

Курейский горизонт сложен темно-серыми, серыми аргиллитами, в верхней части которых наблюдаются редкие прослои мергелей и известняков. Мощность этих отложений 70 м. Аргиллиты и мергели содержат многочисленные фосфатные обломки костей рыб, рассеянные остатки бесчелюстных, лингул, остракод. Содержание P_2O_5 в костных брекчиях достигает 7%. Кроме того, в прослоях известняков содержатся зернистые фосфоритовые агрегаты.

Разведочинский горизонт представлен пачкой светло-серых, иногда красновато-бурых тонкослоистых аргиллитов. Среди этих глинистых отложений наблюдаются маломощные (0,3—0,5 м) прослои песчаников, гравелитов, алевролитов и сидеритов. По всему разрезу рассеяны остатки костных брекчий. Мощность отложений горизонта около 106 м. Породы здесь наиболее фосфатоносны. В песчаниках фосфатными являются остатки фауны, отдельные зерна и цемент. Содержание P_2O_5 примерно 4%. В гравелитах фосфориты входят в обломочную часть в виде зерен и рыбного фосфатного детрита. Здесь P_2O_5 достигает 20%. В сидеритах содержится то или иное количество фосфатного рыбного детрита, зерен фосфоритов от песчаной до гравийной размерности и обломки фосфоритов.

Костный детрит является одним из важнейших компонентов в фосфатоносных аргиллитах, мергелях и сидеритах. Раздробленные костные остатки располагаются в породах в виде скоплений или рассеяны в их массе. Часто костные брекchie содержат черный фосфоритовый гравий и фосфоритовые обломки меньшего размера. Содержание P_2O_5 в них достигает 16%. С этими породами связан ряд фосфатопроявлений: Пясинское, Фокинское-II, Кулюбинское, Правокурейское и др.

Мантуровский горизонт представлен переслаивающимися пачками зеленовато-серых, реже красновато-бурых аргиллитов, мергелей, гипсов, с редкими маломощными прослоями известняков. В этих отложениях фосфориты наблюдаются в виде рассеянных желваков (1—2 см в диаметре) и обломков костей рыб.

ФОСФОРИТОНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ ЗА ПРЕДЕЛАМИ ВЫДЕЛЕННЫХ БАССЕЙНОВ

ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ ПЛИТА

Работами ряда исследователей в пределах приуральской и приенисейской частей Западно-Сибирской плиты были выявлены фосфориты в морских отложениях мела и палеогена. Они формируют фосфатоносные глауконитово-терригенную и кремнисто-терригенную формации (Приложение 1).

В глауконитово-терригенной формации верхней мела фосфориты и фосфатизированные породы приурочены к верхней части альб-сеноманских и сеноманских осадков (бассейны рек Южная Сосьва, Аят в Приуралье) и нижней — средней частям маастрихта (бассейн рек Исеть, Аят в Приуралье и Танам в Приенисейской полосе). Как правило, фосфориты представлены желваками, а в слоях перемыва они группируются в прослой фосфоритного конгломерата.

Глауконитово-терригенная формация в разрезах Северного и Среднего Приуралья сложена кремнисто-глауконитовыми породами (опоки, диатомовые глины). Песчаники и алевролиты преимущественно кварцевые или полевошпатово-кварцевые с лептохлоритовым, сидеритовым или глинистым цементом. На юге Приуралья обломочный материал в основном сцементирован кальцитом и реже кремнеземом.

Среди широко развитых желваковых фосфоритов отмечаются песчаные, глауконитовые и глинистые. Они достаточно полно изучены А. М. Тушиной (1962). Желваки фосфоритов по внешнему виду представляют плотные конкреции овальной или шаровидной, иногда неправильно-бугристой формы размером от 1—2 до 5—8 см, редко до 10—15 см. Желваки, рассеянные среди вмещающей породы, как правило, не окатаны, а сгруппированные в слой конгломерата — окатаны, имеют шаровидную форму. Желваки фосфорита состоят из зерен кварца и глауконита, сцементированных фосфатным или глинисто-фосфатным материалом.

Песчаные фосфориты наиболее развиты среди терригенно-глауконитовой формации и состоят главным образом из зерен кварца (15—50% от общей массы) угловатой и угловато-окатанной формы со средним размером 0,1—0,25 мм. Зерна полевых шпатов, слюды и аксессуарных минералов встречаются очень редко, глауконит содержится в количестве 5—10%. Фосфатное вещество составляет 30—60% массы желваков и имеет светло-желтовато-коричневый цвет. Оно обычно изотропное, реже микрокристаллическое с радиально-лучистой структурой, образующее тонкие (0,01—0,02 мм) оторочки вокруг зерен кварца или выполняющее поры и трещины в породе. В фосфатном веществе довольно часто встречаются мелкий пирит, чешуйки глинистых минералов и гидроокислов железа.

Глауконитовые фосфориты встречаются только в виде отдельных редких конкреций в слоях глауконитового песчаника на р. Ляля. Они сложены фосфатным веществом (70—80%) и глауконитом. Фосфат большей частью изотропный, реже слабо раскристаллизован, имеет желтовато-бурю или светло-коричневую окраску. Глауконит, составляющий 10—25% массы, присутствует в зернах округлой или почковидной формы размером 0,04—0,2 мм. В основной фосфатной массе фосфоритов имеются также мельчайшие кристаллики пирита (1—2%), овальные включения опала, мелкие чешуйки глинистых минералов, полуразложившиеся спикулы губок и обломки панцирей диатомей. С этой формацией связаны многочисленные проявления фосфоритов — Колчедановское (Приуралье), Агапа, Танамское (в Приенисейской полосе) и другие.

Кремнисто-терригенная формация нижнего палеогена развита в Приуралье, где включает в себя отложения марсятской, ивдельской, серовской и ирбитской свит. Это серые бейделлитовые аргиллиты с небольшими прослоями диатомитов, глауконитов, песчаников и алевролитов с опоковым цементом. Иногда в разрезах преобладают светло-серые легкие плотные опоки с прослоями кварцевых и полевошпатово-кварцевых песчаников и алевролитов с опоковым или халцедоновым цементом. В кремнистых породах обычно присутствуют примесь песчаных и алевритовых зерен, а также немногочисленные зерна глауконита и стяжения пирита. Характерно наличие в породах большого количества скелетов кремнистых организмов (радиолярий, диатомей, спикулы губок), иногда почти нацело слагающих породу (диатомиты). В тех случаях, когда разрез полностью представлен опоками, в нижней части среди гравия

наблюдаются рассеянные фосфоритные желваки и их обломки. Мощность кремнисто-терригенной формации в Приуралье составляет 80—120 м.

Наибольшая концентрация желваков фосфоритов встречена в Марсятском и Верхнесинячихинском районах, где фосфоритоносный горизонт приурочен к основанию отложений палеогеновой системы. Он прослеживается почти вдоль всего восточного склона Урала, иногда приобретая несколько иную литолого-фациальную характеристику. Так, в наиболее западной части исследованной территории фосфоритоносный горизонт представлен глауконитово-кварцевыми песками и песчаниками с опоковым цементом с рассеянными в них желваками фосфоритов. В районе ст. Марсята и пос. Верхняя Синячиха, а также по рекам Миасс, Уа, Аят и Тобол, где происходил местный перемыв осадков, наблюдается скопление фосфоритовых желваков в прослоях фосфоритного конгломерата. С удалением от береговой линии раннепалеогенового моря, где не было местных перемывов, прослой фосфоритного конгломерата исчезают. Здесь базальные горизонты нижнего палеогена представлены значительно более мощными толщами кварцево-глауконитовых песков и песчаников с опоковым цементом с рассеянными в них единичными желваками фосфоритов.

Как в кремнисто-терригенной формации, так и в глауконитово-терригенной выделяются желваковые разности фосфоритов, фосфориты так называемого «хоперского» типа и фосфатизированные глинисто-сидеритовые породы.

Фосфориты «хоперского» типа встречены лишь в Верхнесинячихинском районе. Это довольно выдержанный фосфоритовый слой, приуроченный к основанию палеогеновых отложений. Он встречен во втором карьере Чехомовского рудника в виде мелкогалечникового конгломерата с опоковым цементом. Галька и гравий конгломерата хорошо окатаны. Они состоят в основном из кварца и кремня размером 1—2 см. В слое встречаются окатанные обломки плотного песчанистого или песчано-глинистого фосфорита шаровидной, но чаще неправильной формы размером 15—20 см, иногда расположенные цепочкой. Чаще всего обломки фосфоритов в раскопе имеют буровато-серый цвет; к периферии выветриваясь, они переходят в белую или светло-серую пористую мелоподобную породу. Как правило, с внешней стороны почти все обломки покрыты коричневой скорлуповидной корочкой глинистого железоалюмосиликата. Мощность фосфоритного слоя 0,05—0,3 м.

Фосфатизированные глинисто-сидеритовые породы встречены по рекам Ляля и Мугай, где в опоковидных глинах они залегают в виде тонких (3—5 см) линз, линзовидных прослоев и конкреций. Содержание P_2O_5 колеблется в широких пределах, так как наблюдаются все переходные разности: от фосфатизированных глинистых сидеритов, содержащих 2—5%, до высококачественных фосфоритов с содержанием P_2O_5 более 28%. С этой формацией связано единственное известное (Марсятское) небольшое месторождение и ряд проявлений фосфоритов.

Марсятское месторождение (Тушина, 1962) расположено в Серовском районе близ ст. Марсята в Свердловской области. Продуктивный фосфоритный слой, залегающий в основании палеогена, протягивается на площади двух участков: западного и восточного. Восточный участок представляет собой полосу шириной около 250 м, вытянутую с севера на юг на 6 км по хр. Марганцевому. Западный участок протягивается полосой шириной около 300 м почти параллельно восточному на расстоянии 600—800 м от последнего. Участок прослежен на 5 км.

Продуктивный слой залегает на глубине до 50 м; представлен фосфоритным конгломератом, который состоит из плотных неокатанных и слабо окатанных желваков песчанистых фосфоритов. Цементом является глауконитово-кварцевый песчаник, пропитанный карбонатами железа и марганца. Иногда цементом фосфоритного конгломерата является карбонатная или окисленная марганцевая руда. Мощность такого конгломе-

рата в среднем 0,25 м. Продуктивный слой перекрывается марганцевой рудой мощностью 0,3—1,6 м. В подошве продуктивного фосфоритного слоя почти всегда залегают палеогеновые глауконитово-кварцевые пески с рассеянными в них желваками фосфоритов, реже альб-сеноманские песчаные глины и пески.

Среднее содержание P_2O_5 в руде 8,68%. Запасы руды на всей площади месторождения — не менее 1 млн. т. Несмотря на небольшие запасы и невысокое качество, руды месторождения могут быть использованы в качестве местного источника минеральных удобрений, так как фосфоритный слой здесь залегает в подошве эксплуатирующегося слоя марганцевой руды и может добываться одновременно с ней.

Лено-Верхоянский район

Район охватывает северо-восток Сибирской платформы (бассейны рек Оленек, Анабар, низовья Лены и Вилюя) и опоясывающую эту территорию с востока Западно-Верхоянскую площадь (Верхояно-Чукотскую складчатую область). Фосфоритоносные формации здесь развиты широко, возрастной диапазон их от рифея до мела включительно (Приложение 1). По составу они подразделяются на две группы — терригенную и карбонатную. Последняя включает фосфоритоносные формации верхнего рифея — нижнего кембрия (Мишнин, 1975).

Кремнисто-карбонатная фосфоритоносная формация верхнего рифея — нижнего кембрия распространена в Сетте-Дабанском антиклинории на большой площади. Сложена она карбонатными породами с прослоями лидитовых и кремнисто-глинистых сланцев. С последними связаны Акринское проявление фосфоритов и выходы фосфатсодержащих пород.

Фосфориты желваковые. Мощность прослоев, содержащих желваки, составляет 0,3—1,2 м. На Акринском проявлении выявлено три пласта желваковых фосфоритов мощностью 5,8; 0,45 и 0,8 м. Содержание P_2O_5 в желваках достигает 19,8%, а в пластах с желваками — 5,0%. Наблюдаются также маломощные прослойки кремнистых сланцев, обогащенных фосфатом, содержащих 15—25% P_2O_5 . Формация мало изучена.

Глауконитово-терригенная формация юрского и раннемелового возраста широко распространена в пределах Анабаро-Оленекского междуречья. Сложена песчаниками, алевролитами и аргиллитами со значительной примесью в породах глауконита (до 15—20%, в единичных случаях до 30%).

Фосфориты желвакового типа образуют скопления в прослоях гравелитов и песчаников мощностью 1,2—1,5 м. Содержание P_2O_5 в желваках достигает 14,3—16,7 и 1,5—2% в цементирующей массе. Прослой с желваками фосфоритов прослежены по рекам Чуюемпе и Буолкалах на 300 м. На Стээн-Юрэхском проявлении встречены пелитоморфные фосфоритовые прослой мощностью 0,3—1,0 м. Отдельные прослой содержат 17,7—27,7% P_2O_5 . Формирование формации происходило в условиях орогенных прогибов платформы. В пределах формации встречено несколько проявлений фосфоритов.

Буланогенно-терригенная формация триасового возраста (в основном анизийский и карнийский ярусы) распространена в Анабаро-Оленекском междуречье и в бассейне р. Чубукулах (Хараулахский антиклинорий). Представлена она в основном терригенными породами: алевролитами и песчаниками с подчиненными прослоями туфов и туффитов. Фосфориты желваковые присутствуют в прослоях песчаников мощностью 0,2—0,4 м, прослеживающихся на 0,3—0,4 км. Содержание P_2O_5 в желваках 13—18%, в цементирующей массе 2,1—3,6%. С формацией связан ряд проявлений фосфоритов и фосфатсодержащих пород.

Терригенная фосфоритоносная формация каменноугольно-пермского возраста распространена в Хараулахском, Орулганском и Куранахском антиклинориях, в верховье р. Чубукулах и междуречье Тумары — Дянушки. Сложена она песчано-алевритовыми породами с подчиненными прослоями аргиллитов. Фосфориты желвакового типа связаны с аргиллитами тиксинской свиты (C_2) и песчаниками эгинской (P_1). Горизонты желваковых фосфоритов имеют мощность 0,1 — 0,5 и 1—1,5 м и прослеживаются на десятки метров. Содержание P_2O_5 в желваках 2,5—6%, в аргиллитах 1,5—2,7%. В связи с низкими содержаниями P_2O_5 в фосфоритах, малой насыщенностью пород желваками, малой протяженностью горизонтов с фосфоритами, эта формация неперспективна.

Карбонатно-терригенная фосфоритоносная формация нижней юры (плинсбахский ярус) развита в Анабаро-Оленекском междуречье. Формация сложена алевритами, песчаниками, аргиллитами с прослоями известняков. В известняках встречаются прослой тонкозернистых фосфоритов. Мощность пластов не превышает 1 м, содержание P_2O_5 11,0% (проявление Богдо-Тасс и др.).

Кроме этого, в разрезах формации развиты прослой с желваками фосфоритов мощностью 0,3—0,6 м, прослеженные на первые десятки метров. Содержание P_2O_5 в желваках до 16%, в цементирующей массе до 5—6% (проявление Яков-Боруоха и др.). Формация мало изучена.

Охарактеризованные формации в Лено-Верхоанском районе, за исключением кремнисто-карбонатной формации верхнего рифея — нижнего кембрия, малоперспективны для поисков фосфоритовых месторождений. Кремнисто-карбонатная формация верхнего рифея — нижнего кембрия по своему составу может быть выделена в число перспективных.

Восточно-Забайкальский район

В Восточно-Забайкальском районе распространены карбонатно-терригенные образования протерозойского и нижне-среднекембрийского возраста, выделяемые в карбонатно-терригенную формацию (Приложение 1), в пределах которой пока известны лишь незначительные по масштабам оруденения — фосфатизированные разности пород и фосфориты. Эта территория отличается исключительно сложным геологическим строением. Здесь вследствие интенсивных тектонических движений древние осадочно-метаморфические толщи, так же как и более молодые образования, наблюдаются в отдельных разобщенных полях среди массивов гранитоидных пород, занимающих более половины территории Восточного Забайкалья.

Толщи, содержащие определяемые остатки фауны и флоры, так же как и литологически однородные пачки пород определенного возраста, распространены, как правило, на незначительных по площади участках. Все это создает серьезные затруднения при корреляции разрезов древних отложений и их картировании.

Карбонатно-терригенные формации в Приаргунье слагают крупную структуру северо-восточного простирания — Приаргунский антиклинорий. В тектоническом отношении эта территория относится к крайней северной оконечности Монголо-Охотской геосинклинальной области.

Одна из карбонатно-терригенных формаций объединяет отложения верхнего протерозоя — урулюнгуевскую, норгуйскую и быркинскую свиты, другая — отложения нижнего кембрия — уровскую и быстринскую, а также алтачинскую, датируемую нижним — средним кембрием. Нижняя формация, относящаяся к верхнему протерозою, широко распространена на юге Приаргунья, верхняя, имеющая нижне-среднекембрийский возраст, — в северной части этого региона. Наиболее полные разрезы фор-

маций наблюдаются в окрестностях сел Нерчинский Завод, Газимурский Завод и в междуречье Урюмкана и Бурюмкана; менее полными являются разрезы у сел Кличка, Бырка, Тайна (Алтухов и др., 1973).

Для верхнепротерозойских и кембрийских образований четко наблюдается свойственная им трехчленность строения — средние части разрезов верхнего протерозоя и кембрия сложены карбонатными образованиями, подстилаемыми и перекрываемыми терригенными породами.

Структурное положение описываемых формаций неодинаково. По Е. Н. Алтухову и А. Д. Смирнову (1971), верхнепротерозойские толщи региона характеризуются дислокациями глыбового типа с развитием крупных изометричных, брахиформных складок (свидетельствующих о близости жесткого основания — фундамента), разделенных узкими килевидными складчатыми формами. Кембрийские же образования залегают со структурным несогласием на разных толщах верхнего протерозоя, смятых в крупные открытые складки северо-восточного и субмеридионального простирания.

Неодинаково и геотектоническое положение этих образований. На составленной Е. Н. Алтуховым и А. Д. Смирновым схеме Приаргунья в верхнем протерозое район располагается в краевой части геоантиклинального поднятия. Кембрийские отложения слагают в Приаргунье Георгиевский наложенный прогиб, залегающий со структурным несогласием на докембрийских образованиях.

В результате работ Читинского геологического управления было выявлено Алкучанское проявление фосфоритов, расположенное в Забайкальском районе северо-западнее с. Соктуй-Милозан. Здесь широко распространены карбонатные отложения нортуйской свиты верхнего протерозоя, представленные известняками, доломитами и кремнисто-карбонатными брекчиями, среди которых имеется несколько линзовидных пачек сланцев мощностью от 1 до 30 м и к которым приурочены фосфориты. Состав сланцев снизу вверх по разрезу меняется. Внизу наблюдается горизонт известково-глинистых сланцев, мощностью 0—8 м, выше — кремнисто-гидрослюдистых и алевроитовых мощностью 1—10 м, вверху — кремнистых мощностью до 20 м.

Фосфориты в виде прослоев мощностью от нескольких сантиметров до 0,5 м наблюдаются среди кремнисто-гидрослюдистых сланцев. Содержание P_2O_5 на одном небольшом участке изменяется от 0,5 до 17%, составляя в среднем 5,1%, на другом среднее содержание P_2O_5 2,8%. Вмещающие сланцы карбонатные породы содержат 1—4% P_2O_5 . Общая протяженность фосфоритоносных отложений 35 км при ширине 1 км.

Приведенные материалы позволяют лишь в общих чертах оценить перспективы фосфоритоносности карбонатно-терригенной формации. Так, фосфоритоносная формация верхнепротерозойского возраста оценивается как перспективная. Предполагаемая перспективность ее основывается на следующих данных: стратиграфическое положение в разрезе — наличие многочисленных фосфоритопроявлений в стратиграфических аналогах формации в Юго-Восточной Туве, Западном Прибайкалье и других районах Сибири; геотектоническое положение рассматриваемых верхнепротерозойских отложений — приуроченность их к краевой части геоантиклинального поднятия; преимущественно карбонатный состав нортуйской свиты и наличие мощных карбонатных и сланцевых пачек в урулюнгуевской и быркинской свитах.

Несколько менее ясны перспективы ниже-среднекембрийской формации, так как фосфоритоносность мощных карбонатных толщ в условиях наложенного прогиба в настоящее время недостаточно изучена и представляется малоперспективной.

Проведенный анализ геологических условий образования верхнепротерозойских и ниже-среднекембрийских толщ Приаргунья не позволяет рассчитывать на обнаружение достаточно крупных скоплений фосфоритов.

ТОРФОВИВИАНИТЫ

На территории Западно-Сибирской равнины развиты торфовививианиты (Приложение 1). Они связаны с торфяниками современных (голоценовых) болот, площадь развития которых превышает 15 % от всей территории региона. Подвижный фосфор концентрируется в фосфате закиси железа (вивианит) и фосфате окиси того же элемента (бераунит), которые иногда встречаются среди торфяников в прослоях и линзах мощностью до 2 м, простиранием до 2—3 км.

Вивианитсодержащие торфяники очень широко развиты в современных осадках, протягиваясь от западной части Европы через Белоруссию, север европейской части Советского Союза и далее на восток (Герасимов и др., 1966).

Изучение торфовививианитов (торф, насыщенный в разной степени вивианитом) в Сибири до сих пор систематически не проводилось. Однако эпизодические поисково-разведочные и геологосъемочные работы показали, что эти органо-минеральные соединения сосредоточены в пределах зоны, пересекающей низменность в широтном направлении. В пределах этой зоны торфовививианиты распространены среди первой и второй речных террас. Содержание P_2O_5 в торфовививианитах колеблется от 1—2 до 10—15 %. Ввиду того, что вивианит хорошо опознается благодаря ярко-синей окраске (в сыром торфе), торфовививианит можно легко обогатить ручной сортировкой. Опыты показали, что при таком обогащении содержание P_2O_5 возрастает в 2 раза и более. При сжигании торфовививианита (с содержанием P_2O_5 до 4—5 %) в золе отмечается увеличение P_2O_5 до 17—18 %.

Генетически торфовививианиты связаны с современным химическим выветриванием. При разведочных работах на Боровском месторождении торфов (Тюменская область) было обнаружено скопление различной сохранности рыбных остатков и битой полуразложившейся ракушки, вокруг которых концентрируется вивианит. Наличие остатков макрофауны свидетельствует о том, что обогащение торфа подвижным фосфором происходило порой за счет остатков пресноводных рыб и моллюсков при заболачивании существовавших ранее озер. Обогащение торфов вивианитом, например, в Тарском Прииртышье осуществлялось за счет притока фосфорсодержащих растворов с коренного берега, сложенного песчано-глинистыми отложениями с гипсами и раковинами моллюсков смирновской свиты ($N_2 - Q_1$).

Совместно с торфовививианитами в болотах низинного типа, приуроченных к первой надпойменной террасе, встречаются значительные скопления мергеля. Карбонатные включения встречаются или в чистом виде, или в виде известкового торфа. Все известные ныне месторождения торфовививианитов располагаются близ рек Иртыш, Тобол и их судоходных притоков.

Месторождение Аркаш-II расположено в пределах Знаменского района Омской области на правом берегу р. Иртыш на заболоченной первой надпойменной террасе к югу от дер. Усильган. Болото тянется на 50 км по правобережью Иртыша, занимая почти всю первую надпойменную террасу от устья р. Уй до устья р. Шиш. Площадь болота составляет 250—300 км², а площадь развития торфовививианита ограничивается 8—10 км². Большинство торфовививианитовых залежей приурочено к коренному берегу болота, вдоль которого тянется целая полоса отдельных залежей. Это линзовидные тела, постепенно или резко выклинивающиеся по простиранию.

Содержание P_2O_5 в залежах торфовививианитов составляет в среднем 5,5 %, хотя нередко крупные скопления торфовививианита с содержанием P_2O_5 до 6—8 %. На отдельных выработках зафиксировано содержание P_2O_5 до 18—27 % в образце. Как правило, торфовививианитовые залежи перекрыты слоями другого торфа и охры, но имеются и такие, где вскрыта

либо отсутствует, либо имеет минимальную мощность (5—10 см). Запасы торфовиванита на месторождении Аркаш-II составляют 265 тыс. т.

Месторождение Кумлинское расположено в пределах Тарского района Омской области на правом берегу Иртыша вблизи устья р. Уй и граничит с месторождением Аркаш-II. Ближайший населенный пункт дер. Крапивка (в 2 км на восток).

Болото Кумлы находится на стыке первой надпойменной террасы р. Иртыш и надпойменной террасы р. Уй (правый приток Иртыша). Размеры его сравнительно невелики (2,5 км²), причем около одной трети площади болота покрыто лесом. Виванит концентрируется в трех залежах, вытянутых вдоль коренного берега болота; общая площадь залежей торфовиванита около 0,12 км². Среднее содержание P₂O₅ 5,25%. Средняя мощность слоя торфовиванита около 0,8 м. Мощность вскрыши 0,82 м. Общие запасы торфовиванита около 21 тыс. т.

Месторождение Ключи расположено в пределах Тарского района Омской области на правом берегу Иртыша, в долине его правого притока — р. Уй. Ближайший населенный пункт дер. Крапивка. Болото лежит на надпойменной террасе р. Уй в том месте, где долина реки близко подходит к водоразделу рек Уй — Шиш. Площадь его не более 3 км². Залежи торфовиванита были обнаружены в безлесной части болота на площади около 0,5 км². Залежи группируются на южной окраине разведанной части болота. Размеры их в среднем около 1 га. Лишь одна залежь имеет площадь около 2,5 га. Однако если в меньших залежах содержание P₂O₅ равно 5%, то в крупных залежах содержание P₂O₅ падает до 3,6%. Общие выявленные запасы торфовиванита составляют 202 тыс. т.

Янгинское месторождение приурочено к низинному болоту Янга, которое является частью обширного заболоченного пространства первой надпойменной террасы левого борта р. Шиш. Болото тянется от пос. Красный Яр вниз по течению реки на несколько километров и состоит из ряда сообщающихся друг с другом болот. Торфовиванит встречен в болоте Янга-1. Залежь приурочена к центральной части болота. Торфовиванит залегаёт в виде линз, пластов и гнезд различного размера. Залежи, как правило, приурочены к верхней половине торфяника, тогда как мергелистый торф обычно залегаёт в его нижней части. Среднее содержание P₂O₅ в торфовиваните достигает 4,1%. Ввиду того, что в торфе помимо виванита содержится значительное количество CaCO₃ (более 10%), ценность месторождения увеличивается. При подсчете запасов был включен торфовиванит с содержанием P₂O₅ не ниже 2,5% (категория C₁). Суммарные запасы составляют более 250 тыс. т.

Месторождение Собачьего болота расположено на первой надпойменной террасе правого берега р. Шиш на восток от пос. Кумлы до пос. Савга. Поисками установлено два участка — Центральный и Медвежий.

Предварительная разведка Центрального участка показала, что наибольшее скопление виванита сосредоточено в 400—500 м от берега болота. Площадь Центрального участка 7500 м². Средняя мощность залежи 1 м, мощность вскрыши в среднем 0,6 м. Запасы торфовиванита составляют 4,5 тыс. т. Среднее содержание P₂O₅ 7%.

По предварительной оценке площадь Медвежьего участка составляет 60 тыс. м², содержание P₂O₅ 8%. Ориентировочные запасы 22,4 тыс. т. Вскрыша равна в среднем 1 м, мощность залежи 0,3 м.

Месторождение Согра расположено в 9 км на северо-восток от районного центра Колосовка. Болото низинное, виванитсодержащие слои приурочены к коренному борту первой надпойменной террасы. Содержание P₂O₅ в среднем составляет 2,14%. Площадь залежи 4 тыс. м²; средняя мощность вскрыши 1,8 м. Запасы торфовиванита оцениваются в 17 тыс. т.

Месторождение Булдыри расположено в 5,5 км на юго-восток от дер. Аширево в Тарском районе. Болото низинное, слои торфовиванита приурочены к борту первой надпойменной террасы. Среднее содер-

жание P_2O_5 2,16%. Площадь залежи 980 тыс. м², мощность вскрыши в среднем 1,44 м. Запасы торфовиванита оцениваются в 385 тыс. т.

Месторождение Боровское-II расположено на междуречье Туры — Пышмы в Тюменском районе Тюменской области в 8,5 км на юг от г. Тюмени. Месторождение приурочено к отложениям первой и второй надпойменных террас. Болотными массивами заняты значительные площади, прилегающие к озерам Андреевскому, Гирчим, Таловке, Мизиреку, Лебяжьему, Толубаеву и др. В торфовиванитах, в зависимости от примеси виванита и бераунита, количество P_2O_5 колеблется от долей процента до 8—12 (в сухом торфе). Торфовиванитовые залежи перекрываются торфами с содержанием P_2O_5 менее 1%, которые при подсчете запасов отнесены к вскрыше. Общие запасы виванитсодержащего торфа со средним содержанием P_2O_5 1,95% составляют 549 тыс. т.

Довольно широко на описываемой территории распространены торфяники, которые содержат P_2O_5 ниже 2%. Это иллюстрирует региональную зараженность района фосфором и является поисковым признаком на торфовиваниты.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ФОСФОРИТОНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ И ИХ ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА

В Сибири на протяжении всей геологической истории не раз возникали значительные фосфатноносные бассейны. Основной закономерностью, подмеченной при изучении распределения фосфатных отложений, является их явная этажность: месторождения и рудопроявления, а также обогащенные фосфором породы не разбросаны случайно по стратиграфической шкале, а концентрируются в некоторых ее подразделениях, встречаясь лишь в незначительном количестве или отсутствуя в промежутках между такими «уровнями» рудоносности.

Сейчас достоверно можно говорить о существовании в Сибири древнейших фосфоритоосаждающих бассейнов, начиная с позднерифейско-раннекембрийского времени. В этих бассейнах осаждались мелководные карбонатные осадки, которые во многих местах сопровождались отложением фосфоритовых залежей значительного объема.

На территории Сибири известны и гораздо более древние фосфориты, вмещающиеся отложениями нижне-среднего протерозоя и рифея (верхнего протерозоя). К ним относятся фосфориты Северо-Западного Прибайкалья и Забайкалья, а также отдельные разрозненные находки в древнейших толщах Бурятии, проявления юго-восточной Тувы, Ийско-Туманшетского Присаянья. Отсутствие детальных хронологических датировок не позволяет пока скоррелировать эти находки по возрасту. Очевидно здесь имеются фосфатопоявления двух возрастов — раннего рифейского и дорифейского; последние назовем древнепротерозойскими. Все они не идут в сравнение с масштабами фосфоритопроявлений наиболее крупного позднерифейского — нижнекембрийского уровня, с которого и дано описание распределения фосфоритопроявлений Сибири.

Массовое фосфатонакопление скорее всего относится к венду. Как показали исследования (Казаринов, 1973; Холодов, 1970, 1973; и др.), вендское время характеризовалось накоплением карбонатных и кремнистых пород, сопровождаемых скоплениями железа, марганца, фосфора, ванадия и др., отлагавшихся в эпоху мощного химического выветривания, которое было обусловлено относительным тектоническим покоем. Для этой эпохи характерно также порой обильное накопление органического вещества. В Атласе литолого-цалеогеографических карт СССР (под

редакцией А. П. Виноградова) вендская эпоха изображена как наиболее трансгрессивная по сравнению с эпохами фанерозоя. Вендская (или более широкая нижнекембрийско-позднерифейская) эпоха очевидно включает несколько фосфатоносных уровней, что, возможно, будет установлено после разработки детального подразделения этой системы. В вендскую эпоху огромные территории покрылись теплыми морями, часть которых располагалась в области стабильных платформ (Сибирской, Китайской, Таримской), а другая часть — в области подвижных геосинклинальных зон, которые впоследствии испытали байкальский или же более поздний — каледонский — диастрофизм. Многие участки этой обширной области теплых карбонатосажающих морей явились ареной фосфоритообразования в том или ином масштабе.

Один из центров фосфоритонакопления позднерифейско-нижнекембрийской эпохи находится на Китайской платформе. По аналогии можно было бы ожидать, что сходные месторождения могут встретиться и в нижнекембрийских отложениях северной части Сибирской платформы, где пока известны только незначительные фосфатопоявления в терригенной и терригенно-карбонатных формациях. Однако их геологическая позиция все же существенно отличается от позиции карбонатных формаций кембрия Китайской платформы, в том числе большей засоренностью терригенным материалом и более северным географическим положением. Тем не менее, учитывая ряд положительных моментов, вытекающих из тектонической стабильности региона и доминирования здесь процесса карбонатонакопления, а также очень слабую изученность кембрия Сибирской платформы вообще, вследствие чего, возможно, еще не обнаружены некоторые благоприятные факторы, есть смысл рассматривать этот объект в числе перспективных.

В области подвижных зон кембро-рифей фосфоритообразование проявилось, как сказано, весьма интенсивно на огромной территории восточных районов СССР — от дальневосточного побережья до западных окраин Алтае-Саянской области. Центр фосфоритонакопления области подвижных зон кембро-рифей по современным данным находится в Северной Монголии. Это месторождения Хубсугульского фосфоритоносного бассейна, расположенные к западу от оз. Хубсугул. Северная окраина Хубсугульского бассейна протягивается на территорию СССР и описана здесь под названием Окинского фосфоритоносного района. В принятой системе наименований Хубсугульский бассейн является частью обозначенного на карте Алтае-Саянского бассейна. Однако для кембро-рифейской эпохи фосфоритоносности в подвижных зонах Сибири, объединяемых понятием об Алтае-Саянском бассейне, можно различить две заметно различные части.

В одной продуктивные горизонты верхнего рифей — венда расположены в кремнисто-карбонатной формации, слегка несогласно налегающей на мощную существенно терригенную молассоподобную толщу, которая резко несогласно покоится на сложно дислоцированном фундаменте байкалид. Здесь фосфоритоносные отложения относятся к эпибайкальскому протоорогенному этапу (Прихубсугулье, Тува, Прибайкалье).

В другой части фосфоритоносные отложения примерно того же возраста, возможно частично несколько моложе (венд-нижнекембрийские), залегают в непрерывном разрезе геосинклинального комплекса, имея молассоподобные толщи не под собой, а выше по разрезу. Это — область каледонид Алтае-Саянской области, в которой стабильные участки в благоприятную для фосфоритонакопления эпоху имели несколько иной — менее спокойный — характер, нежели в области отложения протоорогенных формаций, которые наложались на уже стабилизированный фундамент. Последнее, возможно, и отразилось на качестве фосфоритов западных районов Алтае-Саянской области. Здесь довольно хорошо различаются два тектонических типа фосфоритоносных формаций: формации эвгеосинклинальных зон (зон интенсивного прогибания и вулканизма)

и относительно стабильных массивов внутри эвгеосинклиналей. Последние и являются промышленно-фосфоритоносными.

Следующим уровнем фосфоритообразования в Сибири следует считать ордовикский период. Обширные пространства по южной и юго-западной окраинам Сибирской платформы заняты отложениями фосфоритоносного среднего ордовика (фосфатные песчаники и глинистые породы), которые достаточно подробно описаны в предыдущих разделах. Распространение ордовикских фосфоритов не ограничено только районами Сибирской платформы. Фосфориты обнаружены вблизи г. Гурьевска на Салаире в туффитоглинистой толще среднего ордовика, на юге Салаира и в Алтайском крае — в туфогенно-терригенной толще верхнего ордовика (Фосфоритоносные формации..., 1972, с. 157), по рекам Чумыш и Томь-Чумыш — в карбонатных породах верхнего ордовика (там же, с. 158).

К этому перечню следует добавить, что за пределами Сибири, но в непосредственной близости от нее, в обширном Селеты-Степнякском районе северного Казахстана в карбонатных и терригенно-карбонатных отложениях среднего и низов верхнего ордовика известны месторождения пластовых фосфоритов, образующих многоярусные залежи с промышленными мощностями и качеством руд. Типы фосфоритов здесь разнообразны — от ракушняковых до афанитовых (Сагунов, 1971, с. 50—60).

В силурийский период на территории Сибири известны фосфатопроявления гораздо меньшего распространения и значения по сравнению с ордовикским уровнем. Фосфатопроявления установлены в нижнем силуре Салаира и Ануйско-Чуйского синклинория Алтая (фосфоритовая галька, фосфатно-кремнистые алевропелиты, фосфатные алевролиты и аргиллиты) в карбонатно-терригенной формации (Фосфоритоносные формации..., 1972, с. 158—159). Появились данные о находке силурийских фосфатных ракушняков в Зейя-Селемджинском междуречье на Дальнем Востоке (Школьник, 1976).

Несколько более распространены фосфатопроявления на следующем уровне — верхнедевонском — нижнекарбонатовом. Верхнедевонские фосфатопроявления в терригенных и карбонатно-терригенных отложениях известны по северо-западной окраине Кузнецкого прогиба, в Кольвань-Томской зоне, в пределах Северо-Западного Салаира, на Алтае, т. е. на довольно обширной площади западной части Алтае-Саянской области, а также в терригенных отложениях верхнего девона Минусинского прогиба (Фосфоритоносные формации..., 1972, с. 162—165). Фосфориты известны в «рыбных» горизонтах среди туффитных пород нижнего карбона Минусинского и Тувинского прогибов (с. 166—170). Фосфатные породы довольно широко распространены также в девоне западной части Сибирской платформы (Матухин, 1966_{1,2}). Среди всех этих проявлений, однако, неизвестны залежи промышленно-интересного качества.

Гораздо большее значение в Сибири имеет фосфатность мезозойских и палеогеновых отложений, входящих в состав главным образом платформенных регионов: чехла Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы.

Повышенной фосфатностью отличаются нижнеюрские, верхнеюрские, нижнемеловые, верхнемеловые и палеогеновые отложения. Фосфатность и здесь распределена по этажам, которые разделяются бесфосфатными стратиграфическими интервалами.

Верхнеюрские фосфориты вскрыты глубокими скважинами в чехле Западно-Сибирской плиты на обширной площади Обь-Иртышского междуречья. В этом же районе были отмечены фосфоритоносные слои на двух этажах мела — нижнего апта и турона (Сердюк, Яшина, 1977).

Фосфоритопроявления мезозойских отложений чехла Западно-Сибирской плиты пока интересны только теоретически; здесь особенно явно наблюдается этажность распределения фосфатов и их формационная принадлежность. За практически бесфосфатной нижне-средней юрой

(тюменская свита) следуют мелководные и лагунные отложения верхней юры, повсеместно дающие положительную реакцию на фосфор. Наиболее фосфатны глауконитоносные глинистые и песчаные отложения барабинской пачки, соответствующей началу верхнеюрской трансгрессии. Фосфат в породах пачки встречается как в виде окатышей и желваков, так и в виде цемента. Содержание P_2O_5 в породах барабинской пачки 5—7%.

Фосфатны также верхнеюрские глинистые породы баженовской и марьяновской свит (0,2—2,5% P_2O_5). Кроющие же их аргиллиты нижнего мела фосфатны очень незначительно (до 0,4% P_2O_5).

Следующий фосфатоносный уровень Обь-Иртышского междуречья отмечается в нижнем апте (алымская свита). Это глауконитоносные песчаные и глинистые породы, в которых содержание P_2O_5 достигает 14%. Здесь также фосфат содержится в виде окатышей, желваков и цемента. Аналогичные фосфатопоявления встречены и в отложениях турона (Сердюк, Яшина, 1977).

Максимальная первичная фосфоритоносность мезозоя наблюдается на верхнемеловом уровне.

Как сказано выше, фосфориты и фосфатные породы известны в сеномане и маастрихте Приуралья. В Приуралье же распространены и фосфоритоносные горизонты, залегающие в основании палеогена — почти вдоль всего восточного склона Урала; в опоквидных отложениях низов палеогена здесь известно даже одно небольшое месторождение фосфоритов — Марсятское.

На противоположной стороне Западно-Сибирской плиты — в Усть-Енисейской впадине — установлены три горизонта желваковых фосфоритов и фосфоритовые плиты в сантоне (Гиммельфарб, 1965, с. 116—117 по данным Е. П. Колокольцевой). Фосфат в виде желваков и цемента обнаружен в прибрежно-морских отложениях верхнего мела (кампан — маастрихт) в северо-восточной части Западно-Сибирской низменности от бассейна р. Елогуй до района Усть-Енисейского порта. В этих отложениях содержание P_2O_5 достигает 8—13% (Каштанов, Резапов, 1966). Весьма значительное содержание фосфора обнаружено в слоях, сопровождающих колпашевские руды железа на юго-востоке плиты: бокчарский горизонт эоцена, колпашевский горизонт кампан-маастрихта и нарымский горизонт коньяк-сантона.

Таким образом, верхнемеловой — палеогеновый фосфоритоносный этаж охватывает гигантскую территорию по всей окраине Западно-Сибирской плиты. Такое заключение дополняют данные о присутствии фосфоритов в отложениях верхнего мела — нижнего палеогена в Северном Тургае (Сейфуллин, Сералин, 1976).

Суммируя изложенное выше по эпохам фосфоритонакопления в Сибири, можно выделить следующие рудоносные этажи: 1) древнепротерозойские (незначительные, неопределенного положения и недостаточно ясно коррелирующиеся уровни), 2) раннерифейский, 3) позднерифейско-вендский, 4) нижнекембрийский, 5) ордовикский, 6) силурийский, 7) верхнедевонско-нижнекаменноугольный, 8) каменноугольно-нижнепермский, 9) триасово-нижнеюрский, 10) верхнеюрский, 11) аптский, 12) туронский, 13) коньяк-сантонский, 14) маастрихт-раннепалеогеновый, 15) эоценовый.

Из перечисленных этажей наиболее значительны позднерифейско-вендский, нижнекембрийский, средне-нижнеордовикский, верхнемеловой — палеогеновый. Располагающиеся между ними этажи намного менее фосфоритоносны. Но и эти наиболее значительные этажи неравноценны. Максимальной продуктивностью отличается вендский и раннекембрийский этажи, сливающиеся, по сути дела, в единый надэтаж. Ордовикский уровень, хотя и широко распространен, но гораздо менее продуктивен. Вышележащий верхнедевонский — нижнекарбонный этаж минимален по своей значимости.

С верхнеюрского уровня начинается явное повышение фосфатности, достигающее максимума в верхнемеловое — палеогеновое время.

Подобная ранжировка и распределение фосфатности Сибири определенно отвечают результатам изучения распределения фосфоритоносных этажей в глобальном масштабе. Обзоры размещения фосфоритовых месторождений по стратиграфической шкале были сделаны ранее Е. В. Орловой (1951, с. 157—170), Б. М. Гиммельфарбом (1965, с. 126—128), Г. И. Бушинским (1966, с. 33), Е. К. Герасимовым (1972) и др. В каждом из таких обзоров отмечались примерно одни и те же максимальные фосфатонакопления (с разной детальностью) — раннекембрийская (силурийско-кембрийская), ордовикская, позднемеловая, раннепалеогеновая. Отмечались (Орлова, 1951) и промежуточные эпохи с указанием их подчиненной значимости.

Вендско-раннекембрийская эпоха фосфатонакопления широко распространена в Азии и за пределами Сибири. К ней относятся крупнейшие месторождения района Улутау-Тяньшаньской геосинклинали, Китая, Вьетнама. Крупнейшие месторождения фосфоритов близкого возраста открыты в Австралии (где они определены как среднекембрийские).

Ордовикская фосфоритоносность Сибири дополняет картину ордовикской эпохи фосфоритонакопления, охватившей множество крупных регионов, хотя нигде не приведшей к формированию богатых залежей. Ордовикские фосфориты среднего и низкого качества распространены в Европе, на Северо-Американской и Австралийской платформах. Везде это преимущественно платформенные кварцево-песчаные отложения. Район Северного Казахстана является в некотором роде исключением: там ордовикские фосфориты явно геосинклинальные. В целом ордовикская эпоха может рассматриваться как достаточно перспективная на фосфориты среднего качества.

Гораздо меньшее значение, как и в Сибири, в глобальном масштабе имеют силурийская и верхнедевонско-нижнекаменноугольная эпохи. В силурийскую эпоху сформировались мелкие месторождения и конкреционные рудопоявления Европы (Подолія, Англия) (Орлова, 1951, с. 159), Южного Тянь-Шаня (Кобаев и др., 1973), Дальнего Востока (Школьник, 1976). Для верхнедевонско-нижнекаменноугольной эпохи фосфориты известны в Европе (Франция, Испания), Вьетнаме, США (Орлова, 1951, с. 160), Закавказье (Геология АрмССР, 1966, т. 7, с. 385—404; Мазанов, 1960), Иране, Казахстане (Сагунов, 1971).

Еще меньшими масштабами фосфоритонакопления характеризуются верхняя часть карбона, пермь, триас. Исключением является область гигантского фосфоритоносного бассейна Скалистых гор в США нижнепермского возраста, который не имеет подобных аналогов в пермских отложениях на остальной территории Земли. Только на западном склоне Урала известны мелкие месторождения и фосфоритопоявления в пермских формациях.

Верхнеюрские и нижнемеловые отложения широко фосфоритоносны на Русской платформе, известны верхнеюрские фосфориты в Мексике; апт-альбские — в Англо-Парижском бассейне, Австрии и Франции (Орлова, 1951, с. 164—165).

Гораздо большее значение приобретает верхнемеловой — палеогеновый этаж. К нему относятся крупнейшие месторождения пластовых зернистых фосфоритов Северной Африки, Малой Азии, желваковых фосфоритов Русской платформы, Туранской плиты, Северной и Южной Америки. Верхнемеловые и палеогеновые фосфориты промышленного значения распространены и в непосредственной близости от Сибири (Казахстан, Средняя Азия). Вообще фосфориты этой эпохи глобально распространены очень широко. Поэтому есть все основания полагать, что их можно встретить и на территории Сибири, где данный этаж фосфатности, как уже сказано, распространен по территории значительных размеров.

Осветив этажность — «вертикальную» закономерность размещения фосфоритов, перейдем к «горизонтальным» закономерностям, т. е. к закономерностям литолого-палеогеографического типа, а также к минерально-геохимическим индикаторам фосфоритоносности.

Наиболее существенные месторождения фосфоритов и фосфатопроявления находятся, как уже неоднократно упоминалось ранее, в карбонатной и кремнисто-карбонатной формациях. Эти формации с промышленными залежами фосфоритов установлены только в разрезах геосинклинальных и протоорогенных зон, где обозначают собой наиболее стабильные в тектоническом отношении участки подвижных областей. По периферии такие участки окружены выходами формаций или вулканогенной, или терригенной групп, или же формациями карбонатной группы, но содержащими вулканогенные прослои, словом — отложениями более подвижных, более глубоководных участков. Формации, замещающие здесь карбонатную и кремнисто-карбонатную формации стабильных массивов, стратиграфически не очень точно соответствуют последним. Обычно они по возрасту перекрывают карбонатную и кремнисто-карбонатную формации, или же вообще являются более молодыми. Однако в региональном масштабе подобное латеральное замещение можно считать установленным.

Замечено, что наибольшее количество карбонатов в карбонатной и кремнисто-карбонатной формациях бывает приурочено к центральной части стабильных массивов. В направлении к периферии массивов в разрезах возрастает роль кремнистых пород, уменьшается кластика, сокращается фосфатность и появляется телепирокластическая примесь. По возрасту промышленно-фосфоритоносные карбонатная и кремнисто-карбонатная формации подвижных областей почти идентичны. Карбонатная, однако, встречается в более широком стратиграфическом диапазоне. В западной части области Алтае-Саянских каледонид обе формации отвечают средне- или верхнерифейско-нижекембрийскому интервалу, а в восточной — на байкалидах — только рифейско-вендскому. Кроме того, карбонатные формации с признаками фосфатности в геосинклиналях встречаются в стратиграфическом диапазоне от верхнего протерозоя по нижний кембрий.

В целом фосфоритоносные формации карбонатной группы всех подвижных зон Сибири, кремнисто-карбонатная и карбонатная в частности, сосредоточены в интервале верхний рифей — нижний кембрий, иначе говоря, в байкалидах и каледонидах.

В герцинидах, занимающих меньшую часть описываемой территории, характер осадконакопления существенно изменился в сторону усиления механического накопления и, как следствие, существенной терригенности отложений. Уже одно это должно было неблагоприятно сказаться на возможности фосфоритонакопления.

Заметим, что во всех без исключения зонах наиболее фосфоритоносной обычно оказывается кремнисто-карбонатная формация, даже если в ее составе появляется заметное количество других примесей, таких как вулканогенные (район Тамалыкского месторождения) или терригенные (район месторождений Северо-Западного Прибайкалья). Кремнисто-карбонатные части разреза фосфатоносны и тогда, когда они выделяются в качестве подформации какой-либо другой формации (скажем, терригенно-карбонатной).

Существенная фосфоритоносность формаций терригенной группы установлена только в пределах платформ и в протоорогенных прогибах, непосредственно примыкающих к ним (по южной периферии Сибирской платформы). В более подвижных зонах, очевидно, интенсивный привнос разубоживает фосфаты, которые бы могли там накопиться. На платформах же и в перикратонной зоне привнос терригенного материала происходит в незначительном количестве, вследствие чего подвижность водной среды выражается главным образом в перемывах и сортировке осадков,

а это в какие-то моменты создает условия обогащения осадка перемытым первоначально рассеянным фосфатным материалом.

В пределах чехла Западно-Сибирской плиты образование желваковых фосфоритов происходило по законам, ранее установленным для Русской платформы, а именно: фосфатонасными оказываются участки крупных пологих положительных форм дна (как вершин, так и их склонов).

Основными породными индикаторами тех частей разреза, которые выделяются в качестве фосфоритонасных формаций, в подвижных регионах являются доломиты и кремнистые породы; кварцевые песчаники и песчаная примесь кварцевого состава; углеродистые разновидности доломитов, известняков и сланцев; строматолитовые карбонаты; брекчии из обломков карбонатных пород с карбонатным цементом. Однако наличие тех или иных из перечисленных пород в разрезе еще не является достаточным. Пачки карбонатного и кремнисто-карбонатного, а также глинисто-карбонатного состава мощностью порядка 200 м и более, заключенные между чисто терригенными или вулканогенными толщами, как правило, оказываются бесперспективными. Замечено, что размеры фосфоритовых залежей и качество руд возрастает с увеличением объема карбонатной части той или иной формации.

Другим важным атрибутом фосфатонасности является соотношение перечисленных выше пород. В разрезах, где наблюдается резкое доминирование одного вида пород (карбонатов, кремнистых или глинистых), фосфатонасность чаще всего рассеяна и незначительна. Наиболее фосфатными являются те интервалы разрезов, где наблюдается относительно частое переслаивание пород, т. е., как это было уже неоднократно отмечено в различных работах, фиксируется относительная пестрота литологического состава. В свете работы, сделанной сотрудниками Восточно-Сибирского НИИ геологии, геофизики и минерального сырья (И. Н. Семейкин, В. Л. Колесников и др.) по Окинскому району (см. раздел Окинский район), этот показатель может быть расшифрован, как приуроченность фосфоритов к границам между трансгрессивными и регрессивными этапами развития бассейна. Приуроченность фосфоритов к переломным моментам в тенденции развития бассейнов отмечалась и ранее.

Давно известна пространственная связь фосфоритов с поверхностями перерывов и несогласий. При этом часто фосфориты залегают в трансгрессивной части толщи: над такими поверхностями или непосредственно выше, или отделяясь от них некоторым интервалом (Гиммельфарб, 1965, с. 36). Вместе с тем нередко отмечались случаи залегания фосфоритов и несколько ниже поверхностей перерыва. Как видно на примере разрезов кремнисто-карбонатной формации Окинского района, фосфатность может коррелироваться не только с крупными перерывами, которые ограничивают в ряде случаев целые толщи, но с проявлениями повторяющихся изменений более мелкого порядка — с проявлениями цикличности изменений хода седиментации на уровне пачек мощностью порядка первых сотен метров. Говоря иными словами, фосфоритовые уровни соответствуют определенным условиям мелководья, к которым та или иная зона бассейна может неоднократно возвращаться.

В связи со сказанным возникает новая задача в деле прогнозирования — изучение структуры намеченных фосфоритонасных формаций с целью установления того, какую фаціальную часть бассейновой толщи представляет данный срез, где располагаются зоны, соответствующие экстремальным моментам седиментационного процесса. Только разобравшись в структуре формации на уровне седиментационных циклов, можно определить перспективы ее конкретной части, которая наблюдается на пересечении с поверхностью, и правильно ориентировать поиски.

Индикаторами фосфоритов на уровне минералов и химически определяемых примесей для подвижных зон является присутствие во вмещаю-

щей толще ванадия, марганца, радиоактивных минералов, близость в разрезе или залегание на одном стратиграфическом уровне с оцениваемым интервалом разреза железных руд, иногда алюмофосфатов, аплитов и бокситов. Одним из важных показателей является примесь к породам оцениваемой формации органического вещества, переводящего карбонаты и сланцы в разряд углеродистых пород (или графитистых, если породы испытали метаморфизм). С повышенной углеродистостью часто связана обильная сульфидность вмещающих фосфориты пород (пиритность). Отметим также положительную связь с фосфатами вторичного флюорита в виде отдельных вкраплений. В платформенных чехлах (как молодых, так и древних) основными индикаторами фосфатности являются кремнистые образования (опоки, кремневые конкреции, кварцевые песчаники), ракушняковый детрит, глауконит.

Парагенетическая связь фосфоритов с кластикой кварцевого состава, со скоплениями железа и марганца, алюмофосфатами и бокситами, кремнями и глауконитом объясняется рядом авторов (Казаринов, 1966; Блатов, 1966; Герасимов и др., 1966) влиянием процессов образования кор выветривания. Эти авторы полагают, что фосфор поступает в бассейны осадочения в результате мощных процессов химического разложения пород в зоне гипергенеза.

Перейдем теперь к прогнозной оценке конкретных формаций, выделенных на территории Сибири. Эта оценка может основываться на определении степени аналогий этих формаций с уже известными фосфоритоносными формациями. Для тех формаций, в которых еще не известно продуктивных залежей, естественно, остается лишь аналогия по вмещающим породам и структуре.

АЛТАЕ-САЯНСКИЙ ФОСФОРИТОНОСНЫЙ БАСЕЙН

Бассейн занимает площадь около 20 тыс. км². Главным фосфоритоносным уровнем в нем являются отложения верхнего рифея — нижнего кембрия, которые вмещают основные фосфатопоявления и месторождения. На этом уровне располагаются и наиболее перспективные формации — карбонатная и кремнисто-карбонатная.

Кузнецко-Алатауский район. Карбонатная и кремнисто-карбонатная, а также вулканогенно-кремнисто-карбонатная формации распространены в пределах Горно-Шорского, Кузнецко-Алатауского, Салаирского и Бийско-Катунского районов. Наиболее изучены они в Горно-Шорском районе. Учитывая закрытый характер всех этих районов, здесь требуется провести среднемасштабное прогнозирование, выделив площади, недостаточно изученные работами предыдущих лет.

Общими поисками следует охватить район Тамалыкского месторождения фосфоритов — юго-западный его фланг. Прогнозные запасы Тамалыкского месторождения оцениваются в 140 млн. т руды с содержанием 14,5% P₂O₅. Фосфоритоносная формация протягивается от этого месторождения до Горной Шории; это ее продолжение не было оценено поисковыми работами (Приложения 1, 2, 3).

Для этого же вида работ можно рекомендовать Таяскую площадь, расположенную в юго-восточной части Мрасского срединного массива. Здесь развита известняково-доломитовая подформация карбонатной формации, распространены нерасчлененные отложения среднего рифея — венда — нижнего кембрия (?), где имеются аэрогаммаспектрометрические аномалии.

Выходы кремнисто-карбонатной подформации карбонатной формации или кремнисто-карбонатной формации, заслуживающие постановки детальных поисков, имеются на следующих площадях Кузнецко-Алатауского района (Приложения 1, 2, 3).

Нижне-Терсинская площадь (в верховьях р. Нижняя Терсь), где откартирована толща кремнисто-карбонатных отложений и вскрыт горизонт фосфорито-кремнисто-доломитовых брекчий с обломками высококачественных фосфоритов (28% P_2O_5). В толще имеются маломощные прослои кремнисто-карбонатных фосфоритов (11% P_2O_5), а также вместе с рядом фосфоритопроявлений выявлены шлиховые ореолы фосфата.

Тунказ-Бобровская площадь (южнее пос. Белогорск в бассейне р. Тунказ), где известен ряд проявлений фосфоритов и фосфатоносных пород в кремнисто-карбонатной формации; найдены делювиальные обломки высококачественных фосфоритов (38% P_2O_5), а также ореолы распространения обломков фосфоритов (их содержание в делювии 0,5 кг/м³).

Иусско-Белоусинская площадь, тянущаяся полосой из бассейна р. Черный Июс в верхнее течение р. Белая Уса. Здесь в кремнисто-карбонатной подформации карбонатной формации известны проявления фосфоритов и фосфатоносных пород.

Усинская площадь (в верхнем течении р. Уса в бассейне ее правых притоков) слагается отложениями нерасчлененной карбонатной формации. Почвенная съемка установила здесь обширные аномалии содержания фосфора (0,2—0,5%).

Амзас-Алгуйская площадь (бассейны рек Амзас и Алгуй) слагается отложениями кремнисто-карбонатной подформации карбонатной формации. Здесь известны многочисленные проявления первичных фосфоритов, а также аномалии содержания фосфора в почве (0,3%).

Кызасско-Кайгызинская площадь расположена в северо-восточной части Мрасского массива и сложена кремнисто-карбонатной и карбонатной формациями. В пределах площади известно множество проявлений первичных и вторичных фосфоритов, аэрогамма- и литоаномалий (до 1% Р) и шлиховые ореолы фосфатных минералов.

Узасско-Айзасская площадь (юго-восточная часть Мрасского среднего массива) слагается отложениями известняково-доломитовой и кремнисто-карбонатной подформаций карбонатной формации. Здесь известен ряд проявлений первичных и вторичных фосфоритов, шлиховые и литоаномалии (до 1% Р).

Сунгайская площадь расположена в центральной части Салаирского кряжа. Здесь распространены отложения кремнисто-доломитовой и вулканогенно-карбонатной подформаций вулканогенно-кремнисто-карбонатной формации, в которых обнаружен ряд проявлений первичных и вторичных фосфоритов, шлиховые ореолы фосфатных минералов.

Под поисково-оценочные работы рекомендуется Талановская площадь в бассейне р. Талановки (левый приток р. Кия), на которой развиты отложения фосфоритоносной карбонатной подформации (Приложение 3). В этой подформации выявлена пачка отложений с прослоями и линзами фосфоритов, а также небольшая залежь — Талановское месторождение фосфоритов; кроме того, недавно обнаружен новый горизонт фосфоритов мощностью до 10 м с содержанием P_2O_5 до 16%.

К предварительной разведке рекомендуется Тамазьское месторождение, участок Мрасского месторождения, залегающего в наиболее перспективной кремнисто-карбонатной подформации. Здесь известны первично-осадочные фосфориты и проявления вторичных фосфоритов, шлиховые и почвенные ореолы рассеяния фосфатов (до 1%), аэрогаммаспектрометрические аномалии; для детальной разведки — Белкинское месторождение.

Тувинский район. В этом районе развиты кремнисто-терригенно-карбонатная, терригенно-карбонатная формации позднего рифея — венда, а также карбонатная формация раннего кембрия. Эти формации отнесены к эпибайкальскому протоорогенному комплексу и, таким образом, занимают тектоническую позицию, идентичную позиции фосфоритоносной формации Хубсугульского бассейна. В верхнерифейских отложениях этой

формации установлены фосфатопроявления в кремнисто-терригенно-карбонатной формации (нагорье Сангилен). В аналогах кремнисто-терригенно-карбонатной формации Восточно-Тувинского прогиба присутствуют некоторые компоненты, характерные для фосфоритоносных карбонатных формаций Восточного Саяна и Монголии: доломитовые пачки, сингенетичные силициты, углеродистые сланцы, признаки перерывов, проявления железных руд, аллитов, а также слабофосфатные карбонаты и карбонатно-кремнистые песчаники с обломочками афанитового фосфорита.

Кремнисто-карбонатная фосфоритоносная пачка известна и в разрезах горы Ютюг-Хая, по речкам Золотая, Шуя, Шумак, где составляет верхнюю часть кремнисто-вулканогенной формации (Приложения 1, 2).

Все перечисленное позволяет надеяться на выявление в Тувинском районе залежей пластовых фосфоритов, аналогичных залежам Хубсугульского или Окинского районов, и здесь рекомендуются общие поиски.

Окинский район. Основным объектом тематических исследований здесь являются стложения карбонатной формации — монгошинской свиты ($R_2?$), часть которых переведена на более молодые стратиграфические уровни и сопоставлена с фосфоритоносной боксонской серией. Общие поиски рекомендуются на нескольких площадях бассейна рек Китою и Тисса, верховья Оки, где широко распространены карбонатные фосфоритоносные отложения верхнего рифея — нижнего кембрия, сопоставляемые с толщей, вмещающей Боксонское, Харанурское и другие фосфоритс-проявления (Приложения 1, 2, 5).

Детальные поиски рекомендуются в бассейне р. Шигна и в верховьях р. Белая, где в нерасчлененных отложениях боксонской серии (кремнисто-карбонатная формация) найдены фосфоритопроявления.

Поисково-оценочные работы целесообразно провести на площади Харанурского месторождения, где подсчитаны прогнозные запасы до 54 млн. т P_2O_5 при содержании 20% P_2O_5 в руде, а также в бассейне р. Шумак на нерасчлененных карбонатных отложениях верхнего рифея — нижнего кембрия.

Предварительная и детальная разведка рекомендуется на Боксонском и Ухагольском месторождениях, залегающих в кремнисто-карбонатной формации, а также на Харанурском месторождении после поисково-оценочных работ при благоприятном их результате и соответствующих технико-экономических обоснованиях.

В целом по Окинскому району площадь выходов карбонатных формаций рифея, венда и нижнего кембрия около 4700 км². Разумеется, перспективной является лишь незначительная, благоприятная в структурном отношении часть этой территории, но вся она соизмерима по величине с Каратауским фосфоритоносным бассейном и, следовательно, на ней могут разместиться крупные месторождения.

Прогнозные запасы по Окинскому району в группе карбонатных формаций оцениваются в 550 млн. т P_2O_5 со средним содержанием P_2O_5 в рудах 12%.

ВОСТОЧНО-СИБИРСКИЙ ФОСФОРИТОНОСНЫЙ БАСЕЙН

В бассейне распространены как фосфоритоносные, так и перспективные на обнаружение фосфоритов формации подвижных зон, расположенные вдоль южного обрамления Сибирской платформы. Это районы Енисейского кряжа, Северо-Восточного Присаянья, Прибайкалья и Забайкалья, Витимского плоскогорья. Здесь не обнаружено крупных залежей фосфоритов и фосфатопроявлений перспективного типа, но принимающие участие в сложении районов древние (рифей-кембрийские и протек-

розойские) формации по ряду признаков могут быть сопоставлены с фосфоритоносными толщами (Приложение 1).

Енисейский район. Рекомендуются проведение общих поисков на первичные фосфориты в восточных и северо-западных частях района, где в полях распространения терригенно-карбонатной формации обнаружены маломощные тела микрозернистых фосфоритов и, кроме того, ореол рассеяния фосфора (до 0,6—1%) в наносах. На стратиграфическом уровне фосфоритоносности выявлены железисто-фосфатные породы.

Прибайкальский район. В кремнисто-терригенно-карбонатной формации рифея Морского хребта, где обнаружена Бурлинская группа проявлений пластовых фосфоритов и фосфатоносных пород, следует продолжить общие поиски с применением геофизических и геохимических методов.

Баргузино-Ангарский район может быть рекомендован для тематических работ и общих поисков в районах БАМа, так как здесь имеются карбонатные и терригенно-карбонатные отложения рифея, венда и нижнего кембрия.

Витимкан-Муйский район относится к низкой категории по степени своей перспективности, как район лишь с отдельными поисковыми предпосылками и единичными фосфатопоявлениями в карбонатных, терригенно-карбонатных и вулканогенно-карбонатно-терригенных формациях рифея. Однако строительство БАМа изменит его экономическую оценку в положительную сторону.

Джидино-Селенгинский и Удино-Витимский районы имеют неясные перспективы вследствие очень слабой изученности фосфоритоносных формаций и их аналогов. Здесь присутствует карбонатная формация нижнего кембрия (бассейны Уды и Витима), в которой в прослоях кварцитов, слагающих очень незначительную часть формации, обнажен тонко рассеянный апатит (до 3,6% P_2O_5 на породу). Все же прочие толщи, содержащие карбонатные породы, относятся к терригенной группе формаций, которая, как сказано выше, является перспективной только в тектонически стабильных областях. Здесь рекомендуются тематические и среднemasштабные прогнозные исследования.

ЛЕНО-ТУНГУССКИЙ ФОСФОРИТОНОСНЫЙ БАСЕЙН

Это обширная территория на Средне-Сибирском плоскогорье, простирающаяся от арктических широт на севере до широты оз. Байкал на юге на 2000 км; от р. Енисей на западе до р. Лена на востоке на 1500 км. Тектонически бассейн почти полностью расположен в пределах Сибирской платформы и частично в примыкающих к ней Хатангском и Оленекском прогибах и Вилюйской синеклизе. Здесь обнаружено Гурьевское месторождение, фосфориты которого залегают в терригенной и карбонатно-терригенной формациях среднего ордовика.

Ордовикский фосфоритоносный бассейн подразделяется на два района: Ангаро-Ленский и Катангский.

Ангаро-Ленский район. Фосфоритоносная формация здесь сохранилась в основном в области древнего поднятия, разделяющего синеклизы в платформенном чехле. По составу фосфоритоносной формации район подразделяется на две заметно различающиеся зоны. В восточной части для разреза формации характерны обильность и разнообразие ископаемой фауны, присутствие известняков, железистых пород, желваковых и зернистых фосфоритов. В южной и юго-восточной частях увеличивается терригенность пород формации, сокращается количество фауны, редет число видов. В западной — приангарской части — уменьшается количество тонкозернистых терригенных пород, замещаемых песчаниками,

в том числе более грубыми. Из состава формации исчезает карбонатный материал; нет железистых пород, сокращается число форм фауны.

Подобные изменения формации по латерали можно трактовать так: восточная часть района характеризовалась условиями, близкими к открытому морю, южная — условиями частично замкнутого мелководья, а западная — условиями замкнутой, мелкой и опресненной части бассейна. Эта последняя часть и является наиболее благоприятной для накопления фосфатных ракушнякав и именно здесь зафиксированы наиболее богатые ракушечные фосфориты (Приложения 1, 6).

Катангский район представляет собой область развития среднеордовикских фосфоритоносных отложений в бассейне нижнего и среднего течения р. Подкаменная Тунгуска. Именно в этом районе размещается Гурьевское месторождение фосфоритов. Здесь карбонатно-терригенная фосфоритоносная формация имеет мощность 60—80 м. Формация глауконитоносна. Различаются три типа разрезов этой формации — западный, центральный и восточный. В западном типе фосфатность связана в основном с песчаниками. В восточном и центральном фосфатные образования связаны с песчаниками и глауконитовыми известняками.

Одним из наиболее перспективных в районе представляется в настоящее время фосфатопроявление Перевалочной базы, где на обоих берегах Подкаменной Тунгуски в 40 км выше устья р. Вельмо вскрывается пласт зернистых фосфоритов мощностью 1,5—1,6 м при содержании P_2O_5 19,3% (Марков, 1978), а также близлежащие участки развития среднеордовикских отложений.

А. Т. Стуловым (1970) отмечено, что чем более крупнозернистыми в бассейне р. Подкаменная Тунгуска являются терригенные породы кривошурского яруса, тем выше содержание в них фосфата. Е. П. Марковым была показана приуроченность участка Перевалочной базы на р. Подкаменная Тунгуска к Вельминскому валу, где фосфориты связаны с грубопесчаными базальными слоями среднеордовикских отложений, имеющих здесь сокращенную мощность. Этими данными объясняется вывод о возможной перспективности на фосфориты других аналогичных положительных структур района: Суломай-Лебяжинского, Ливствяничного и Енгибинского валов.

На всех упомянутых площадях выходов ордовикских фосфоритоносных формаций необходимо провести среднemasштабное прогнозирование, так как их фосфоритоносность имеет региональный характер, а на законтурных частях известных месторождений и фосфатопроявлений детальные поиски (Приложения 1, 6).

ФОСФОРИТОНОСНАЯ ФОРМАЦИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Как было изложено выше, фосфатоносные продукты разложения различных, а в основном карбонатных толщ встречены на большей части территории Сибири от арктических широт до самых южных районов. Выделяются три типа формаций коры выветривания: 1) преимущественно элювиальная и ближнего переотложения; 2) преимущественно переотложенная; 3) преимущественно карстовая и котловинная. По возрасту эти формации относятся к мел-палеогену, палеогену и протерозою.

Продукты мел-палеогеновых кор выветривания наиболее распространены и установлены или предполагаются во всех тектонических областях (как в складчатых, так и на платформе) при условии, что местность обладает холмистым или низкогорным рельефом (400—600 м), существовавшим и во время формирования коры. Палеогеновые породы формации коры выветривания распространены на более ограниченной площади в районах Салаира, Прибайкалья, верхнего течения Лены и других районах. Протерозойская кора выветривания установлена на древнейших

карбонатных апатитоносных отложениях Алданского щита (Селигдар и др.). Об этом районе будет сказано в разделе, посвященном апатитоносным формациям. Палеогеновые же и мел-палеогеновые формации коры выветривания принципиально не отличаются друг от друга.

Распределение в пространстве и характер залегания фосфатоносных продуктов кор выветривания относительно хорошо изучены лишь в Алтае-Саянской области, где располагаются и месторождения вторичных фосфоритов с подсчитанными запасами. Здесь установлено, что максимальное накопление вторичных фосфатных руд происходит главным образом на относительно крупных площадях выходов карбонатных фосфатоносных формаций или на контактах карбонатов с силикатными породами и в благоприятных геоморфологических условиях выветривания и сохранения продуктов выветривания. Такое сочетание факторов имеет место в ряде низкогорных районов, обрамляющих среднегорные области, на переходе низкогорья к равнинным областям. Здесь умеренные воздымания выравненной в эпоху интенсификации корообразования страны благоприятствовали образованию элювия в больших объемах, а затем переотложению и сохранению возникших образований.

В районах развития коры выветривания на фосфоритоносных формациях выделены перспективные территории, наибольший интерес среди которых представляет юг Беллыкского Белогорья, где рекомендуется проведение детальных поисков на Прохоровско-Алгаштыкской и Левокоржельской площадях (Приложение 4). Кроме этого, для попутной оценки на фосфориты формации коры выветривания предлагается Золото-Китатская площадь на северо-западе Кузнецкого Алатау.

В предыдущей работе о фосфоритоносных формациях юга Сибири (Фосфоритоносные формации..., 1972) было отмечено, что формации подвижных зон, относящиеся к терригенной и вулканогенной группам, имеют слабую перспективность в отношении поисков промышленных месторождений. Новых данных, которые бы могли изменить это заключение, за прошедшее время получено не было. Однако появились материалы, говорящие об очень широком распространении в осадочных толщах разнообразных фосфатопроявлений как минералогического, так и сугубо локального значения. Это говорит о том, как было сказано в начале данного раздела, что фосфаты в небольших количествах могут накапливаться в очень широком диапазоне условий седиментации. Иначе говоря, в отношении фосфатообразования проявляется всеобщая черта природных соединений: мелкие и рассеянные скопления того или иного минерала или примеси распространены широко, крупных же скоплений — единицы.

АПАТИТЫ

АПАТИТОНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ СИБИРИ

подавляющая часть месторождений и рудопроявлений апатита ассоциируется с магматическими комплексами горных пород. Поэтому в основу прогнозирования эндогенных месторождений апатита кладется связь апатитоносности с определенными магматическими формациями. Соответственно на прогнозной карте отражены лишь те магматические формации, для которых отмечена повышенная апатитоносность — формации, объединяемые под названием «apatитоносные магматические формации». При этом под апатитоносной магматической формацией понимается естественная комагматическая ассоциация изверженных горных пород, закономерно проявляющаяся в определенной геологической обстановке в ходе развития разновозрастных, но однотипных геотектонических элементов земной коры, в связи с которыми известны примеры промышленных и (или) непромышленных месторождений апатита.

Вводится также понятие потенциально апатитоносной магматической формации. При этом подразумевается такая формация горных пород, в связи с которой известны лишь апатитопроявления, но некоторые благоприятные особенности ее указывают на возможность выявления более значительных концентраций апатита.

В работе описаны следующие апатитоносные и потенциально апатитоносные магматические формации (Приложение 1).

Апатитоносные магматические формации: агпаитовых нефелиновых сиенитов; ультраосновных щелочных пород с карбонатами; анортозитовая; дунит-пироксенит-габбровая; габбро-сиенитовая. Потенциально апатитоносные: щелочных и нефелиновых сиенитов; щелочных габброидов, щелочных и нефелиновых сиенитов; габбро-диорит-гранодиоритовая; габбро-диорит-диабазовая; габбро-плаггиогранитовая; перидотит-пироксенит-норитовая.

Общие особенности перечисленных магматических формаций охарактеризованы в работах Ю. А. Кузнецова (1964), Краткая объяснительная записка... (1971). Вопросы их апатитоносности отражены в последующих разделах. Основные определения и номенклатура формаций приняты по Д. С. Харкевичу и др. (Краткая объяснительная..., 1971).

Классификация формаций метаморфических пород недостаточно разработана. Соответственно затруднительным явилось единообразное выделение апатитоносных метаморфических формаций. В итоге учета всего сибирского материала предложено выделять три апатитоносные метаморфические формации: мраморно-гнейсовая, мраморная и приразломных метасоматитов, принятые в настоящей работе.

Из экзогенных формаций выделяется апатитоносная формация коры выветривания.

На территории Сибири широко распространены апатитоносные и потенциально апатитоносные магматические и метаморфогенные формации. Среди апатитоносных магматических формаций выделяются формации

агпайтовых нефелиновых сиенитов, ультраосновных щелочных пород с карбонатитами, анортзитовая, дунит-пироксенит-габбровая, габбро-сиенитовая. Среди потенциально апатитоносных магматических формаций выделяются габбро-диорит-диабазовая, габбро-плагиогранитовая, габбро-диорит-гранодиоритовая, перидотит-пироксенит-норитовая, щелочных габброидов, щелочных и нефелиновых сиенитов и, наконец, формация щелочных и нефелиновых сиенитов. Из формаций метаморфических пород выделяются апатитоносные формации: мраморно-гнейсовая, мраморная и формация приразломных метасоматитов. Из экзогенных формаций распространена апатитоносная формация коры выветривания.

Ф о р м а ц и я а г п а й т о в ы х н е ф е л и н о в ы х с и е н и т о в. Магматические образования, относимые к формации агпайтовых нефелиновых сиенитов, отмечены на Уджинском поднятии (Краткая объяснительная..., 1971) и Енисейском кряже (Кузнецов, 1964). В Уджинском районе агпайтовые нефелиновые сиениты участвуют в строении массива щелочных пород Томтор. По данным Э. Н. Эрлиха и Л. Л. Степанова, возраст их оценивается как пострифейский — допермский. В пределах Томторского массива установлены многочисленные апатитопоявления. В Енисейском кряже Ю. А. Кузнецов (1964) относит к этой формации Заангарский (Татарский) массив нефелиновых сиенитов. Массив этот, сложенный фойяитами и другими щелочными породами состава ийолитов, ювитов, сиенитов, отличается дифференцированностью (резко преобладают фойяиты), лейкократовым составом и залеганием в известняках (Свешникова и др., 1976).

Магматические образования массива отличаются высоким содержанием натрия и глинозема при недостатке магния и кальция. С ними связаны многочисленные пегматитовые и гидротермальные жилы, несущие разнообразную редкометаллическую агпайтовую минерализацию.

Заангарский массив относится к массивам типа эгириновых нефелиновых сиенитов. От наиболее натриевых агпайтовых массивов ловозерского типа он отличается породами со сравнительно малым содержанием эгирина, содалита, эвдиалита и с широким развитием минералов группы вёлерита (Свешникова и др., 1976). В формационном отношении Заангарский массив ближе к гранитному ряду. Об этом же свидетельствует его обогащение цезием, рубидием, оловом. Возраст 700—600 млн. лет.

С Заангарским массивом сходен девонский массив Бурпала в Северном Прибайкалье. Он сложен эгириновыми и нефелиновыми сиенитами и мариуполитами. Для обоих массивов характерен ряд общих минералов (Свешникова и др., 1976).

Близки Заангарскому массиву тела нефелиновых сиенитов Тувы и Восточного Саяна. Поздние фации этих массивов содержат эгирин, вёлерит, эвдиалит, астрофиллит, полилитнионит, а зона контакта с известняками обогащена флюоритом и альбитом (Свешникова и др., 1976). Массивы представлены щелочно-гранитоидной формацией и слагаются преимущественно нормальными, редко — агпайтовыми нефелиновыми сиенитами (Главнейшие провинции..., 1974).

Массивы Тувы приурочены к Сангиленскому докембрийскому срединному массиву, представляющему собой геантиклинальное поднятие рифейд с преобладающим северо-восточным простиранием.

Ф о р м а ц и я у л ь т р а о с н о в н ы х щ е л о ч н ы х п о р о д и к а р б о н а т и т о в. На территории Сибири формация распространена широко (Приложение 1). Наиболее значительно ее проявление на севере Сибири в пределах Маймечя-Котуйской провинции, где число выявленных массивов этой формации превышает 20. Здесь ультраосновные и щелочные породы с карбонатитами, приуроченные к краевой части Сибирской платформы, выделены в качестве маймечя-котуйского магматического комплекса. По возрасту этот комплекс относится к раннему и, может быть, к среднему триасу.

В состав маймеча-котуйского комплекса входят образования двух фаций: вулканогенной (эффузивы и их туфы) и приповерхностных и гипабиссальных интрузий. Вулканогенные породы образуют покровы, потоки, горизонты туфов, силлы. Они принадлежат к трем свитам, сложенным нефелиновыми и мелилитовыми базальтами, нефелинитами, лимбургитами и другими ультраосновными щелочными эффузивами, их туфами и жильными породами. Верхняя свита сложена маймечитами, которые изредка появляются и в средней свите.

Интрузии комплекса имеют сложный состав, трубо- или воронкообразную форму. Это интрузии центрального типа, концентрически-зонального строения. Время их образования недостаточно ясно; известно лишь, что Гулинская интрузия прорывает всю эффузивную толщу.

Выходы щелочных и ультраосновных пород приурочены к субмеридионально вытянутой полосе длиной около 350 км. В ряде массивов отмечена значительная апатитоносность.

На северо-востоке Сибирской платформы, в среднем течении р. Удза, в пределах одноименной провинции формация ультраосновных щелочных пород и карбонатитов представлена субвулканом Боронгко и, по-видимому, массивом Богдо, а также дайковым комплексом. Возраст массивов определяется как пострифейский — допермский. Отмечена повышенная апатитоносность.

В Восточном Саяне ультраосновные щелочные породы с карбонатитами слагают массивы зиминского комплекса. Они приурочены к зоне При-саянской перикратонной геоантиклинали. В Белозиминском массиве установлено крупное месторождение, в других отмечены апатитопроявления.

В Енисейско-Чадобецком регионе формация ультраосновных щелочных пород и карбонатитов сложена тремя интрузивными комплексами: кийским, пенченгинским и чадобецким. Отмечены апатитопроявления.

На Алданском щите формация ультраосновных щелочных пород и карбонатитов представлена несколькими массивами, залегающими как в архейских породах фундамента, так и в верхнепротерозойских отложениях платформенного чехла. Известно пять таких массивов — Арбарастахский, Ингилийский, Кондерский, Чадский и Инаглинский. Все массивы, за исключением последнего, располагаются в юго-восточной части провинции. Инаглинский массив локализован в пределах Центрально-Алданского района.

Первые два массива — Арбарастахский и Ингилийский — имеют предвандский (предъюдомский) возраст и являются типичными представителями формации ультраосновных щелочных пород и карбонатитов. Остальные массивы имеют, по-видимому, мезозойский (юрско-нижнемеловой) возраст и являются гетерогенными: внешние их зоны сложены щелочными и щелочноземельными породами габбро-диорит-гранитной группы формаций, а ядра — ультрабазитами специфической формации дунитовых штоков (Ельянов, Моралев, 1972).

Концентрации апатита установлены в массиве Арбарастах. В Ингилийском и Инаглинском массивах отмечены апатитопроявления. С Кондерским и Чадским массивами связана лишь апатитовая минерализация.

В хр. Сетте-Дабан, в Юго-Восточной Якутии, к формации ультраосновных щелочных пород и карбонатитов относятся четыре массива, залегающие в терригенно-карбонатных платформенных отложениях различного возраста — верхнепротерозойского, кембрийского и среднеордовикского. Самый крупный, расположенный на юге, массив Озерный, с которым связана апатитоносность, представляет типичный карбонатитовый комплекс. Остальные несколько отличаются по строению и составу, напоминая карбонатизированные тела миаскитов (Главнейшие провинции..., 1974).

Анортозитовая формация. Среди апатитоносных базитовых формаций наиболее важное значение имеет анортозитовая, с которой связан ряд месторождений комплексных апатитсодержащих руд (Шабашев, 1977).

Крупные анортозитовые массивы выявлены в зоне сочленения Алданского щита и Джугджуро-Становой складчатой зоны (Баженова, 1974; и др.), а также в пределах Анабарского щита. Более мелкие разрозненные интрузивные массивы анортозитового состава известны в Байкальской (Салоп, 1967) и Джугджуро-Становой (Борисенко, 1973) складчатых областях. Известные на территории Сибири комплексы анортозитов относятся к образованиям подвижных зон (Богатилов, Биркис, 1974); исключение, возможно, представляют массивы Анабарского щита. По возрасту все они докембрийские. Возраст анортозитов Каларского комплекса датируется археем (Баженова, 1974) или нижним протерозоем (Павловский, 1970). Анортозиты Анабара и Джугджуро-Становой складчатой зоны относятся к раннепротерозойским образованиям. Размеры интрузивных тел варьируют в широких пределах. Наиболее крупными являются Каларский (1500 км²) и Центральный (765 км²) массивы (Приложение 1).

Формация представлена главным образом анортозитами и габбро-анортозитами, менее распространены габбро-нориты, пироксениты, перидотиты, оливиниты. В пространственной и, возможно, генетической ассоциации с ними встречаются щелочные граниты, сиениты, мангериты. Наибольшая типичная минеральная ассоциация анортозитов: плагиоклаз (андезин, лабрадор, реже битовнит), клинопироксен (титан-авгит, диопсид), гиперстен, оливин, роговая обманка, биотит, титаномagnetит, ильменит. В ряде случаев обычны апатит и калиевый полевой шпат. Часто присутствуют вторичные минералы — актинолит, тремолит, серпентин, эпидот, серицит.

По химизму породы анортозитовой формации относятся к образованиям известково-щелочного ряда и имеют резко выраженный натровый характер. Металлогеническая специализация анортозитов проявляется в распространении месторождений и проявлений титановых и апатит-титановых руд. Среди них следует отметить Кручининское месторождение в Забайкалье и проявления Каларского массива.

Дунит-пироксенит-габбровая формация проявлена главным образом в пределах складчатого обрамления юга Сибирской платформы. Массивы установлены в Алтае-Саянской складчатой области (Иванов и др., 1972), в пределах Байкальской складчатой зоны, в Енисейском крае (Домышев, 1976) и в северо-байкальской нижнепротерозойской эвгеосинклинали (Приложение 1).

Комплексы, развитые в зоне нижнепротерозойской байкальской складчатости (в районе Муйской глыбы), нередко представлены многофазными плутонами, сложенными габбро, ультрабазитами, диоритами, плагиогранитами. Массивы в большинстве преобразованы в результате метаморфизма. Форма интрузий штоко-, силло- и линзообразная. В одних случаях массивы отчетливо стратифицированы, в других — стратификация не выражена или проявлена слабо. Наиболее резко дифференцированы крупные массивы площадью до 100—200 км².

Кембрийские массивы Алтае-Саянской эвгеосинклинали, локализуются преимущественно в местах сочленения подвижных и жестких структур, представляют собой секущие тела или залегают согласно с вмещающими (Иванов и др., 1972). Форма интрузий преимущественно этмолиитообразная, иногда линзо- и желобовидная. Размеры не превышают 100 км². Большинство тел относится к однофазным плутонам с автономной внутренней структурой, главной особенностью которой является первично магматическая стратификация слагающих их пород (массивы Булчинский, Лисогорский и др.). В нижних частях разреза интрузий преобладают ультраосновные дифференциаты, в центральных — основные, в при-

апикальных — средние до кислых. Наиболее распространены габброиды. Средние и кислые разности пород и образования дайковой фации наиболее широко проявлены в протерозойской эвгеосинклинальной зоне Северного Забайкалья. В этом отношении развитые здесь массивы формации сходны с плутонами Тагило-Кытлымского интрузивного комплекса на Урале, несущими титаномагнетитовую, медно-сульфидную и апатитовую минерализацию. Сходство северо-байкальских и уральских массивов проявляется также в сложном многообразии их строения.

Массивы формации принято считать образованиями мезоабиссальной фации глубинности (Кузнецов, 1964; Иванов и др., 1972; и др.). Однако на территории Сибири наряду с мезоабиссальными отмечаются массивы гипабиссальной и абиссальной фаций (Абрамович, Груза, 1972; Салоп, 1967).

Породы по химизму относятся к известково-щелочной серии (Кузнецов, 1964; Иванов и др., 1972; Домышев, 1976). Для них характерно преобладание натрия над калием. Металлогения определяется связью с ними повышенных концентраций титаномагнетита, медносульфидных минералов и апатита (Лысанская в Восточных Саянах и Каменная в пределах Муйской глыбы, Северное Забайкалье).

Г а б б р о - с и е н и т о в а я ф о р м а ц и я. Известные на территории Сибири габбро-сиенитовые комплексы относятся либо к образованиям сининверсионных стадий развития геосинклиналей, либо формируются в процессе отраженной тектоно-магматической активизации обрамления (Комаров, 1972) и в этом отношении отличаются от типичных представителей формации, проявляющихся обычно в конце ранней стадии развития геосинклиналей (Краткая объяснительная..., 1971). Примерами первых могут служить среднекембрийские массивы Алтае-Саянской области и Центральной Бурятии, примерами вторых — нижнепалеозойские интрузии бирамьинского комплекса в Забайкалье (Приложение 1).

Массивы размещаются в пределах структур типа антиклинориев (патынский, кийский, бирамьинский и икатский комплексы) или локализируются в синклиниях, на границах жестких, консолидированных блоков земной коры (кизирский комплекс).

Большинство имеет лополитообразную, воронко- и желобовидную форму и характеризуется расслоенностью (Довгаль, 1962; и др.).

Выделяются два типа массивов, отличающихся положением в тектонических структурах, строением и составом пород. Массивы первого типа — Патынского — относительно крупных размеров (более 40 км²), расслоенные и сложного состава (Патынский, Бол. Куль-Тайгинский, Бол. Таскыльский, Кизирский и др.). Они в большинстве своем находятся в пределах устойчивых структур земной коры. Характерны оливиновые и безоливиновые титаномагнетитовые габбро с шлирами и линзами сливных титаномагнетитовых руд, распространены габбро-пироксениты и пироксениты, в том числе рудные титаномагнетитовые. Типичны анортозиты (до эвкритов) и троктолиты, в некоторых массивах значительно развиты роговообманковые и пироксен-роговообманковые габбро с шлирами и прослоями горнблендитов и габбро-диориты. Подчиненными, но характерными являются апатитовые и апатитсодержащие породы: рудные габбро и пироксениты, габбро-пироксениты и мелагаббро, редко сливные титаномагнетитовые руды и шприсгеймиты.

Массивы второго типа — Бериккульского — имеют небольшие размеры (менее 20 км²). Характеризуются слабой расслоенностью и более простым составом пород (Комсомольский, Бериккульский, Ошурковский, Водопадный и др.). Локализируются они на флангах устойчивых структур, осложненных зонами глубинных разломов. Сложены титан-авгитовыми и оливиновыми габбро, анортозитами (до эвкритов), роговообманковыми габбро-норитами, норитами и пироксен-роговообманковыми габбро, габбро-диоритами. В сиенитовой группе пород преобладают щелочные пи-

роксиновые, роговообманковые и пироксен-роговообманковые сиениты, роговообманковые, биотитовые и роговообманково-биотитовые граносиенит-порфиры и нордмаркиты. Характерно присутствие жил нефелиновых пород.

Габбро-сиенитовая формация имеет титан-железородную и апатитовую минералогическую специализацию. Отмечается повышенное содержание ванадия. Характерны весьма крупные по прогнозным запасам, хотя и бедные месторождения титаномагнетитовых и апатит-титаномагнетитовых руд (Патынское, Куль-Тайгинское и др.).

Формация щелочных и нефелиновых сиенитов. В Северном Прибайкалье отдельные интрузивные массивы формации известны в бассейне р. Муя на Витимском плоскогорье. Однако большинство из них распространено в северо-западной части этой провинции. По данным В. П. Арсентьева, они располагаются в области байкальской складчатости в полосе сочленения геоантиклинали и эвгеосинклинали.

Внедрение щелочной магмы связано с активизацией тектонических движений в Северном Прибайкалье в постконсолидационный период (средний палеозой).

Приуроченность щелочных интрузий к единой структурно-тектонической зоне, идентичность петрографического состава, одинаковая металлогеническая специализация и сходный абсолютный возраст дали основание А. Я. Жидкову (1968) объединить нефелиновые и щелочные сиениты и следующие за ними молодые гранитоиды в самостоятельный щелочной сыннырский комплекс.

В настоящее время известно десять массивов щелочных пород, которые размещаются цепью, ориентированной в северо-восточном направлении от оз. Байкал до среднего течения р. Мама, на протяжении около 350 км. Индивидуальный характер этому комплексу придает Сыннырский массив, в котором широко распространены псевдолейцитовые сиениты и сынныриты и отмечена повышенная апатитовосность (Приложение 1).

Большое количество интрузий данной формации сосредоточено в пределах Западного и Восточного Саяна и в Туве. К числу их относятся массивы сайбарского и, по-видимому, сангиленского комплексов (Гордиенко, 1972). Интрузивные тела часто пространственно ассоциируются с породами трахибазальтовой формации, с которыми они обнаруживают и комагматическую связь. Размещение их контролируется крупными разломами. Формирование комплексов щелочных и нефелиновых сиенитов в пределах перечисленных регионов связано с процессами их тектоно-магматической активизации. Апатитовосность пород, слагающих массивы, изучена слабо. Наиболее значительные концентрации P_2O_5 установлены в карбонатах Харлинского (22,15%) и кальцифирах Баянкольского (12,40%) массивов, относящихся к сангиленскому комплексу. Повышенные содержания фосфорного ангидрида (1,07—2,70%) отмечаются в ойлитах Харлинского и Чикского массивов. Содержания P_2O_5 в эссекситах и нефелиновых сиенитах достигают 0,2—0,6%; в ювитах — 0,90% (Яшина и др., 1968).

К сайбарскому комплексу * условно отнесены щелочные и нефелиновые сиениты Ботогольского массива, несущие аксессуарную апатитовую минерализацию (Додин, Гурьянова, 1968).

Формация щелочных габброидов, щелочных и нефелиновых сиенитов объединяет магматические комплексы, формирующиеся в условиях консолидации геосинклиналей или тектоно-магматической активизации складчатых областей и платформ. К первым может быть отнесен чикский комплекс, развитый на территории Тувы (Иванова, 1968). Щелочно-габброидные комплексы в пределах активизированных складчатых областей представлены кня-шалтырским

* По данным ЗСТГУ, он соответствует Тайдонскому и Каратагскому комплексам.

(горячегорским) в Кузнецком Алатау (Андреева, 1968), ботогольским и сайбарским в Восточном Саяне (Краткая объяснительная..., 1971; Гордиенко, 1972), сайженским в Забайкалье (Конев, 1975). С активизацией платформы связано формирование алданского раннемелового комплекса. Интрузии в пределах складчатых областей локализуются чаще в пределах жестких приподнятых блоков фундамента, в структурах типа антиклинориев и срединных массивов или в связи с зонами разломов, ограничивающих эти структуры. Это преимущественно гипабиссальные образования (Шаракшинов, 1975; и др.), трещинные, пластовые, штоко- и дайкоподобные линзовидные тела, силлы.

По петрографическому составу породы весьма разнообразны. По химизму они подразделяются на образования натриевой и калиевой линий. К комплексам натриевой линии относятся массивы Кузнецкого Алатау и Тувы. К калиевым — щелочные интрузии Алданского щита.

В целом формации присуще развитие аутометасоматических, постмагматических, гидротермальных и контактово-реакционных процессов. Общими петрохимическими и геохимическими особенностями пород формации являются повышенное содержание кальция, железа, титана, щелочей (натрия и калия), а для некоторых — пересыщенность глиноземом. Значительна роль летучих компонентов (P_2O_5 , SO_3 , H_2O , CO_2), роль же фтора и хлора меняется в зависимости от состава пород.

Характерно наличие «сквозных» элементов-примесей: стронция, галлия, бария, ванадия, хрома, марганца, циркония, ниобия. Отмечается бедность пород и минералов редкими и редкоземельными элементами.

Присутствуют повышенные концентрации титаномagnetита и апатита. В интрузивных породах содержание последнего обычно невелико и редко превышает 3—4% (Скобелев и др., 1968). Повышенные концентрации апатита (до 5—7%) наблюдаются преимущественно в нефелиновых метасоматитах (массивы Тулунский, Петропавловский). Крупных проявлений апатита, связанных с породами формации щелочных габброидов, на территории Сибири не отмечено, хотя в последнее время появились данные, позволяющие включить в состав ее Ошурковский массив, вмещающий одноименное месторождение апатита (Шабашев, 1977).

Г а б б р о - д и о р и т - г р а н о д и о р и т о в а я ф о р м а ц и я описана в составе байкальской и каледонской складчатых областей юга Сибири и характеризует инверсионные стадии их развития. В виде крупных конкордантных интрузивных тел она проявлена в пределах Восточного и Западного Саян (Кузнецов и др., 1971). Представлена она массивами ольховского, таятского, манкресовского и, возможно, бильчирского комплексов, сложенных преимущественно диоритами при подчиненном значении ультрабазитов, габброидов и гранодиоритов. Распространена также на Алтае (Кузубный, Марьин, 1965), в Забайкалье (Комаров, 1972; Салоп, 1967) и других районах Сибири (Приложение 1).

Интрузивные комплексы формации являются многофазными образованиями. В составе их основная роль принадлежит габбро, диоритам, гранодиоритам, габбро-пироксенитам и габбро-диоритам (Иванова, 1968; Кузнецов и др., 1971; Комаров, 1972; и др.).

Повышенные концентрации апатита отмечаются в связи с габбро, габбро-диоритами или габбро-пегматитами. В целом перспективы апатитоносности формации оцениваются невысоко, следует, однако, учитывать, что она изучена недостаточно.

Г а б б р о - д и о р и т - д и а б а з о в а я ф о р м а ц и я широко проявлена в пределах складчатого обрамления Сибирской платформы (Приложение 1). Представлена она в основном слабо дифференцированными трещинными интрузиями — дайками и мелкими штоками габбро, габбро-диоритов, габбро-диабазов и диабазов, тяготеющими к полям развития пород спилит-диабазовой и спилит-кератофировой формации. Размещение их контролируется зонами глубинных разломов. Приме-

ры — позднедевонские интрузии габбро-диорит-диабазов маркакульско-белорецкого комплекса на Алтае, предположительно ордовикского возраста, Джебашского хребта (Западный Саян), субботинского комплекса нижнего кембрия в бассейне р. Абакан, в Восточном Саяне — образования шиндинского и нерсинского комплексов (Гордиенко, 1972), в Туве — торгалыкского (Иванова, 1968) и частично боксонского (Гордиенко, 1972).

Массивы нерсинского комплекса описаны также в пределах Енисейского края (Домышев, 1975). Широко развиты габбро-диорит-диабазовые интрузии на территории Забайкалья (Салоп, 1967; и др.).

Апатит имеет значение акцессорного минерала. Некоторый интерес представляют массивы на территории Тувы. Здесь площадь наиболее крупных тел достигает 100 км², проявлены дифференцированность и повышенная щелочность пород, известны апатитопроявления, что позволяет рассматривать торгалыкский комплекс как потенциально апатитоносный. Однако включение его в габбро-диорит-диабазовую формацию является пока дискуссионным.

Г а б б р о - п л а г и о г р а н и т н а я ф о р м а ц и я. Интрузивные образования формации особенно широко распространены в пределах Монголо-Охотской складчатой области, где выделяются в составе джидинского, унгинского, урюмского, ингодинского и тайнинского разновозрастных комплексов (Геологическое строение..., 1968). К габбро-плагиогранитной формации относятся муйский комплекс, развитый в районе Муйской глыбы, маинский — в Западном Саяне и опотский — в При-саянье. К данной формации относится таннуольский комплекс Тувы.

Формация тяготеет к эвгеосинклинальным зонам, образуя протяженные пояса, связанные с тектоническими нарушениями. Интрузии сложены преимущественно габбро, габбро-диоритами и плагиогранитами. Породы ранних фаз имеют основной состав; поздние дифференциаты представлены плагиогранитами и гранитами.

В связи с габбро-плагиогранитными массивами известны апатитопроявления эндогенного (Аленгуйское) и экзогенного (Будюмканское) происхождения. Н. В. Шталь и др. (Геологическое строение..., 1968) относят к данной формации Кручининское апатит-титаномагнетитовое месторождение. Апатитоносность формации изучена слабо.

Ф о р м а ц и я р а с с л о е н н ы х п е р и д о т и т - п и р о к с е н и т - н о р и т о в ы х и н т р у з и й проявляется в пределах относительно жестких консолидированных блоков и связана с процессом их тектоно-магматической активизации. Представлена сложно дифференцированными пластовыми, лополито- и воронкообразными интрузиями.

Магматические комплексы формации известны на Алтае, в юго-западной части Алданского щита, в пределах Джугджуро-Становой складчатой зоны. К данной формации (Краткая объяснительная..., 1971) относят булкинский комплекс в Западном Саяне, патынский в Кузнецком Алатау, Лысогорский в Восточном Саяне, довыренский в Северном Прибайкалье. Преобладают габбро, габбро-нориты, нориты, габбро-анортозиты. Выделяются два типа интрузий (две подформации, по В. Т. Свириденко). К первому типу относятся интрузии, характеризующиеся повышенными содержаниями железа и титана (Чинейский плутон); ко второму — мало-железистые (массивы Бушвельдский, Седбери). Магматические комплексы первого типа, сложенные габбро, габбро-норитами, норитами, габбро-анортозитами, образуются в менее глубинных условиях по сравнению с комплексами второго типа и нередко содержат наряду с титаномагнетитовой минерализацией повышенные количества фосфора и ванадия. Ряд исследователей относит к этой формации комплексы, несущие повышенную концентрацию апатита, такие как Патынский, Арсентьевский и др. (Краткая объяснительная..., 1971).

М р а м о р н о - г н е й с о в а я ф о р м а ц и я характеризуется сочетанием мраморов с известковистыми и высокоглиноземистыми гней-

сами и кристаллическими сланцами. Формация выделена на площади Алданского щита и в Юго-Западном Прибайкалье (Приложение 1).

Согласно Е. К. Герасимову и М. В. Суховерхой, мраморно-гнейсовая апатитоносная формация Алданского щита объединяет породы верхней части средней подсерии верхнеалданской свиты, федоровской свиты иенгрской серии сутамской свиты джелтулинской серии архея. В. Д. Парфенов и Н. И. Юдин для Центрального Алдана выделяют гнейсово-сланцевую субформацию, близкую по содержанию мраморно-гнейсовой формации, в понимании Е. К. Герасимова и М. В. Суховерхой. В этом объеме мраморно-гнейсовая формация выделена на картах и описывается в тексте.

В строении формации принимают участие амфибол-диопсидсодержащие, биотит-гранатовые, биотитовые и диопсидовые гнейсы, разнообразные кристаллические сланцы, среди которых отмечаются горизонты мраморов и кальцифилов и их метасоматических производных.

С карбонатными и диопсидовыми породами формации связаны многочисленные апатитсодержащие скарны флогопитовых (Битое, Каганахское и другие проявления) и железорудных месторождений Алдана. Апатитовая минерализация в скарновых месторождениях, как правило, характеризуется ограниченными площадями, отсутствием самостоятельных рудных тел, резкими вариациями содержаний P_2O_5 . Исключение составляет апатитопоявление в бассейне р. Бишь (правый приток р. Тимптон), где апатитсодержащие породы прослежены на расстояние примерно 10 км.

Мраморно-гнейсовая формация в Юго-Западном Прибайкалье представлена породами слюдянской подсерии нижнего протерозоя. Ранее (Юдин, Арсеньев, 1970) эти образования выделялись как фосфатоносная метаморфизованная кремнисто-терригенно-карбонатная формация. Слюдянская подсерия представлена биотитовыми, амфиболовыми, пироксеновыми или смешанными гнейсами, гранатовыми, плагиоклазовыми, диопсидовыми, силлиманитовыми, эпидотовыми и другими кристаллическими сланцами, доломитовыми и кальцитовыми мраморами и кальцифирами. Вся эта толща (общей мощностью примерно 3000 м) интенсивно метаморфизована и смята в сложную систему складок. Со слюдянской подсерией связаны апатитопоявления, представленные линзообразными залежами апатит-кварц-диопсидовых и апатит-карбонат-диопсидовых пород, апатитоносных мраморов и кварцитов.

Согласно А. С. Звереву и др. (1976), породы мраморно-гнейсовой формации, помимо Алданского щита и Юго-Западного Прибайкалья, развиты на Анабарском щите (верхняя часть ханганской серии), в Алдановитимском районе (яркинская свита) и в пределах других древних выступов кристаллического фундамента платформы и срединных массивов.

Ф о р м а ц и я к о р ы в ы в е т р и в а н и я распространена на массивах ультраосновных щелочных пород с карбонатитами в Маймечакотуйской, Восточно-Саянской и Сетте-Дабанской провинциях. Во всех случаях запасы руд коры выветривания значительны, исчисляются миллионами тонн, а в Восточно-Саянской провинции достигают уровня самостоятельного месторождения. Они детально разведаны и намечены к освоению.

Определенное значение приобретают апатитоносные коры выветривания на месторождении Селигдар в Центральном-Алданском районе.

А п а т и т о н о с н ы е о б р а з о в а н и я Ц е н т р а л ь н о г о Алдана неясной формационной принадлежности. Формационная и генетическая принадлежность наиболее крупного Селигдарского апатитового месторождения Алданского щита вызывает дискуссию. Закономерности размещения месторождения подобного типа, а также вытекающие из этого предпосылки прогнозирования и поисков формулируются разными авторами различно. На данном этапе изученности вопроса не возможно отдать предпочтение тем или иным представле-

ниям. Все они должны учитываться и проверяться при проведении дальнейших поисково-разведочных работ. Поэтому необходимо остановиться кратко на изложении позиций по данному вопросу различных авторских коллективов. В целом высказываемые представления укладываются в рамки осадочно-метаморфической, гидротермально-метасоматической и карбонатитовой гипотез.

Осадочно-метаморфическая гипотеза выдвинута Е. К. Герасимовым и М. В. Суховерховой, которые связывают формирование Селигдарского месторождения с рядом протерозойских формаций: мраморной (карбонатной), коры выветривания и карбонатно-терригенной (Приложения 1, 8).

Протерозойская мраморная (карбонатная) формация выделяется Е. К. Герасимовым и М. В. Суховерховой в пределах грабен-синклинальных структур северной части щита в верховьях рек Селигдар и Нимгеркан (Приложение 8). Возраст мраморной толщи условно принимается ниже-среднепротерозойским. Формация имеет карбонатный состав и сложена доломитовыми, реже кальцитовыми мраморами неравномернозернистой структуры. В разрезе формации присутствуют маломощные прослои терригенных пород. Апатит встречается в породах по всему разрезу формации. Содержание P_2O_5 колеблется от 1—2 до 12—13%.

Мраморная (карбонатная) формация претерпела многократные влияния метаморфизма, метасоматоза и гипергенных изменений. Гидротермально-метасоматические процессы в породах мраморной формации проявлены широко и выразились в интенсивной хлоритизации, окварцевании, отальковании и т. д. Эти процессы, видимо, привели и к некоторому перераспределению апатита как в теле мраморной формации, так и во вмещающих породах. Мощность формации не установлена, но, учитывая результаты бурения и данные геофизических исследований, она предполагается более 2000 м.

Процессы гипергенеза определили выщелачивание карбонатной составляющей формации и обогащение пород апатитом.

Гидротермально-метасоматическую гипотезу образования апатитовой минерализации Центрального Алдана развивают В. Д. Парфенов, Н. И. Юдин, Г. А. Тунгусов, А. Р. Этин и др. Согласно данным В. Д. Парфенова и Н. И. Юдина, выделяется специфический генетический тип апатитопоявлений, связанных с метасоматитами эпидот-амфиболитовой и зеленоцветной фаций, приуроченных к зонам долгоживущих региональных разломов,— подформация апатитоносных приразломных метасоматитов. Она распространена в центральной и западной частях Центрально-Алданского купола вдоль региональных разломов северо-восточного и северо-западного простиранья, относящихся к так называемой «диагональной» системе.

Приразломные метасоматиты повсеместно наложены на региональные метасоматиты амфиболитовой ступени и в целом характеризуются относительно более молодым абсолютным возрастом (1700—1850 млн. лет). Формирование их связано с заключительными стадиями этапа гранитизации и метасоматоза. Главная полоса апатитизации, в пределах которой находятся месторождение Селигдар, проявления Ниряджа, Нимгеркан, Осенний лист и другие, совпадает с зоной Удокано-Томмотского глубинного разлома.

Карбонатитовая гипотеза происхождения Селигдарского месторождения развивается Ф. Л. Смирновым, который выделил апатитоносную формацию мантийно-коровых карбонатитов. Данная формация представлена эндогенными карбонатными породами, вещество которых имеет частично мантийный источник, а частично заимствуется из вмещающих пород в результате экстракции, анатексиса и палингенного плавления (Смирнов, 1976). С этой формацией автор и связывает апатитовые оруденения на Алданском щите.

В связи с этим Ф. Л. Смирнов обращает внимание на приуроченность Селигдарского месторождения к зоне глубинного долгоживущего Юхтинского разлома, контролирующего размещение ряда массивов ультраосновных щелочных и щелочных пород, локализацию месторождения на пересечении Юхтинского разлома Томмотским, трубообразную форму апатитоносного тела, протяженность его на большую глубину, оценку температуры формирования руд (350—400°), произведенную М. А. Богомолым, радиологические определения абсолютного возраста селигдарских апатитов, выполненные А. И. Тугариновым и Е. В. Бибиковой, показавшие, что апатиты заметно моложе вмещающих пород, на генетическую связь месторождения с существенно калиевыми субщелочными гранитоидами. Он допускает метасоматически-палингенную природу апатитоносных карбонатитов Селигдара, находящихся в генетической связи с процессом метасоматически-палингенного гранитообразования в центральной части Алданского щита.

По мнению ряда исследователей (Г. М. Вировлянский, Е. К. Герасимов, В. И. Егин, Л. Н. Кичигин, М. В. Суховерхова, Н. И. Юдин и др.), утверждению о связи апатитоносности Селигдарского месторождения с процессом карбонатитообразования противоречат следующие данные.

1. Ультраосновные породы в районе месторождения отсутствуют.

2. В составе минерального комплекса месторождения отсутствуют минералы, специфичные для карбонатитов, например пироксид, циркон, монацит* и др. В то же время в породе присутствуют несвойственные карбонатитам минералы: турмалин, топаз, эпидот.

3. По сравнению с типичными карбонатитами карбонатное вещество Селигдарского месторождения характеризуется существенно иными значениями изотопного состава углерода и кислорода.

4. Изотопный состав кислорода селигдарских карбонатитов сходен с изотопным составом кислорода кальцифиров федоровской свиты иенгурской свиты архея.

5. Если несоответствие изотопного состава углерода и кислорода карбонатитов Селигдара таковому типичных карбонатитов объяснить гипотезой Ф. Л. Смирнова об их метасоматически-палингенной природе, то он был бы близок изотопному составу углерода и кислорода из кальцифиров иенгурской свиты, с одной стороны, и типичных карбонатитов — с другой.

6. Бурые апатиты Селигдара характеризуются значительным преобладанием фтора над хлором и присутствием гидроксильных и карбонатных групп. Для них характерно высокое содержание SO_3^{2-} и небольшая примесь Sr и Mn, что указывает, как отмечают В. Д. Парфенов и Н. И. Юдин, на принадлежность их к группе апатитов метаморфогенных пород, а не карбонатитов (Васильева, 1968).

7. Характерно отмечаемое В. Д. Парфеновым и Н. И. Юдиным постоянное присутствие в ИК-спектрах полосы поглощения $2850-2960\text{ см}^{-1}$, указывающей на наличие углеводородных связей. Это больше соответствует заключению о присутствии в бурых апатитах органического пигмента и об осадочно-метаморфическом происхождении источника фосфора.

8. Отмечаемая исследователями постепенность переходов между различными минеральными ассоциациями противоречит стадийности минералообразования, характерной для карбонатитов.

9. Карбонатный комплекс Селигдара сравнивается Ф. Л. Смирновым с эндогенными силикатно-карбонатными породами Кодаро-Удоканского района. Но они не сопоставимы, так как изотопный состав кислорода в последних, в отличие от селигдарских, близок изотопному составу кислорода карбонатитов (Белоножка, Леонтьев, 1976). Поэтому целесообразность выделения новой, ранее неизвестной в литературе магматической формации мантийно-коровых карбонатитов сомнительна.

* Ф. Л. Смирнов отмечает присутствие монацита.

АПАТИТОНОСНЫЕ ПРОВИНЦИИ

В настоящем разделе излагаются основные данные об апатитоносности различных регионов Сибири, охарактеризованы главнейшие апатитоносные провинции, месторождения и апатитопроявления.

ШОРСКО-КУЗНЕЦКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Кузнецкий Алатау и его южное звено — Горная Шория — представляют собой одну из крупных структур западной части Алтае-Саянской складчатой области (Приложение 1). Они относятся к районам раннекаледонской складчатости с унаследованным типом структур и длительным предшествующим режимом геосинклинального развития ($PR_2?—C_1$).

В современном виде Кузнецкий Алатау и Горная Шория представляют единое эпигеосинклинальное складчатое метасооружение с весьма сложным резко выраженным складчато-глыбовым внутренним строением. Блоковые зоны в историческом плане представляли собой устойчивые внутригеосинклинальные поднятия — геоантиклинали, а полосы линейных структур — подвижные зоны с эвгеосинклинальным режимом. Иногда подвижные зоны частью интерпретируются как унаследованные синклинии, а блоковые — как унаследованные антиклинории или также как срединные массивы салаирид (Скобелев, 1967₂; Тектоника и глубинное строение..., 1973).

Особенности Шорско-Кузнецкой провинции заключаются в следующем:

1) провинция приурочена к одноименному складчатому сооружению, сформированному на месте древней перикратонной рифей-нижнекембрийской геосинклинали в раннекаледонскую фазу складчатости;

2) рифей-нижнекембрийская геосинклинали заложилась на достаточно мощном консолидированном складчатом основании;

3) в пределах геосинклинали, начиная с самых ранних стадий, сбособились жесткие унаследованно развивающиеся структуры типа срединных массивов; эта унаследованность и «жесткость» сохранились и в постгеосинклинальную стадию развития региона.

Эти особенности обусловили широкое проявление субщелочного и щелочного магматизма в орогенную и посторогенную стадии развития, выразившиеся в появлении интрузивных формаций сиенит-габбровой и щелочных габброидов.

В пределах провинции промышленных месторождений апатитов не известно. Изученность апатитоносности территории слабая. Известные апатитопроявления в подавляющем большинстве связаны с формациями сиенит-габбровой и щелочных габброидов и их эффузивными аналогами (Приложение 1).

Руды апатитопроявлений по содержанию P_2O_5 относятся к бедным (2—4, редко до 8%), но прогнозные запасы P_2O_5 некоторых из них предполагаются весьма высокими. По минеральному составу руды являются апатитовыми, апатит-титаномagnetитовыми и апатит-нефелгнськими. По генезису апатитопроявления подразделяются на два типа: магматические и контактово-метасоматические.

Сиенит-габбровая формация. Наиболее интересные апатитопроявления установлены в следующих массивах: Патынском, гор Бол. Куль-Тайги и Калбук (Горная Шория, патынский комплекс), горы Бол. Таскыл и Усть-Кибрасском (Кузнецкий Алатау, кийский комплекс). Формирование плутонов формации произошло в сининверсионную стадию развития региона до собственно орогенных гранитоидов, возраст их среднекембрийский.

Патынский массив * находится в верховьях р. Сынзас (правый приток р. Кабырзы системы р. Мрас-Су), в 45 км к юго-западу от ст. Балыкса на линии Новокузнецк — Абакан и в 55 км к северо-востоку от Белкинского месторождения фосфоритов (Приложение 3). Плутон расположен в северной половине Мрасского срединного массива и приурочен к зоне периклинального замыкания синклинальной структуры второго порядка. Рама сложена карбонатными фосфатоносными породами верхнего рифея и венда.

Массив имеет концентрически-зональное воронкообразное строение, площадь его около 50 км². Он ритмически расслоен с характерными полосчатыми и трахитоидными структурами слагающих пород. Полосчатость и трахитоидность имеют падение к центру массива под углом 40—60° на крыльях и до 10—25° в центре. С. С. Ильенок выделяет следующие группы пород: 1) оливиновых габбро и форелленштейнов; 2) нормальных и лейкократовых габбро, анортозитов, норитов и пироксенитов; 3) рудных титаномагнетитовых габбро и пироксенитов; 4) пироксенитов, габбро-пироксенитов и грубозернистых габбро периферической части массива. Титаномагнетитовые габбро образуют пластообразные тела мощностью от первых метров до 100 м, протяженностью до 10 км. Всего известно более 20 подобных тел. Сиенитовая группа пород представлена только небольшими дайками щелочных сиенитов. В экзоконтакте местами развиты разнообразные нефелиновые метасоматиты.

В пределах массива установлены три апатитоносных горизонта. Нижний залегает на расстоянии 300—900 м от контакта массива, прослеженная длина его около 9 км, мощность до 350 м. Внутри горизонта выделяются до 7 апатитоносных пластов мощностью от 2 до 37 м со средним содержанием Р₂О₅ 0,82—3,78% при колебаниях содержаний в породах от 0,64 до 6,95%. Пласты со средним содержанием Р₂О₅ от 2,75 до 3,78% имеют мощность 2—35 м. Встречаются отдельные прослои и линзы апатитовых габбро-пироксенитов мощностью 0,5—2 м со средним содержанием Р₂О₅ 4—5%.

Средний апатитоносный горизонт мощностью 120 м и протяженностью 4 км находится на южной стороне массива и в вертикальном разрезе расположен примерно в средней части расслоенной серии. Горизонт практически состоит из одного апатитоносного пласта с максимальной мощностью 100 м. На восточном фланге пласт срезан разломом, на западном — расщепляется на две части и постепенно выклинивается. Среднее содержание Р₂О₅ в пласте 2,3%, колебания содержаний от 0,5 до 5,43%. Выделяются интервалы мощностью от 10 до 70 м с содержанием Р₂О₅ 2,6—3%. Кроме того, встречаются прослои апатитовых габбро-пироксенитов, пироксенитов и мелагаббро мощностью 3—10 м с содержанием Р₂О₅ 3,83—5,43%.

Верхний апатитоносный горизонт приурочен к апикальной части массива, протяженность его около 2 км, мощность 25—50 м. Состоит из четырех невыдержанных апатитоносных пластов мощностью 1—8 м, редко 25 м. Среднее содержание Р₂О₅ в пластах от 0,9—2,3 до 3,38%.

В нижнем и среднем горизонтах апатитоносные пласты обычно выдержаны по мощности, имеют падение от 10 до 45°. По простиранию они участками прослежены до 1—3 км, а по падению до 0,5 км. Г. А. Коков (1971) по составу выделяет пласты простые, состоящие из одного типа апатитоносных пород, и сложные, состоящие из 2—3 типов апатитоносных пород.

Повышенные содержания апатита установлены в титаномагнетитовых габбро с оливином или без оливина, габбро-пироксенитах, пироксенитах, редко в оливиновых и нормальных габбро и габбро-анортозитах. Типоморфными пороодообразующими минералами являются основной плагиоклаз, моноклинный пироксен, оливин, в рудных габбро — еще титано-

* Формационная принадлежность массива не вполне ясна.

магнетит, изредка примешивается керсутит. Апатит в основном ассоциирует с темноцветными минералами и с рудными — железо-титановыми.

Прогнозные запасы P_2O_5 по массиву горы Патын на глубину по падению на 16 м оцениваются в пределах 50 млн. т.

Опытное обогащение пробы весом 20 кг патынских апатитсодержащих мелагаббро, проведенное в технологической лаборатории ЗСТГУ в 1974 г., показало принципиальную возможность получения апатитового концентрата с высоким содержанием P_2O_5 при достаточно высоком извлечении и хорошей обогатимости.

Массив горы Бол. Куль-Тайга расположен в верховьях р. Таштып (левый приток р. Абакан), в 50 км южнее ст. Балыкса и в 60 км к северо-востоку от Белкинского месторождения фосфоритов (Приложение 3).

Плутон находится на северо-восточной окраине Мрасского срединного массива и приурочен к синклинальной структуре. В северо-западной части он контактирует с карбонатными породами нерасчлененного среднего рифея — венда.

Массив размером 7×6 км имеет первично-воронкообразную форму и сложен двумя главными группами пород: в южной части преимущественно габбро, в северной — более молодыми сиенитами. Среди жильных пород встречаются нефелиновые сиениты.

Апатитоносность связана с породами габброидной серии. Установлено два апатитоносных горизонта. На поверхности они образуют две зоны шириной в плане 100—300 м, длиной 5—6 км, залегающие согласно с внутренней структурой массива на различных (в разрезе) уровнях его базитовой части.

Первая зона, верхняя в разрезе массива, наблюдается в полосе трахитоидных ильменитов, оливин-титаномагнетитовых и титаномагнетитовых габбро. Длина ее до 6 км, истинная мощность в средней части зоны 140 м, но значительно уменьшается к флангам — почти до полного выклинивания. Среднее содержание P_2O_5 в зоне 2,7% при колебаниях от 0,69 до 5,46%. Внутри зоны выделяются горизонты мощностью 35—40 м со средним содержанием P_2O_5 3,5—4,7%, а в делювии встречаются обломки сливных титаномагнетитовых руд с апатитом 25—30%.

Вторая зона прослеживается параллельно первой в 1—1,5 км южнее и приурочена к полосе развития пегматоидных габбро, нередко несущих титаномагнетитовое оруденение, габбро-пироксенитов и пироксенитов, участками тоже рудных. В этой зоне кроме отдельных апатитопроявлений выделяются два основных апатитоносных горизонта невыдержанной мощности (от нескольких метров до 55 м), прослеженной на 0,5—3 км. В нижнем горизонте среднее содержание P_2O_5 1,64% при колебаниях от 0,4 до 3,98%, а во втором, верхнем, — 1,71% при колебаниях от 0,46 до 2,97%.

По минеральному составу руды первой зоны являются апатит-титаномагнетитовыми и апатит-ильменит-титаномагнетитовыми, второй — апатитовыми. Породообразующими минералами являются основной плагиоклаз, клинопироксен, оливин, в рудных габбро существенную роль играют ильменит и титаномагнетит. В первой зоне апатит распределен относительно равномерно, во второй — часто несет черты автометасоматического образования. Распределение его крайне неравномерное — в шлифах от 1 до 5—7%, редко 30%. Апатит в обеих зонах по оптическим свойствам относится к фтористой разновидности. Содержание двуокиси железа, титана и ванадия в апатитоносных рудных габбро первой зоны составляет соответственно 3—21, 0,5—10, 0,01—0,18%.

Прогнозные запасы P_2O_5 по массиву на глубину по падению на 1 км оцениваются в пределах 45 млн. т.

Массив горы Бол. Таскыл (междуречье Кии и Баянзаса) приурочен к зоне регионального разлома и прорывает кремнисто-карбонатные отложения верхнего рифея — венда (Приложение 3). Массив четко стратифицированный и имеет первично удлинненно-воронкообразную форму. Площадь

его около 50 км³. В составе его пространственно выделяются плагиоклазовые перидотиты, рудные, оливковые и нормальные габбро, габбро-анортозиты, габбро-диориты и диориты. В северной части массива распространены сиениты, слагающие вытянутые тела, вписывающиеся в общий контур плутона и залегающие согласно с элементами прототектоники габброидов (Дюков, 1968; Кривенко, 1971).

Повышенные содержания P_2O_5 выявлены почти во всех разновидностях габброидных пород массива: присгеймитах—4,66%, горнблендитах, образующих небольшие обособления в роговообманковых габбро,—1,3—3,67%, в титаномагнетитовых габбро—1,2—2,5%, в габбро-пироксенитах и пироксенитах—1,3—2,3%.

Апатит в породах обычно ассоциирует с темноцветными и рудными минералами, часто он образует сростки, приуроченные к границам зерен, реже в виде отдельных кристаллов включен в роговую обманку, пироксен, а иногда в плагиоклаз.

Размеры апатитоносных тел не установлены, мощность их в отдельных обнажениях достигает 20—30 м. На юго-западном фланге массива делювиальные свалы крупнозернистых роговообманковых габбро с апатитом (3—15%) прослеживаются на расстоянии около 5—6 км. Основная масса апатитопроявлений приурочена в разрезе плутона к определенным уровням. В полосе роговообманковых габбро намечается несколько апатитоносных горизонтов. В остальной части плутона апатитопроявления группируются в «стратиграфически» самой верхней части массива и в зоне, непосредственно прилегающей к полю роговообманковых габбро.

Усть-Кибрасский массив (среднее течение р. Усы) расположен в зоне Кузнецко-Алатауского глубинного разлома, форма его удлиненная (9 × 2,5 км). Массив прорывает карбонатные толщи нижнего рифея. В его составе установлены оливковые, нормальные и амфиболсодержащие габбро, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, оливковые габбро-нориты, диорит-анортозиты, габбро-пироксениты и пироксениты. Известно в габброидах рудопроявление бедных титаномагнетитовых руд. На западе в зоне контакта с более поздними сиенитами появляются габбро-сиениты и сиенито-диориты. Часть пород сильно разгнейсована и катаклазирована. Высокое содержание P_2O_5 характерно для всей площади массива и всех разновидностей слагающих его пород, а максимальное содержание (2,68%) его установлено в оливин-титаномагнетитовом габбро. Среднефоновое содержание P_2O_5 1,04%.

Массив горы Калбук (Узасский) находится в южной части Мрасского срединного массива на правобережье р. Узас (Приложение 3). Размер его 12 × 3—3,5 км. Он по отношению к структурам вмещающих толщ занимает дискордантное положение. Последние представлены кремнисто-карбонатными фосфатоносными породами верхнего рифея и венда и вулканитами нижнего кембрия.

Массив сложен базитами и сиенитами (Довгаль, 1962). Среди жильных пород встречаются нефелиновые разности, представленные лейкотералитами, нефелиновыми плагиоклазитами и нефелиновыми сиенитами, имеющими взаимные переходы.

Базитовая часть массива грубо расслоена и имеет удлиненную на северо-восток синклиналеподобную внутреннюю структуру. Среди габброидов описаны оливковые долериты и микрогаббро, оливковые нормальные габбро, габбро-пегматиты, габбро-диориты и пироксеновые диориты. Мало распространены рудные титаномагнетитовые габбро. Щелочные сиениты и нордмаркиты образуют предположительно пластовую интрузивную залежь мощностью 800 м в юго-западной части плутона.

Увеличение концентраций апатита наблюдается в узкой, около 10 м, полосе переработанных сиенитами габбро. Содержание P_2O_5 в них колеблется от 1 до 2,7% при фоне в нормальных габбро 0,14% (пределы 0,02—0,8%) и сиенитах 0,1% (0,06—0,2%).

Апатит распределен неравномерно. Более обогащена им верхняя половина апатитоносного горизонта. Здесь иногда отмечается слабо выраженное полосчатое распределение апатита: полосы и линзы мощностью до 2—3 см с резко повышенным до 10—15% содержанием апатита чередуются с более бедными. Апатит в основном имеет метасоматическое происхождение.

Формация щелочных габброидов, щелочных и нефелиновых сиенитов представлена среднедевонским Кия-шалтырским комплексом (Приложения 1,3), для которого характерен сложный петрографический состав и сложный механизм формирования с участием процессов щелочного метасоматоза и магматического замещения (Скобелев, 1967₁). В составе комплекса известно более 20 крупных и мелких интрузивных тел. На основе тектонической приуроченности все они разграничиваются на две группы (Андреева, 1968). В первую входят массивы, возникшие в пределах жестких блоков. К ней относятся массивы Кия-Шалтырский, горы Дедовой, Кургусульский, Булан-Кульский и др. Вторая группа представлена массивами, расположенными в подвижных межблоковых зонах: массивы горы Пестрой, Ударнинский, Тулулюльский и др.

Массивы блоковых структур, как правило, представлены полно дифференцированными сериями — габбро-тералит-ийолит (уртит)-фойяит; в массивах межблоковых зон в естественных сериях присутствуют чаще всего габбро и сиениты, нефелиновые сиениты (миаскиты) очень редки.

Апатит в щелочных нефелинсодержащих породах хотя и является существенной примесью, наряду с титаномagnetитом, но больших скоплений не образует. Максимальные концентрации его связаны с участками наиболее интенсивного проявления щелочного метасоматоза (нефелинизации).

Содержания P_2O_5 распределяются следующим образом (в вес. %): мельтейгиты — 0,80; ийолиты — 0,18—0,58; ийолит-уртиты — 0,42; уртиты — 0,38; нефелиновые сиениты — 0,02—0,44; тералиты — 1,49; эссекситы — 0,44; пироксениты — 0,15; габбро — 1,23; сиениты — 0,22; порфириты — 0,88.

Повышенная апатитоносность отмечена для Тулулюльского габбро-тералит-ийолит-фойяитового массива. Здесь скопления апатита известны на нефелиновом месторождении Веселом (правобережье р. Бол. Тулулю), сформированном в результате нефелинизации габбро и габбро-пироксенитов, вероятно, сиенит-габбровой формации. Процессу нефелинизации предшествовало сканирование габброидов, связанное с внедрением более ранней щелочно-сиенитовой интрузии. Тело метасоматитов, обнаженное на площади размером около 0,1 км², имеет сложную форму.

Отмечается закономерное повышение содержания P_2O_5 от внешних слабо нефелинизированных габбро к метасоматитам внутренней зоны: среднее содержание P_2O_5 в неизмененных габбро—0,29%, нефелинизированных габбро—0,82%, метасоматических ийолитах и ийолит-уртитах—1,26%, в нефелин-воластонит-пироксеновых метасоматитах — 0,79% и в нефелинизированных скарнах — 4,28%; в последних содержание P_2O_5 изменяется от 1,24 до 8,37%. Нефелинизированные скарны слагают центральную часть зоны нефелинизации. Ширина выходов их около 100 м, прослежены на 350 м. Апатит распределен крайне неравномерно и приурочен преимущественно к зернам пироксена и скоплениям граната и пироксена. Прогнозные запасы нефелиновых руд участка Веселый на глубину 100 м оцениваются в 30 млн. т. Среднее содержание P_2O_5 в них равно 2,51%, соответственно запасы апатита в этой массе должны составить 1,5 млн. т.

Повышенное содержание апатита и титаномagnetита (до 14%) свойственно и карбонатизированным ийолитам. В пределах массива оконтауривались зоны до 30 м мощности и протяженностью до 1 км вдоль контактно-реакционной зоны ийолитов и тералитов, где среднее содержание P_2O_5 1,5%.

Интерес в отношении апатитоносности представляет значительный по площади участок карбонатизированных ийолитов, расположенный среди габбро и габбро-пироксенитов с останцами кровли нефелинизированных порфиринов (тералит-диабазов). Здесь содержание апатита достигает иногда 6%, а местами он составляет самостоятельные маломощные прожилки с содержанием P_2O_5 от 7 до 8,5%.

Петропавловский массив. Здесь ийолитовые и уртитовые метасоматиты залегают среди щелочных габброидов типа тералитов и мельтейгитов. Содержание апатита в мельтейгитах иногда достигает 4%, в скарнированных урритах — 7%. Обогащенная апатитом зона имеет мощность 100 м, протяженность 1 км. Содержание P_2O_5 в зоне изменяется от 1 до 2,34% (Дюков, 1968).

В заключение можно подчеркнуть, что для поведения акцессорного апатита в рассмотренных ассоциациях характерны: 1) тесная парагенетическая связь апатита с темноцветной и особенно рудной частью породы; 2) концентрация этого минерала в участках с активно проявленными метасоматическими процессами — калишпатизацией (сиенитизацией), нефелинизацией, карбонатизацией (кальцитизация, канкринитизация).

Перспективными на апатит могут рассматриваться те массивы, в строении которых принимают участие меланократовые субщелочные, щелочные и основные породы с повышенным содержанием титаномагнетита (титанавгитовые габбро, а также ийолиты, мельтейгиты и другие бесполовошпатовые породы и темениты), в которых апатитовые обособления и его прослои могут формироваться либо в магматический этап становления массива, либо в послемагматическую стадию при участии наложенных процессов.

Представляют интерес данные по фосфатоносности эффузивных серий щелочно-габброидной и габбро-сиенитовой формаций, широко проявленных в Минусинском межгорном прогибе и в аспекте апатитоносности практически не изученных (рис. 15). Вулканические образования и связанные с ними интрузивы приурочены к впадинам, разделенным поднятиями. Они представлены пикритовыми порфиритами, щелочными базальтами, фонолитами, трахитами, тешенито-пироксенитами, тешенитами, нефелин-анальцимовыми сиенитами, тералитами. Во всех этих породах апатит — постоянная акцессорная примесь, всегда ассоциирующаяся с темноцветными и рудными минералами. Значительные (1,42—2,15%) содержания P_2O_5 установлены в тералитах Горячегогорского массива.

Г а б б р о - д и о р и т - г р а н о д и о р и т о в а я ф о р м а ц и я в пределах провинции распространена особенно широко (Приложение 1). Только в Кузнецком Алатау насчитывается свыше 40 массивов данной формации, представляющих собой конкордантные плутоны. Формирование их синхронно началу развития позднегеосинклинальных флишевых прогибов или, иначе, появлению геоантиклинальных структур. Установлен ряд массивов, несущих повышенную апатитовую минерализацию: Теренсинский, с которым связаны апатитопроявления Нинелиха и Каролиновка, Намштакский, Шорско-Тейский, Маганакский, Кискач, Куйсух (Жирова, Данилин, 1975). Все массивы сложены сходными по петрографическому составу породами — габбро, габбро-пироксенитами, горнблендитами, диоритами, реже сиенито-диоритами, габбро-диоритами, гранодиоритами. Размещение массивов контролируется зоной регионального разлома. Концентрация апатита в массивах связана главным образом с ультрабазитами и габбро.

К числу наиболее перспективных апатитопроявлений относится Намштакское, связанное с одноименным массивом площадью 6 км². Апатитовая минерализация приурочена преимущественно к рудным пироксенитам, габбро-пироксенитам и горнблендитами. Апатит присутствует в виде мелкой вкрапленности, реже образует небольшие скопления. Содержание его колеблется от 5,5 до 10—25%. Среднее содержание P_2O_5 (по данным

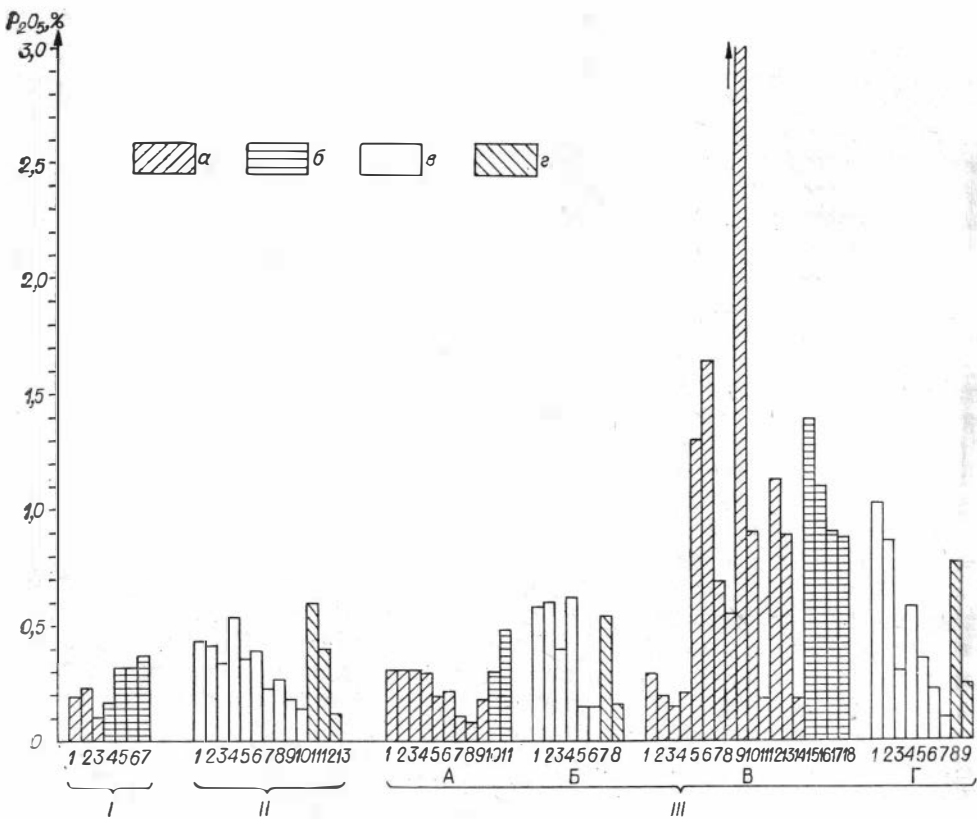


Рис. 15. График распределения P_2O_5 в породах апатитоносных формаций Кузнецкого Алатау. Составила Е. Д. Андреева.

Серии пород: а — эффузивные, б — гиабиссальные, в — интрузивные, г — жильные. I — габбро-диорит-диабазовая формация (геосинклинальная стадия развития, средний карбон). Эффузивные породы: 1 — диабазы, 2 — диабазовые порфириты, 3 — туфы диабазовых порфиритов; гиабиссальные породы: 4 — габбро-диабазы, 5 — габбро-диориты, 6 — диориты, 7 — кварцевые диориты. II — габбро-диорит-гранодиоритовая формация (орогенная стадия, средний — верхний карбон). Интрузивные породы: 1 — габбро-перидотиты, габбро-пироксениты, горнблендиты, 2 — габбро, 3 — габбро-диориты, 4 — габбро-монциты и диорит-монциты, 5 — диориты, 6 — сиенито-диориты, 7 — кварцевые диориты, 8 — кварцевые сиенито-диориты, 9 — гранодиориты, 10 — граниты; 11—13 — жильные породы основного (11), среднего (12) и кислого (13) состава. III — А — трахибазальтовая формация. Эффузивные породы: 1 — базальты, диабазы, диабазовые и лабрадорные порфириты, 2 — трахибазальты, 3 — андезито-базальты, андезиты и их порфириты, 4 — трахиандезиты и их порфириты, 5 — трахиты, плагипорфириты, ортофириты, 6 — кварцевые плагипорфириты, ортофириты, трахиты, 7 — кварцевые трахиты, 8 — риодациты, фельзиты, кварцевые порфириты, 9 — туфо- и лавобрекчии; гиабиссальные породы: 10 — диабазы, долериты, диабазовые и лабрадорные порфириты, 11 — трахидолериты, эссексит-диабазы. Б — габбро-сиенитовая формация. Интрузивные породы: 1 — габбро, 2 — щелочное габбро, 3 — диориты, 4 — диорит-монциты, 5 — сиениты, 6 — граниты; жильные породы: 7 — лампрофириты, 8 — сиенит-порфириты и граносиенит-порфириты. В — щелочно-базальтовая формация. Эффузивные породы: 1 — пикритовые порфириты, анкармиты, 2 — оливинные базальты, 3 — андезито-базальты, 4 — трахиандезито-базальты, 5 — трахиандезиты, 6 — андезиты, 7 — трахиты, 8 — линозайты, 9 — нефелиновые пошониты, 10 — тефриты, 11 — базаниты, 12 — нефелиниты, 13 — берещиты, 14 — фонолиты; гиабиссальные породы: 15 — тешенит-пироксениты, меланократовые тешениты, 16 — тешениты, лейкократовые тешениты, 17 — тешенито-сиениты, 18 — нефелин-анальцимовые сиениты. Г — щелочно-габброидная формация. Интрузивные породы: 1 — титаноавгитовые габбро, 2 — тералиты, 3 — эссекситы, 4 — ийолиты, 5 — уртиты, 6 — фойзиты, 7 — миаскиты; жильные породы: 8 — берещиты, 9 — камигонины, нефелиновые сиениты, сиенит-аллиты.

Примечание. Данные заимствованы: по формациям I, II, III, А — из методического руководства «Химические составы магматических горных пород Кузнецкого Алатау», 1975; по формациям III-Б — у В. Н. Довгаля, 1968; III-В — у Л. С. Бородина, В. С. Гладких, 1967; В. С. Гладких, Б. А. Соломинская, 1968; III-Г — у Е. Д. Андреевой, 1968.

46 анализов) 2,60%. В габброидах и диоритах концентрация апатита заметно понижена: 1,0 и 0,5% P_2O_5 . Отмечается возрастание содержания апатита в амфиболлизированных пироксенитах и резкое снижение — в хлоритизированных, серицитизированных и эпидотизированных разностях.

Аналогичный характер размещения апатитовой минерализации установлен и в других массивах данной формации. В некоторых из них (Те

ренсинский) отмечается связь апатитового оруденения с тектонически ослабленными зонами. В их пределах апатит нередко обособляется в виде мономинеральных жил и прожилков (апатитопроявление Каролиновка). Прожилковидные скопления апатита устанавливаются также на контакте основных пород с сиенитами и в катаклазированных диоритах.

Основная масса апатита в массивах образована, видимо, в магматическую стадию. Некоторые исследователи ведущую роль в его формировании отводят метасоматозу. Несмотря на наличие повышенных концентраций апатита в массивах, вряд ли есть основания ожидать выявления в них крупных скоплений, достигающих уровня месторождений.

Г а б б р о - д и о р и т - д и а б а з о в а я ф о р м а ц и я представлена дайками и мелкими штоками габбро, габбро-диоритов, диоритов, диабазов, описанных в составе буйского, базасского, таловского, тюримского интрузивных комплексов. В настоящее время перечисленные комплексы объединяются в буйский комплекс. Скопления апатита неизвестны. Среднее содержание P_2O_5 ниже кларка основных пород. Апатит является обычно аксессуарным минералом. Относительно повышенные содержания его (0,54%) отмечены только в габбро-диабазе, обнажающихся по р. Тюрим.

Д у н и т - п и р о к с е н и т - г а б б р о в а я ф о р м а ц и я (Приложение 1). К ней предположительно относится группа массивов, сложенных пироксенитами, серпентинитами, габбро и в подчиненном количестве дунитами. Ряд исследователей считает их образованиями габбро-перидотитовой формации. Примерами являются Среднетерсинский и Усинский плутоны в центральной части Кузнецкого Алатау (Пругов, 1971). Содержания P_2O_5 в породах массивов обычно не превышают сотых долей процента. Несущественное повышение содержания апатита участками отмечается также в габброидах перидотит-пироксенитовой и перидотит-пироксенит-норитовой формаций.

В пределах провинции известны, кроме того, интрузивные образования, относящиеся к потенциально апатитоносной формации щелочных и нефелиновых сиенитов (тайдонский и каратагский комплексы, верхний девон). Однако каких-либо апатитопроявлений в связи с ними пока не известно.

МАЙМЕЧА-КОТУЙСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Маймеч-Котуйская провинция расположена в заполярной части Сибирской платформы на севере Красноярского края в бассейне рек Маймеч и Котуй (Приложение 1).

Геотектоническая позиция провинции определяется ее положением в зоне сочленения структур Сибирской платформы: докембрийского Анабарского щита, верхнепалеозойской — нижнемезозойской наложенной Тунгусской синеклизы и мезокайнозойского наложенного Хатангского прогиба (Приложение 7).

В районе выделяются три структурных этажа: а) основание (архей — первая половина раннего протерозоя), сложенное гнейсами, мигматитами, кристаллическими сланцами; б) платформенный этаж (вторая половина раннего протерозоя — поздний протерозой, конец позднего протерозоя — ранний кембрий), представленный терригенными и карбонатными образованиями; в) этаж активизированной платформы или эпиплатформенный (конец раннего карбона — триас, конец ранней юры — мел), сложенный вулканогенно-осадочными, терригенными и углистыми образованиями, выделяющийся резкой сменой тектонического режима в связи с тектономагматической активизацией региона (Басков и др., 1966).

Среди магматических образований особый интерес представляет формация ультраосновных щелочных пород и карбонатитов, с которой

связаны различные полезные ископаемые, в том числе и апатит. Остальные интрузивные комплексы, представленные дайками и силлами долеритов, трахидолеритов, гешенитов, пикритов, а также трубками взрыва кимберлитов, развиты незначительно и не несут сколько-нибудь интересной рудной минерализации.

Всего в провинции известно 22 массива ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов, наиболее крупными из которых являются Гулинский (около 470 км²), Одихинча (56 км²), Маган (42 км²), Бор-Урях (17 км²), Седете (18 км²), Кугда (26 км²), Немакит (4,5 км²), Ессей (12 км²) и др. (Приложение 7). Массивы многофазные, в их строении принимают участие (в последовательности образования): 1) оливиниты и дуниты-перидотиты; 2) мелилитовые породы; 3) якупирангиты; 4) мельтейгиты, ийолиты, уртиты; 5) нефелиновые и щелочные сиениты; 6) карбонатиты, магнетит-апатитовые и некоторые другие породы. Полностью все эти породы представлены только в одном — Гулинском — массиве, в остальных отдельные группы пород отсутствуют или развиты слабо.

В горизонтальном срезе многие массивы имеют грубоконцентрическое зональное строение с последовательной сменой от периферии к центру более молодых пород древними или наоборот. По мнению А. А. Фролова (1975), для массивов ультраосновных — щелочных пород характерна вертикальная зональность: глубинные части их сложены гипербазитами; средние — щелочными породами; приповерхностные — карбонатитами, нефелиновыми и щелочными сиенитами, нефелинитами и др.

Возраст массивов по данным определений калий-аргоновым методом 225—245 млн. лет, т. е. триасовый.

Апатитовое оруденение известно пока в 6 из 22 массивов ультраосновных щелочных пород: Ессей, Ыраас, Маган, Гули, Одихинча, Далбыха (Приложения 1, 7). Из них первые четыре могут рассматриваться как крупные месторождения апатита.

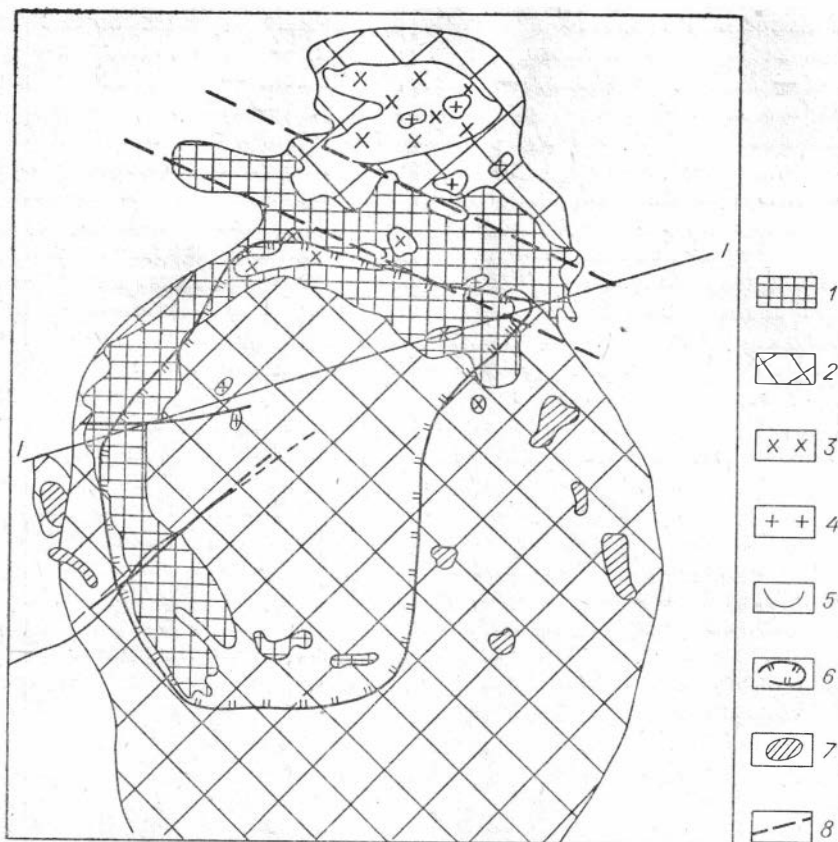
По своему расположению апатитоносные щелочно-ультраосновные массивы объединяются в 3 группы: 1) южную, находящуюся в 400 км от порта Главсевморпути Хатанга и представленную массивом Ессей; 2) центральную — в 220—230 км от Хатанги — массивы Ыраас, Маган, Далбыха; 3) северную — в 100—150 км, представленную массивами Гули и Одихинча.

Массив Ессей расположен в 30 км к северу от оз. Ессей в Илимпейском районе Красноярского края. Массив ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов изометричный по форме, приурочен к пересечению субмеридионального Маймеча-Котуйского разлома с диагональным Курейским разломом (Приложение 7).

Вмещающими породами являются ордовикские мраморы, которые в районе интрузии образуют куполовидное поднятие с углами падения на контакте с массивом до 65°, а в 7 км от него — 10—12°. Куполовидная структура четко фиксируется по данным аэромагнитной съемки изометричной аномалией интенсивностью 15 мЭ. Почти вся поверхность массива покрыта водно-ледниковыми отложениями мощностью от 1—2 до 60 м.

В северной части массива мощность четвертичных отложений невелика (1—1,5 м). Остальная часть его покрыта более мощными наносами, под которыми залегает доледниковая кора выветривания. Массив изучен слабо. Здесь в 1964 и 1971 гг. проведена детальная магнитная съемка, пробурено 3 радиальных профиля скважин глубиной до 50 м, но преимущественно 25—30 м. Профили отстоят друг от друга на 900—1700 м. Расстояния между скважинами 50—100 м. Выполнен небольшой объем канавных работ.

Большая часть скважин не вышла из коры выветривания. Наиболее глубокими вскрыты апатит-магнетитовые породы кольцевой зоны, в пределах которой в ее южной части наряду с апатитом распространен также другой фосфатный минерал — франколит.



Разрез по линии 1-1



Рис. 16. Схематическая геологическая карта апатитовосного массива Эссей.

1 — апатит-магнетитовые породы; 2 — карбонаты; 3 — оливиниты, перидотиты; 4 — ийолит-мельтейгиты; 5 — геологические границы разновозрастных пород предполагаемые; 6 — предполагаемый контур коры выветривания; 7 — участки апатит-магнетитовых пород, предполагаемые по данным магнитометрии; 8 — предполагаемые тектонические нарушения.

Размеры зоны в плане 6 км × 150—500 (в среднем 200) м, площадь 2,0 км². Глубина распространения руд, определенная с помощью геофизических данных, не менее 500 м. Углы падения, вероятно, крутые (65—80°) и направлены к центру массива. Зона апатит-магнетитовых пород окружена карбонатами, размеры тел которых пока не выяснены (рис. 16). В центральной части массива выявлено тело апатит-магнетитовых пород площадью 0,1 км².

В северной части массива обнажаются ийолиты и оливиниты, среди которых обнаружено три тела апатит-форстерит-магнетитовых пород суммарной площадью 0,78 км². Предполагается, что на некоторой глубине они образуют единую рудную залежь, вытянутую в северо-западном направлении. Судя по геофизическим данным, углы падения крутые (70—80°) с наклоном к центру массива, глубина распространения 700—800 м.

Минеральный состав апатит-магнетитовых пород: магнетит с гидрогетитом — 36,0%; апатит с франколитом — 63,5%, акцессорные минералы (бадделейт, циркон, флогопит) — 0,5%.

Минеральный состав апатит-форстерит-магнетитовых пород: магнетит (с небольшим количеством пирротина) — 59,4%, оливин — 11,7%, апатит — 14,4%, карбонат — 11,1%, флогопит — 2,0%, бадделейт — 0,1%, шпинель — 0,11%, серпентин, хлорит — 1,2%.

Среднее содержание P_2O_5 в апатит-магнетитовых породах 17,56%, окиси железа — 25,45%, в апатит-форстерит-магнетитовых породах соответственно 4,60 и 39,50%. Коэффициенты вариации P_2O_5 в первых 48%, во вторых — 99%. Между содержаниями окисей железа и фосфора имеется обратная связь: коэффициент корреляции в апатит-магнетитовых породах для этих компонентов — 0,73, в апатит-форстерит-магнетитовых — 0,82.

Из элементов-примесей, присутствующих в несколько повышенных (по отношению к кларкам) количествах, установлены цирконий, а также свинец (до 0,02%), медь (до 0,01%), стронций (до 0,6%).

Существуют две точки зрения об образовании апатит-магнетитовых и апатит-форстерит-магнетитовых пород Ессей. По мнению Л. С. Егорова и др. (1976), они образовались в два этапа. Породы северной части полукольца апатит-форстерит-магнетитового состава он выделяет под общим названием «фосфориты» и относит к докарбонатитовым образованиям, а апатит-магнетитовые породы с франколитом южной части полукольца, характеризуя термином «нельсониты», считает послекарбонатитовыми. Те и другие, по его мнению, являются интрузивно-магматическими образованиями, об этом свидетельствуют их относительно постоянный состав (для нельсонитов он близок к составу эвтектики в системе магнетит — фтор-apatит), присутствие высокотемпературных включений в главных минералах и директивно-флюидальные текстуры.

Следует, однако, заметить, что геологических данных и возрастной последовательности карбонатитов, нельсонитов и фосфоритов массива Ессей пока нет.

По мнению Л. Т. Жировой, некоторые различия минерального состава апатит-магнетитовых пород связаны с влиянием последующих гипергенных процессов, способствовавших большему или меньшему разложению силикатных минералов и образованию гидроокислов железа и франколита. Широкое площадное развитие формации коры выветривания, охватившее всю южную часть полукольца магнетит-apatитовых пород, в настоящее время не вызывает сомнений. Кора выветривания вскрыта канавами, скважинами и более или менее изучена. С другой стороны, исследования газово-жидких включений в апатитах из различных участков апатит-магнетитовых пород показали одинаковые температуры гомогенизации (в пределах 300—450°), что свидетельствует о сходных условиях и близкосо-временном их образовании (Романчев, Жирова, 1977). Если учесть установленные примеры цементирования карбонатитом обломков апатит-магнетитовых пород, можно считать, что все они в равной мере представляют докарбонатитовые образования.

Л. Т. Жирова полагает также, что наличие многочисленных брекчий среди карбонатитов свидетельствует о том, что процесс образования карбонатитов был прерывистым. Образование трещин, сопровождавшееся дроблением пород, возобновлялось многократно, в связи с чем минералообразование носило пульсирующий характер, при этом выполнение открытых полостей сопровождалось процессами фосфатно-железосодержащего метасоматоза. Основными каналами для поступления рудного вещества послужили кольцевой и линейные разломы, обусловившие размещение и общую морфологию рудного тела.

Прогнозные запасы руд формации коры выветривания до 50 м оцениваются в 30,6 млн. т при среднем содержании P_2O_5 17,5%, а по коренным рудам до глубины 400 м — 143 млн. т при среднем содержании P_2O_5 10%.

Месторождение Браас расположено в 220 км южнее пос. Хатанга и в 600 км восточнее г. Норильска на территории Таймырского автономного округа Красноярского края. Положение месторождения контроли-

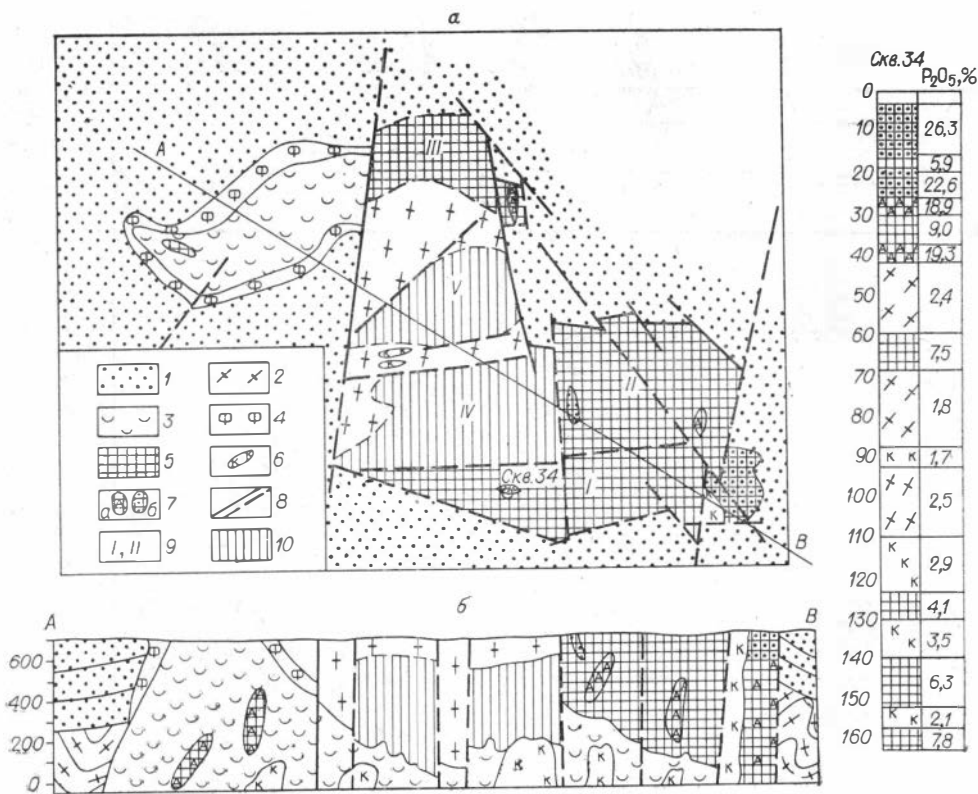


Рис. 17. Схематическая геологическая карта массива Браас.

а — разрез по скв. 34, месторождение Браас, б — схема глубинного строения месторождения Браас по геофизическим данным (разрез по линии А—В).
 1 — песчаники, верхний протерозой; 2 — гнейсы, архей; 3 — ийолиты, триас; 4 — фениты; 5 — рудная толща; 6 — карбонатиты; 7 — отдельные наиболее крупные тела апатит-магнетитовых (а) и франколитовых (б) руд; 8 — тектонические нарушения установленные и предполагаемые; 9 — номера рудных зон; 10 — рудные зоны, предполагаемые по геофизическим данным.

руется пересечением Маймечинской и Западно-Анабарской зон глубинных разломов (Приложение 7).

Вмещающими породами являются верхнепротерозойские песчаники, образующие куполовидную структуру, нарушенную сбросо-сдвигами. Размеры структуры, по данным аэромагнитной съемки, 13 × 8 км, углы падения осадочных пород от 15 до 1—2°.

В 1972—1974 гг. на месторождении пробурено 66 скважин глубиной 30—100 м, 3 скважины глубиной 165—200 м; проведены гравиметрическая и магнитная съемки. Сеть скважин в юго-восточной части месторождения в среднем 500 × 200—300 м, в центральной и западной 1000 × 200—300 м.

Месторождение Браас имеет сложное блоково-тектоническое строение (рис. 17). В северной части его на площади около 1,6 км² обнажаются ийолиты, представляющие, вероятно, апикальную часть глубинной ультраосновной — щелочной интрузии (рис. 17, б). Центральную и восточную части (7,0 км²), почти не обнаженные, слагают архейские гнейсы, выведенные на дневную поверхность интенсивным проявлением дизъюнктивной тектоники и внедрением интрузии Браас. Рудоносными являются главным образом фенитизированные, апатитизированные гнейсы, содержащие многочисленные прожилки и более крупные тела апатит-магнетитовых пород и карбонатитов. В совокупности эти породы образуют единую рудную толщу, в которой рудные прослои среди гнейсов мощностью 0,8—2,75 м представлены преимущественно апатит-магнетитовыми породами. В количественном отношении на площади преобладают (30,8%) рудные

Параметры рудоносности по месторождению Ыраас

Зоны	Размеры			Количество скважин	Опробовано, п.г.	Среднее содержание P_2O_5 , %	Коэффициент рудоносности	Среднее содержание P_2O_5 при подсчете с коэффициентом рудоносности, %
	длина, м	ширина, м	площадь, км ²					
I	3000	100— —300	1,24	18	1163	11,65	0,56	17,13
II	1300	900— —1000	1,24	17	1007	8,29	0,41	13,18
III	800— 100	500— —850	0,64	6	436	7,03	0,15	10,65

гнейсы, в которых более 4% P_2O_5 . 29% площади составляют безрудные гнейсы, содержащие менее 4% P_2O_5 . Франколитизированные породы составляют 20,5%, апатит-магнетитовые — 11,7%, карбонатиты — 8% площади месторождения.

Структура рудного поля наиболее близка к штокверковой, осложненной системой субпараллельных крутопадающих рудных жил. В пределах рудного поля, по данным магнитной съемки и гравиметрии, выявлено пять рудных зон, три из них подтверждены бурением. Они представляют собой тектонические блоки, в разной степени приподнятые и соответственно характеризующиеся неодинаковым эрозионным срезом. Данные о размерах и рудоносности зон I, II, III приводятся в табл. 8.

Мощность рудной толщи, по геофизическим данным, около 500 м, бурением она вскрыта на 400 м. В пределах лучше изученного интервала 0—100 м содержание P_2O_5 в зоне I с глубиной почти не изменяется (в интервале 0—50 м — 11,98%, 50—100 м — 12,14%), в зоне II убывает (от 9,49 до 6,58%), а в зоне III несколько возрастает (от 6,15 до 7,65%).

В рудных зонах I, II, III отмечаются продукты формирования коры выветривания, мощность которой непостоянная и варьирует от 1 до 146 м. Формация коры выветривания представлена каолинизированными, лимонитизированными, часто дезинтегрированными гнейсами (сохраняющими, однако, реликты первичной текстуры) с прослоями лимонитизированных апатит-магнетитовых пород, превращенных в бурую «сыпучку».

В отдельных участках продуктов формирования коры выветривания распространена франколитизация пород, которая занимает нередко довольно большие площади. Однако масштабы развития франколита пока в достаточной степени не изучены. Вопросы генезиса его также дискуссионны. Одни исследователи относят франколит к продуктам формирования коры выветривания (Занин, Жирова, 1972). Указывается, в частности, на то, что температура гомогенизации газовой-жидких включений в нем составляет 19—20°C (Романчев, Жирова, 1977). Л. С. Егоров и Е. Л. Данилин считают происхождение франколита гидротермальным.

В юго-восточной части месторождения франколитизированные породы залегают над карбонатитами, образуя крупное тело площадью около 0,49 км². На остальной площади они встречаются в основном в виде отдельных небольших зон, приуроченных к участкам развития апатит-магнетитовых пород и карбонатитов. Глубина распространения франколитизации пород не менее 100 м. Скважиной 15 они прослежены до глубины 175 м, сменяясь полосчатыми карбонатитами.

Е. Л. Данилиным, по предварительным данным, на месторождении выделено четыре типа руд, количественное соотношение которых до глубины 150 м ориентировочно следующее: 1) кора выветривания рудных гнейсов и карбонатитов — 50—60%; 2) рудные гнейсы с жилами апатит-

магнетитовых пород и карбонатитов — 25—35%; 3) апатит-магнетитовые руды — 5—10%; 4) франколитизированные породы — 10—20%.

Первый тип руд слагает приповерхностные части до глубины 100 м в рудной зоне I и до 70 м в рудной зоне II. Второй тип руд слагает зону III на всю известную глубину, а в зонах I и II — ниже глубин соответственно 100 и 70 м, предположительно не менее чем на 400 м.

Согласно данным Е. Л. Данилина, основная масса апатит-магнетитовых руд встречается в виде маломощных жил среди гнейсов и добываться будут лишь отдельные крупные тела. Франколитизированные породы в качестве самостоятельного типа руд могут быть выделены пока только в юго-восточной части месторождения, где они образуют тело площадью 0,19 км².

Л. Т. Жирова считает, что магнетит-apatитовые породы, образующие сравнительно маломощные участки среди гнейсов, селективно отрабатываться не будут, а должны войти соответственно в состав рудных гнейсов.

Минеральный состав первых двух типов руд довольно сложный. В невыветрелых оруденелых гнейсах присутствуют минералы гнейсов, апатит-магнетитовых жил и карбонатитов. Кора выветривания гнейсов, кроме реликтовых минералов, содержит новообразованные франколит, глинистые минералы и минералы гидроокислов железа.

Средний минеральный состав апатит-магнетитовых руд месторождения Ыраас: апатит — 42,7%, магнетит — 43,4%, флогопит — 2,2%, амфибол — 2,9%, кварц — 1,6%, гидроокислы железа — 7,2%, карбонаты, бадделеит—единичные зерна. Отличия от эссейских апатит-магнетитовых руд заключаются главным образом в присутствии здесь амфибола (тремолита) и в повышенном содержании флогопита.

Франколитизированные породы состоят в основном из вторичного карбонат-фтор-apatита (франколита) (75—99%), магнетита, лимонита, минералов марганца, кварца (1—25%).

Средние содержания в выветрелых оруденелых гнейсах P_2O_5 — 11,20%, Fe_2O_3 — 11,6%, в невыветрелых P_2O_5 — 7—8%, Fe_2O_3 — 11—12%. Апатит-магнетитовые руды содержат 14,98% P_2O_5 и 30,47% Fe_2O_3 ; франколитизированные породы 20,01% P_2O_5 и 12,64% Fe_2O_3 .

Содержание элементов-примесей в основной массе руд не выходит за пределы кларка. Исключение составляют франколитизированные породы, в которых присутствуют в повышенных количествах стронций, барий и др.

Генезис ыраасских руд близок к эссейским. Внедрение остаточного железосфератного расплава, генетически связанного с ультраосновной—щелочной интрузией вызвало специфическую «мигматизацию» гнейсов (Данилин, Гордиенко, 1976).

В начальной стадии этого процесса в гнейсах образовались многочисленные ветвящиеся апатит-магнетитовые и карбонатитовые прожилки. При дальнейшем поступлении рудного расплава гнейсы преобразовались в апатит-магнетитовые породы, имеющие нечеткие извилистые контакты. Процесс образования апатит-магнетитовых пород сопровождался их карбонатизацией. При этом тела карбонатитов занимают секущее положение как по отношению к гнейсам, так и апатит-магнетитовым породам.

Прогнозные запасы руд формации коры выветривания со средним содержанием P_2O_5 11,2% до глубины 70 м составляют 66 млн. т P_2O_5 . Запасы коренных руд, содержащих P_2O_5 в среднем 8,2%, до глубины 400 м оцениваются в 246 млн. т P_2O_5 .

Месторождение Маган располагается в 35 км западнее месторождения Ыраас в междуречье Джогджо и Маган. Массив ультраосновных—щелочных пород, с которым связано месторождение, приурочен к зоне пересечения Котуйского глубинного разлома северо-западного простирания с субширотным Маймечинским разломом (Приложения 1, 7). Вмещающими породами являются терригенные и карбонатные отложения верхнего про-

терозоя, образующие (как и на участках других массивов) куполовидную структуру. Углы падения на контакте с массивом $60-70^\circ$, а в 2—3 км от него — $1-2^\circ$.

В 1958 и 1961 гг. на массиве проводились поисковые работы на слюду и редкие металлы, в результате которых выявлено крупное месторождение флогопита.

Поиски апатита были начаты в 1971 г. Красноярским территориальным геологическим управлением в содружестве с ГИГХСом, был выполнен небольшой объем буровых работ (скважины глубиной от 50 до 300 м), проведены магнитная съемка масштаба 1 : 10 000, гравиметрия и фторо-нейтронно-активационная съемка.

Массив Маган представляет собой плутон центрального типа площадью 42 км², около 80% которого слагают ийолиты. В центральной части они прорваны штокообразным телом карбонатитов, а в периферической, преимущественно северной сложены нефелиновыми сиенитами (рис. 18). Основным интерес в отношении апатитоносности представляет контактовая зона массива, сложенная породами фенитовой серии: эгиринитами, твейтозитами, фонитами. Образование их связано с процессами щелочного метасоматоза протерозойских песчаников и кварцитов при внедрении ультраосновной—щелочной интрузии.

Эгириниты-фениты образуют кольцевую зону протяженностью около 23 км, шириной 100—500 м (в среднем 270 м) и площадью 5,5 км². Вертикальный интервал их распространения, по данным бурения, не менее 300 м, падение предположительно крутое в стороны от центра массива.

Эгириниты-фениты состоят в основном из эгирин-диопсида, калиевого полевого шпата и апатита, количественные соотношения между которыми варьируют в очень широких пределах. В эгиринитах — наиболее меланократовых разностях фенитовой серии — полевого шпата до 20%, в твейтозитах — 20—50%, в фенитах — 50—100%. Второстепенные и акцессорные — флогопит, тремолит, сфен, кальцит, кварц, щелочная роговая обманка и др.

Предварительные результаты работ позволяют выделить несколько участков, различающихся по содержанию пятиоксида фосфора. Наиболее перспективными из них являются западная часть эгиринитовой зоны площадью 0,9 км² со средним содержанием P_2O_5 по двум буровым профилям 10,81% и северная — площадью 0,6 км² со средним содержанием P_2O_5 по четырем пересечениям 8,12%. Остальные участки содержат 3,7—5% P_2O_5 .

Помимо апатитосодержащих эгиринитов в массиве Маган известны бедные фосфором флогопит-магнетитовые породы и апатитовые ийолиты. Они вскрыты отдельными скважинами в центральной и южной частях массива, характеризующимися аномальным магнитным полем интенсивностью до 700 мЭ. Форма отдельных тел не установлена, общая площадь их распространения около 5 км².

Породы состоят главным образом из кальцита, магнетита, оливина и флогопита (развивающегося по оливину и другим минералам). Апатит встречается редко, преимущественно среди кальцитовых и флогопитовых агрегатов в количестве до 10%. Среднее содержание P_2O_5 по скважине глубиной 220 м, пробуренной в северной части зоны, 1,33%, Fe_2O_3 — 33,7%. В отдельных интервалах мощностью до 9 м содержание P_2O_5 3,5%. Вблизи скважины на поверхности отмечались обломки руды, состоящей на 50—60% из апатита и 40—50% из магнетита.

В юго-восточной части этой зоны скважиной глубиной 500 м вскрыто 8 тел (преимущественно на глубине 400—500 м) суммарной мощностью 122 м с содержанием Fe_2O_3 — 22—44% и P_2O_5 — до 0,5%.

Апатитоносные ийолиты образуют полукольцевую зону протяженностью около 9 км и шириной 250—700 м. Распределение апатита в ийолитах неравномерное: гнезда, прожилки, редкая вкрапленность. Среднее содержание P_2O_5 на глубине 2,78%, а на поверхности 3—3,5%.

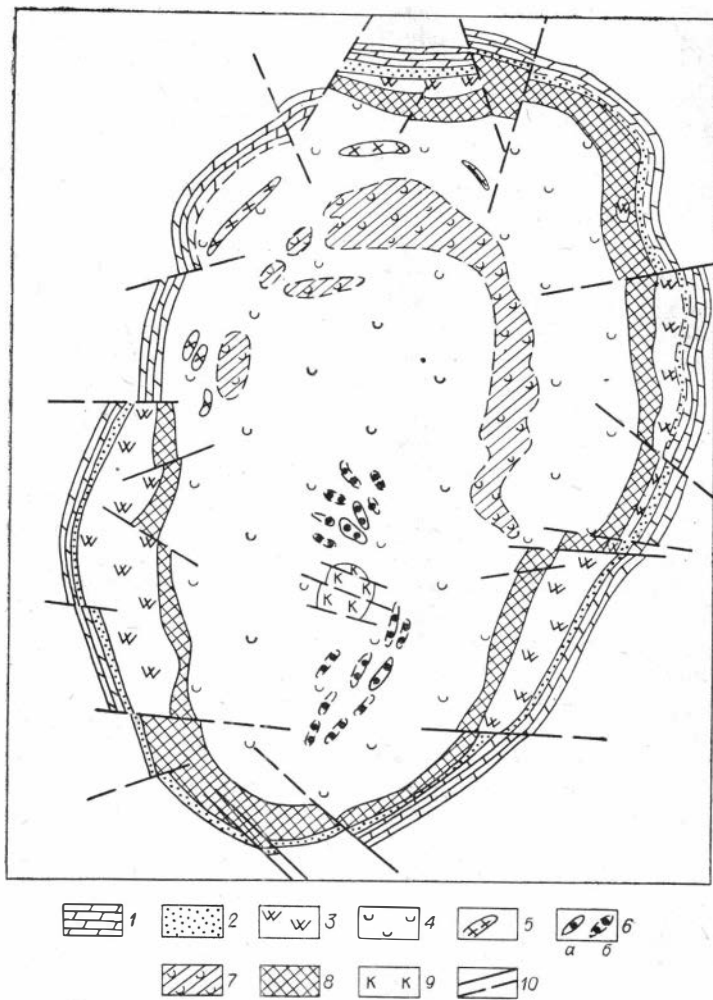


Рис. 18. Схематическая геологическая карта апатитоносного массива Маган.

1—3 — верхнепротерозойские отложения (1 — доломиты, 2 — алевролиты, 3 — кварциты); 4 — ийолиты, триас; 5 — нефелиновые сиениты; 6 — «камафориты»; 7 — апатитоносные ийолиты; 8 — апатитоносные эгириниты-фениты; 9 — карбонатиты; 10 — тектонические нарушения установленные и предполагаемые.

Генезис апатитовых эгиринитов метасоматический. Источником фосфора явилась ультраосновная—щелочная интрузия Маган. Локализация руд преимущественно в контактовой зоне обусловлена значительным градиентом химического состава щелочной интрузии и вмещающих кварцевых песчаников. Это способствовало усиленной миграции фосфора из интрузии в боковые породы. Размещение эгирин-apatитовых руд, согласно данным Л. Т. Жировой, связано с пересечениями кольцевой зоны контакта интрузии радиальными разломами. Апатитоносные ийолиты представляют собой, вероятно, автометасоматические образования.

Прогнозные запасы апатитовых эгиринитов с содержанием P_2O_5 8—10% до глубины 400 м оцениваются в 1750 млн. т (170 млн. т P_2O_5). Кроме того, имеется еще примерно 4600 млн. т апатитовых эгиринитов со средним содержанием P_2O_5 3,7—5% (235 млн. т P_2O_5).

Массив Гули расположен в междуречье Маймечи и Сабыды, в 140 км юго-западнее пос. Хатанга и в 540 км северо-восточнее Норильска, на территории Таймырского автономного округа Красноярского края (При-

ложения 1, 7). Массив сложный, многофазный, включает карбонатитовые штоки — Южный (4,3 км²) и Северный (3 км²), расположенные в 4 км друг от друга.

Повышенные концентрации фосфатов в Гулинском массиве связаны с породами якупирангит-мельтейгит-ийолитового ряда; с флогопитовыми метасоматитами, развитыми как по гипербазитам, так и по щелочным породам; с карбонатитами и франколитизированными карбонатитами.

Якупирангит—мельтейгит-ийолиты образуют, по-видимому, небольшие штоки размером до 300—400 м. По данным Л. Т. Жировой, количество апатита в этих породах составляет в среднем 6—8%, но иногда встречаются участки, содержащие до 20% апатита, контролируемые трещиноватостью пород, флогопитизацией, сфенитизацией, мелонитизацией, но они имеют узлокальное развитие и практического интереса не представляют.

Более высокие концентрации апатита связаны с флогопитовыми метасоматитами (автореакционные скарны по Е. М. Эпштейну и др., 1961). Эти породы слагают зону длиной около 3,5 км, шириной 0,3—0,8 км, общей площадью 2 км², окаймляющую с севера Южный карбонатитовый массив. Содержание апатита в флогопитовых метасоматитах колеблется от 2,5 до 50—70%. Наибольшие его концентрации отмечены в метасоматических породах кальцит-нефелин-диопсидового, нефелин-пироксенового и меланит—пироксенового состава. Апатит находится здесь в тесной парагенетической связи с флогопитом, перовскитом, титаномagnetитом и меланитом. Оруденение имеет неравномерный гнездовый характер и распространяется на глубину не менее чем 130 м. В одном из изученных участков (№ 1) среднее содержание P₂O₅ достигает 5—6%.

Карбонатиты Северного массива, за исключением отдельных небольших площадей, содержат в среднем 1,5—2% P₂O₅. Карбонатиты Южного массива значительно богаче апатитом, но распределен он крайне неравномерно. Наиболее обогащены апатитом средне- и мелкозернистые кальцитовые карбонатиты, где содержание апатита колеблется от 1 до 30%, составляя в среднем 8—9%. Повышенное содержание апатита (до 15%) отмечается в небольших участках тектонических нарушений. В доломитовых карбонатитах содержание апатита 3—4%, и только на отдельных участках, сложенных равномернозернистыми разностями этих пород, количество апатита повышается до 6%.

Франколитизированные карбонатиты встречаются в виде небольших (от первых метров до 400 м) тел. Содержание P₂O₅ 24—28%.

Для оценки перспектив апатитоносности Гулинского месторождения необходимы детальные поиски.

Массивы Далыбинской группы общей площадью 5—7 км² расположены в 80 км западнее массива Малан, сложены в основном щелочными породами и карбонатитами (Приложение 7). В щелочных породах (ийолит-мельтейгитах) отмечается повышенное содержание апатита. Вблизи одного из массивов выявлена трубка взрыва, выполненная франколитизированной брекчией. Содержание P₂O₅ в пробе 28,63%. Размеры тела 60×180 м. Есть основания считать, что разрозненные тела, выходящие на поверхность, на глубине объединяются в единый массив щелочных пород и карбонатитов, с которым может быть связано более значительное оруденение.

Массив Одихинча расположен в 120 км южнее порта Хатанга, в районе горы Одихинча на правом берегу р. Котуй (Приложение 7). В массиве, сложенном преимущественно ийолитами, апатитовое оруденение представлено двумя основными типами: а) жильным, связанным с пегматоидными породами (преимущественно флогопитоносными); б) вкрапленным, связанным с измененными ийолит-мельтейгитами (милонитизированными либо эгиринизированными).

Жильные разности представлены двумя десятками тел, длина их по простиранию от 30 до 450 м, мощность от 1—2 до 25 м. Содержание P₂O₅ 8—10%. Прогнозные запасы P₂O₅ около 100 тыс. т. В измененных ийולי-

Результаты технологических испытаний апатитовых руд Маймеча-Котуйской провинции

Месторождение	Рудные породы	Содержание в апатитовом концентрате, %		Извлечение Фосфора, %	Выход концентратов, %
		P ₂ O ₅	Fe		
Ессей	Апатит-форстерит-магнетитовые и апатит-магнетитовые	36—38,7	2,70— —5,65	80,7— —94,5	31,9— —43,3
Браас	Апатит-магнетитовые породы, апатитоносные гнейсы	38,79— —40,21	1,77— —2,09	72—80	18,7— —38
	Выветрелые гнейсы	34,3	0,87	63	18,3
Маган	Апатитовые эгириниты	36—38	0,3—1,23	81,6— —95,9	9—48,5

тах содержание P₂O₅ от 1,4 до 2,4%, размеры отдельных участков до 2 км².

По мнению В. П. Богадицы, в массиве Одихинча возможно выявление апатитовых эгиринитов «маганского» типа, в зоне глубинного контакта ийолитов с протерозойскими песчаниками (перекрытыми кембрийскими карбонатными отложениями).

Наиболее важными типами руд в провинции являются апатит-магнетитовый, апатит-эгириновый и франколитовый. Остальные фосфатоносные породы (ийолиты, флогопитовые метасоматиты и карбонатиты) рассматриваются пока только как потенциальные источники фосфатного сырья из-за низких содержаний P₂O₅ или небольших запасов.

Ниже приводятся результаты предварительных технологических испытаний руд Маймеча-Котуйской провинции, выполненные в лабораториях ГИГХСа и КИЦМа (табл. 9).

УДЖИНСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Основные направления щелочного и щелочно-ультраосновного магматизма Уджинской провинции приурочены к вершине входящего угла, образуемого Лено-Анабарским прогибом, наложенным на северо-восточную часть Анабарской антеклизы. Направления сторон входящего угла, ориентированные на северо-восток и северо-запад, неоднократно повторяются в теле антеклизы, в частности в вытянутости известных в настоящее время полей кимберлитов, очертаниях восточного крыла Анабарского щита. По биссектрисе этого входящего угла меридионально вытянутая магнитная аномалия протягивается почти непрерывно от Маакской излучины р. Оленек на юге до Анабарского залива на севере. Природа аномалии трактуется различно. Несомненно, однако, что она образует с диагональными разломами (северо-западного и северо-восточного направлений) единую и долгоживущую геодинамическую систему, заложенную, видимо, в верхнем архее и неоднократно подновлявшуюся.

Пространственное положение проявлений щелочного и щелочно-ультраосновного магматизма Уджинской провинции связано с развитием этой геодинамической системы. Массивы щелочных пород Томтор и Богдо располагаются вдоль оси Уджинской антиклинали инверсированной линейной структуры, возникшей в предвендское время на месте авлакогена рифейского времени. Более 90% площади развития щелочных и щелочно-ультраосновных пород этого района связано с этими двумя концентрическими-зональными массивами.

Положение отдельных тел магматических пород контролируется разломами оперения глубинного Чымаара-Джелиндинского субмеридиональ-

ного разлома, с которым связана упомянутая выше глубинная магнитная аномалия. Разломы второго порядка имеют северо-западное или широтное простирание и носят характер сбросо-сдвигов или трещин растяжения. Так, положение массива Томтор контролируется разломом северо-западного простирания, массива Богдо — разломом широтного простирания. Положение мелких магматических тел контролируется широтными системами трещин растяжения, одна из которых проходит вдоль широтного участка р. Томтор, а вторая — от р. Уджа к левому притоку р. Чымаара (руч. Хадыга).

Первые проявления щелочных пород в районе Уджинского поднятия были описаны в 1959 г. С. А. Гулиным. Несколько лет спустя Э. Н. Эрлих (1962, 1964) описал массивы щелочных пород Томтор и Богдо, установил концентрически-зональное их строение и с учетом специфики состава, возраста, структурного положения обосновал выделение этого района в виде самостоятельной провинции щелочных пород к востоку от Анабарского щита. Тогда же в общей форме было высказано предположение о возможной апатитоносности этих массивов. Проведенные позднее аэромагнитные и гравиметрические работы позволили детализировать строение массивов и уточнить строение провинции в целом.

Поисковые работы Амакинской экспедиции (В. Н. Белик, А. С. Кречек, В. В. Грицик) привели к открытию в районе значительного количества небольших по размерам магматических тел (даек, трубок взрыва), описанных как карбонатитовые. Тем самым была показана связь магматических проявлений Уджинской провинции с проявлениями карбонатитов и пикритовых порфиритов Эбеляхского и Старо-Реченского районов и восточного обрамления Анабарского сводового поднятия в целом (Маршинцев, 1974).

Главной особенностью магматизма Уджинской провинции является контрастность состава магматических пород, что проявляется в распространении магматических комплексов, специфических по формам проявления (морфологии тел, которые они образуют), петрохимии и, по-видимому, по возрасту. Можно наметить три основных комплекса магматических пород: 1) агпайтовых нефелиновых сиенитов (массив Томтор); 2) щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов (субвулкан Боронгко и, видимо, массив Богдо); 3) дайковый комплекс щелочно-ультраосновных пород (большое число мелких даек, силлов, штоков, трубок взрыва, заполненных пикритовыми порфиритами, альнеитов и связанных с ними карбонатитов).

Магматические породы провинции прорывают рифейские отложения, в контакте с которыми возникают кальцитовые мраморы (как результат дедоломитизации доломитов улахан-курунгской свиты нижнего рифея), твейтозиты и фениты (как результат фенитизации кластических пород рифея и более ранних образований). В то же время на них развита мощная предпермская кора выветривания мощностью 20—40 м. Таким образом, геологические данные надежно устанавливают пострифейский и допермский возраст магматизма провинции.

Контрастность составов магматических пород отражается на петрохимических диаграммах в наличии двух дискретных полей фигуративных точек. Поле I — в области пород, обогащенных темноцветными компонентами, и поле II — в области пород, относительно кислых. Разрыв между обоими полями составляет 15—20 единиц по оси «w». В поле I отмечается совпадение с вариационными кривыми Маймеча-Котуйской провинции щелочно-ультраосновных пород, в то же время для поля II характерно резкое обогащение щелочами.

Важной особенностью массива Томтор и целого ряда мелких магматических тел, известных в пределах Уджинской провинции, является их жерловый характер, т. е. прямая связь с поверхностью в момент формирования. Таким образом, намечается своеобразный «промежуточный» характер Уджинской провинции, с одной стороны, смыкающейся с кимбер-

литовой и карбонатитовой (Маршинцев, 1974) провинцией северо-востока Сибирской платформы, а с другой — с Маймеча-Котуйской провинцией щелочно-ультраосновных пород. По классификации А. И. Гинзбурга и Е. М. Эпштейна (1968), оба крупных массива Уджинской провинции — типичные массивы открытого типа. По геофизическим данным предполагается, что под покровом мезозойских отложений в Лено-Анабарском прогибе имеется ряд других крупных массивов щелочно-ультраосновных пород, принадлежащих к Уджинской провинции. Два таких массива предполагаются Э. Н. Эрлихом (1962) к северу от р. Буолкалаа в районе оз. Сапыйа. Два других массива — на правобережье в приустьевой части р. Анабар. С этими последними и связаны, по-видимому, глыбы ультраосновных пород, описанные В. А. Милашевым и Ю. И. Томановской (1971).

Известные апатитопроявления Уджинской провинции связаны с массивом Томтор (Приложение 1) и частично с малыми интрузиями щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов. Массив Томтор по современным данным представляет собой крупную (30×15 км) интрузию (рис. 19), внешние контуры которой имеют овальную, почти прямоугольную форму, ее длинная ось вытянута с юго-востока на северо-запад. Массив отчетливо разделяется на три части.

Восточная и юго-восточная части, первоначально описанные под названием массива Томтор (Эрлих, 1964), образуют дугу малой кривизны, открытую на северо-запад. Она характеризуется слабо отрицательной аномалией Δg и практически нейтральным магнитным полем, напряженность которого постепенно снижается с северо-запада на юго-восток. Массив имеет отчетливо концентрически-зональное строение, что подчеркивается также пологими дугowymi грядами рельефа. От периферии к центру отмечается смена трахитоидных нефелинсодержащих сиенитов хибинитами и щелочными нефелинсодержащими сиенитами. С северо-запада эта часть интрузии ограничена разломом, проходящим по долине р. Онгкучах. Территория интрузии к северо-западу от разлома скрыта под чехлом четвертичных, юрских и пермских отложений. Характер физических полей под этой второй частью интрузии резко изменяется. Здесь Э. Я. Келле отмечен резкий овальный в плане максимум силы тяжести диаметром 12×7 км. Магнитное поле в пределах этой части интрузии, по данным А. М. Карасика, имеет четкую концентрически-зональную структуру, отражающую изменения состава пород, слагающих эту часть массива. Имеются два варианта строения ядра интрузии, основывающиеся на пока еще крайне недостаточных геологических материалах. Первый вариант заключается в том, что это небольшой карбонатитовый вулкан, второй — что центр интрузии представляет собой кальдеру опускания. Дальнейшее изложение ведется в соответствии с первой гипотезой.

По данным бурения в центральной части массива располагается округлое в плане карбонатитовое тело диаметром 12 км, названное «Сердце Томтора». По периферии его идет кольцо даек пород серии пироксенитов, ийолитов, якупирангитов, пикритовых порфиритов. Это кольцо отчетливо выражено магнитными аномалиями интенсивностью от 500 до 2000 гамм. В северной части дайкового кольца располагается дугообразное тело магнетитов длиной 3,5 и шириной 0,2 км (рудопроявление Онгкучах).

Центральное карбонатитовое тело имеет сложное строение, отражающее многофазность вулканической деятельности. По данным магнитной съемки в его пределах отмечается значительное количество округлых в плане трубок и нектоподобных тел, сложенных туфами. Чтобы подчеркнуть специфику состава пород, слагающих эту часть массива и особенности характеризующих его физических полей, она выделяется нами под особым названием — субвулкан Боронгко.

Третья, наиболее западная, часть интрузии скрыта под мощным (100 м и более) чехлом пермских и мезозойско-кайнозойских отложений и выделяется исключительно по геофизическим данным. Судя по тому, что

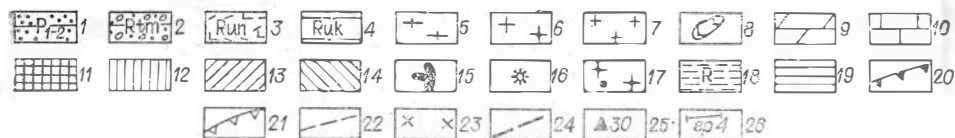
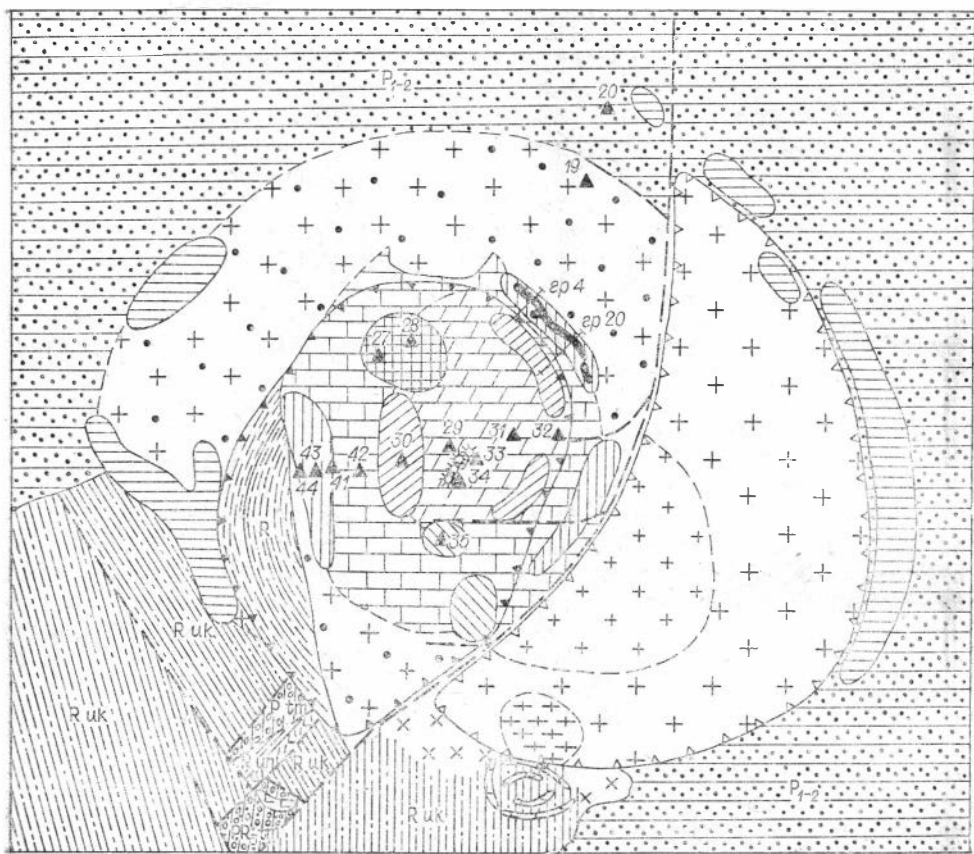


Рис. 19. Геологическое строение массива Томтор. Составили Э. Н. Эрлих, Л. Л. Степанов.

1 — покров пермских отложений; 2 — гравелисты и песчаники, томторская свита рифейского комплекса; 3 — измененные основные эффузивы, известняки и алевролиты, унгоухтагская свита рифейского комплекса; 4 — доломиты рифейского комплекса, улахан-курунгская свита. I — массив Томтор, формация апатитовых нефелиновых сиенитов; 5 — трахитоидные нефелиновые сиениты; 6 — пегматоидные нефелиновые сиениты (типа хибинитов); 7 — щелочные нефелинсодержащие ксиениты; 8 — дайки нефелиновых базальтов, альеитов. II — субвулкан Боронгто, формация щелочноультраосновных пород и карбонатитов; 9 — доломит-анкеритовые карбонатиты с апатитом (тело «Сердце Томтора»); 10 — существенно-кальцитовые и кальцит-силикатные карбонатиты; 11 — туфы карбонатитов; 12 — дуговые пояса даек пироксенитов, пикритовых порфиритов, якупирангитов, ийолитов; 13 — зоны хлоритизации с прожилками магнетита; 14 — туфы щелочно-ультраосновных пород; 15 — сплошные магнетитовые тела; 16 — трубки взрыва, выполненные туфами щелочно-ультраосновных пород. III — участки массива щелочных и ультраосновных пород под мощным чехлом пермских и мезокайнозойских отложений; 17 — гранатсодержащие нефелиновые сиениты; 18 — опущенный блок кровли рифейских отложений; 19 — зоны слаболокальных аномалий T_a (предполагаемые зоны эгиринизации в нефелиновых сиенитах). Контуры аномалий силы тяжести: 20 — положительных; 21 — отрицательных; 22 — предполагаемые границы магматических комплексов; 23 — зона мраморизации в контакте массива Томтор; 24 — разломы; 25 — скважина и ее номер; 26 — буровые профили.

магнитное поле на большей части площади здесь практически *нейтрально*, можно предположить, что в основном здесь развиты нефелиновые сиениты, близкие к тем, которые известны на массиве Томтор. В то же время часть площади входит в зону положительной аномалии силы тяжести, что может быть связано с развитием наложенной минерализации немагнитной, но повышающей удельный вес пород (апатит, тантало-ниобаты и т. д.). Дуга положительных аномалий магнитного поля шириной около 1 км проходит

в непосредственной близости от р. Чымаара. Она может быть связана с нефелиновыми базальтами или эгиринитами.

Известные в настоящее время апатитопроявления Уджинской провинции относятся к следующим основным типам:

1. Зоны апатитизации в контактах магнетитовых тел; мощность таких зон 100—250 м; содержание P_2O_5 6—8%; протяженность 3—4 км.

2. Апатит-магнетитовые руды близки по типу к рудам месторождения Ессей Маймеча-Котуйской провинции. В настоящее время они пересечены отдельными скважинами и проявлены в виде жил мощностью до 2 м и неизвестной протяженности; содержание P_2O_5 в жилах составляет 30%. По данным аэромагнитной съемки можно предположить вероятность обнаружения крупных (до 1 км в диаметре) тел такого же состава в северной части субвулкана Боронгко.

3. Карбонатизированные и апатитизированные туфы карбонатитов в центральной части субвулкана Боронгко. Диаметр тела 10—12 км; содержание P_2O_5 (по данным единичных скважин на глубину до 80 м) колеблется от 2 до 30—35%, составляя в среднем 5—8%. Мощность перекрывающих юрских отложений составляет в большей части рудного тела 20—40 м. В редких карманах присутствуют пермские отложения, содержащие слои угля мощностью 1—3 м. Суммарная мощность перекрывающих руды пород в пределах таких карманов достигает 100 м.

Руды имеют комплексный характер. Апатит ассоциирует с редкометальным оруденением. Распределение апатитов в центральном некке «Сердце Томтора» неизвестно. Можно лишь предполагать, что оно подчиняется либо обычным для таких тел кольцевым и радиальным трещинным зонам, либо серии наложенных систем линейных разломов. Минералогически руды состоят из анкерита, доломита, апатита.

4. Линейно-вытянутые вдоль разломов в осевой части Уджинской антиклинали гидротермальные зоны апатит-редкоземельной минерализации. Протяженность этих зон, по данным аэрогаммасъемки, составляет 10—15 км, ширина 0,3—0,5 км. Буровыми и горными работами изучен участок длиной до 2 км и шириной 300 м. Содержание P_2O_5 в рудах на глубину до 100 м составляет 3—5%. Прогнозные запасы P_2O_5 , связанного с этими зонами на глубину до 500 м, составляют сотни миллионов тонн. Руды носят комплексный характер. Зоны крутопадающие, развиваются полосчатые руды в кварц-хлоритовых породах. Рудные зоны тесно связаны с дайками щелочно-ультраосновных пород, телами анкеритовых карбонатитов, с флюоритом, пиритом, сульфидами.

Следует учесть большую вероятность обнаружения крупных по размерам тел богатых апатитовых руд, связанных с формацией агпаитовых нефелиновых сиенитов.

ЕНИСЕЙСКО-ЧАДОБЕЦКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Енисейско-Чадобецкая провинция (Приложение 1) расположена на территории Красноярского края. Она состоит из двух частей: западной — енисейской и восточной — чадобецкой, геологически разобщенных, но объединенных условно, на основе территориальной сближенности.

Енисейская часть провинции относится к Енисейско-Туруханской системе рифеид, располагаясь на северо-западном продолжении Восточного Саяна.

В пределах провинции распространены интрузивные комплексы, принадлежащие к апатитоносным магматическим формациям: ультраосновных щелочных пород с карбонатитами, агпаитовых нефелиновых сиенитов, дунит-пироксенит-габбровой, анортозитовой и габбро-диорит-диабазовой.

Формация ультраосновных щелочных пород с карбонатитами представлена тремя интрузивными комплек-

сами: кийским, пенченгинским и чадобецким. Комплексы приурочены к региональным разрывным структурам: кийский — к сквозьструктурному субмеридиональному разлому, ограничивающему с востока Западно-Сибирскую плиту (Шейнманн, 1961); пенченгинский — к Татарскому глубинному разлому субширотного простираения; чадобецкий — к зоне пересечения Ангаро-Вилуйского глубинного разлома северо-восточного простираения с двумя субмеридиональными разломами (Дашкевич и др., 1970).

Кийский комплекс включает Кийскую (Енисейскую) щелочную интрузию, а также более десятка пластообразных тел сиенит-порфиров и троктолитовых порфиров. Кийский массив расположен на правом берегу Енисея между пос. Усть-Пит и Колмогорова. Форма его в плане изометричная, площадь 15 км². Массив сложен ийолит-мельтейгит-якупирангитовыми породами, нефелиновыми и щелочными сиенитами, а также метасоматическими породами: нефелин-апатит-амфиболовыми, калишатово-карбонатными и карбонатитами. Широко развита формация коры выветривания щелочных пород (Самойлова, 1968). Возраст массива, определенный К. А. Волобуевой и др. калий-аргоновым методом по флогопиту, — 230—270 млн. лет.

Апатит в количестве до 10—15 % отмечается почти во всех породах массива. Наибольшие скопления его характерны для метасоматических пород, в которых А. А. Менякиным обнаружены мелкие прожилки, линзочки, а также гнезда мономинерального апатита размером до первых метров. Особый интерес среди метасоматических пород представляют амфибол-апатитовые, амфибол-нефелин-апатитовые и пироксен-нефелин-апатитовые разности, содержащие 11—42 % апатита. По данным химических анализов количество Р₂О₅ в этих породах достигает 16,5 %. Прослой амфибол-апатитовых пород мощностью до 10—15 м прослежены до глубины 90 м (Самойлова, 1968).

Отмечается также апатитизация, связанная с процессами карбонатизации, в результате которых образовались апатит-карбонатные прожилки с сульфидной минерализацией (Арсеньев, 1968).

О масштабах апатитового оруденения Кийского массива судить трудно, так как специальные работы на фосфатное сырье в районе не проводились.

Пенченгинский комплекс расположен на западном крыле Верхнетатарской антиклинальной зоны Центрального антиклинория Енисейского края. Тела пород этого комплекса, вскрытые скважинами и выработками, преимущественно развиты на участке длиной 4,5 км и шириной 150—200 м, получившем название «Татарский массив».

В формировании пород комплекса, по мнению В. Ю. Забродина и А. А. Малышева (1975), предварительно намечаются четыре последовательные фазы становления, представленные соответственно: габбро-диабазами, лузитанитами и педрозитами, камптонитами, карбонатитами. Породы первых трех фаз слагают крутопадающие дайки мощностью от 1 до 100 м и протяженностью до 1—2 км. Вмещающие породы представлены протерозойскими сланцами, мраморами, кварцитами и метагабброидами. Контакты их иногда резкие (в основном для габбро-диабазов), но чаще нечеткие из-за интенсивного развития процессов фенитизации.

Лузитаниты представляют собой меланократовые неравнозернистые породы, состоящие из щелочного амфибола, альбита, иногда эгирина, биотита. Педрозиты более чем на 90 % сложены рибекитом, кроме того, в них присутствуют альбит, биотит, эгирин, пироксенолор, колумбит, магнетит.

Камптониты — черные порфировые породы, основная мелкозернистая масса которых сложена баркевикитом, плагиоклазами ряда андезин — лабрадор, биотитом, а порфировые выделения (до 15 % объема породы) — кальцитом, апатитом, плагиоклазом.

Карбонатиты образуют крупные (до 3 км × 20 м) дайки и линзы, сложенные в основном доломитом. Кроме того, в карбонатитах присутствуют щелочные амфиболы, флогопит, амфибол-асбест, пирохлор, колумбит, апатит, сульфиды и другие минералы. Реже встречаются кальцитовые, доломит-кальцитовые и анкеритовые карбонатиты.

Породы пенченгинского комплекса сопровождаются мощным ореолом фенитизации. Апатитоносными породами являются в основном апатит-содержащие карбонатиты и фенитизированные породы, преимущественно габбро. Апатитизации подвержены также лужитаниты, камптониты, кварцевые метасоматиты.

Среднее содержание P_2O_5 по трем поисковым линиям 4,78%. Прослеженная длина апатитоносной зоны 4 км, средняя ширина 290—300 м. Имеются все основания считать возможным продолжение рудных тел как по простиранию, так и на глубину.

Специализированные работы на апатит на Татарском массиве только начаты. Тем не менее, судя по многочисленным находкам обломков пород пенченгинского комплекса в районе, можно ожидать выявления еще нескольких аналогичных рудных зон.

Чадобецкий комплекс располагается в юго-западной части Сибирской платформы. Щелочно-ультраосновные породы приурочены к Чадобецкому поднятию, представляющему собой два небольших купола, сложенных терригенно-карбонатным рифеем. Наиболее крупные выходы щелочно-ультраосновных пород приурочены к центральной части куполов. Ультраосновные щелочные породы и карбонатиты чадобецкого комплекса представлены в основном жилами, дайками и шпировидными телами. Впервые эти породы были обнаружены в 1938 г. А. С. Хоментовским и изучались затем Н. С. Зайцевым, В. В. Ляховичем, Л. А. Полуневой, В. Л. Чубугиной. В составе комплекса преобладают меллитит-нефелиновые и слюдястые перидотиты, монтичеллитовые альнеиты с жилами мельтейгитов, слюдястые кимберлиты и карбонатиты. Размеры тел до 30—70 × 250—300 м, но чаще они не превышают первых десятков метров. В контактах с вмещающими кремнистыми сланцами и алевролитами отмечаются зоны фенитов мощностью 1—2 м. Возраст комплекса мезозойский.

Апатитовая минерализация связана с фенитами, апатит-слюдисто-карбонатными породами и корой выветривания, широко развитой на Чадобецком поднятии. Содержание апатита в диопсидовых фенитизированных породах на контакте монтичеллитовых перидотитов с кремнистыми сланцами до 10—11%, в приконтактных зонах ийолитов — до 5%. В продуктах коры выветривания апатитов по единичным пробам — 3—4%.

Формация агпайтовых нефелиновых сиенитов представлена Заангарским (Татарским) фойяитовым массивом, расположенным в западной части Енисейского края (Кузнецов, 1964; Свешникова и др., 1976). Массив расположен в северной части Погромнинской брахисинклинали среди известняков дашкинской свиты. Положение массива определяется пересечением субширотной тектонической зоны серией субмеридиональных разломов, образовавшихся в позднем рифее. Субширотная зона, по-видимому, обновлялась в среднем палеозое в период формирования Ангарского широтного сброса.

В строении массива участвуют две главные разновидности пород: фойяиты и меланократовые породы состава ийолитов. Возраст их 700—600 млн. лет. Ийолиты отличаются от интрузивных ийолитов Ловозера и Хибин пойкилитовой микроструктурой, а также неоднородностью текстуры и состава. Высказывается предположение о том, что ийолиты явились результатом фенитизации сланцев кровли и дальнейшей неоднократной перекристаллизации.

Концентраций апатита не известно. В качестве акцессорного минерала апатит рассеян в ийолитах, контактных фойяитах, а также в пегматитах

и альбитах. Практически отсутствует в фойяитах внутренней части массива. Образует мелкие игольчатые кристаллы. В альбитизированных фойяит-пегматитах встречены неправильные зерна размером до 2 мм. Цвет белый, бесцветный, часто полупрозрачный из-за обилия газово-жидких включений. По показателям преломления относится к фторапатиту. Иногда содержит значительные количества редких земель, а также примеси стронция и бария.

Дунит-пироксенит-габбровая формация локализуется в пределах рифейской эвгеосинклинальной зоны (Домышев, 1976). Массивы представлены линзо- и дайкообразными телами, образующими в ассоциации с гипербазитами сурхининского комплекса протяженный офиолитовый пояс. Массивы сложены дунитами, гарцбургитами, перцолитами, пироксенитами, анортозитами, габбро, габбро-диоритами и диоритами. Изучены слабо, тем более не изучена их апатитоносность. Имеющиеся анализы пород дают средние содержания P_2O_5 (по данным 92 анализов) 0,09%. Единичные пробы содержат 0,10—0,21% P_2O_5 . Отрицательное значение имеет также существенная преобразованность пород в результате метаморфизма.

Анортозитовая формация в пределах Енисейского края выделяется на основании данных Д. С. Харкевича и др. (Краткая объяснительная..., 1971). Представлена она небольшими интрузивными телами анортозитов и габбро, локализованными в пределах рифейской эвгеосинклинали. Отнесение их к данной формации проблематично. Не исключено, что массивы эти должны относиться к рассмотренной выше дунит-пироксенит-габбровой формации. Сведения об их апатитоносности отсутствуют.

Габбро-диорит-диабазовая формация. По имеющимся анализам среднее содержание P_2O_5 в породах ее составляет 0,20% (Домышев, 1976). В связи с малыми размерами известных массивов, преимущественным проявлением субвулканических и гипабиссальных интрузий, дайкообразной формой большинства тел, спецификой диоритов и диабазов перспективы ее апатитоносности оцениваются невысоко.

ВОСТОЧНО-САЯНСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Восточно-Саянская провинция (Приложение 1) расположена во внешнем (миогеосинклинальном) поясе байкалид Восточного Саяна, отделенного от внутреннего (эвгеосинклинального) Главным Саянским разломом (Додин, 1968). Границами ее служат: с юго-запада Главный Саянский разлом, отделяющий описываемую зону от консолидированной Алтае-Саянской складчатой области, с северо-востока Передовой надвиг, по которому зона соприкасается с осадочным покровом Сибирской платформы.

Щелочно-ультраосновные породы и карбонатиты распространены в двух районах, удаленных один от другого более чем на 200 км (Фролов, 1968): в северо-западной части Урикского грабена в междуречье Оки и Кирея (Зиминская группа массивов) и на площади Онотского грабена (Жидойский массив).

Урикский грабен находится между реками Урик (на юго-востоке) и Ня (на северо-западе); длина его около 200 км при максимальной ширине 45—50 км. Сложен он главным образом среднепротерозойскими метаморфизованными породами, относящимися к флишевой формации. Структурное положение Зиминской группы массивов (Белозиминский, Большетагинский и Среднезиминский интрузивы) в пределах грабена определяется пересечением субширотных зон повышенной трещиноватости с разломами северо-западного направления.

Белозиминский массив щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов приурочен к участку сопряжения Белозиминского разлома северо-

западного простирания с серией разломов северо-восточного направления. Форма массива в плане близка к неправильному овалу, вытянутому в северо-западном направлении. Длина его около 6 км, ширина от 2,2 до 3,6 км, площадь 18 км².

Белозиминский массив представляет многофазную интрузию центрального типа. В современном эрозионном срезе он имеет асимметричное концентрически-зональное строение, проявляющееся в наличии полукольцевой периферической зоны силикатных пород и карбонатитового ядра. В разрезе, по данным геофизических и буровых работ, массив представляет столбообразное тело, уходящее почти вертикально на большую глубину (больше 3 км).

Линейные структуры, как сопряженные с кольцевыми, так и развивающиеся независимо от них, в большинстве своем относятся к постмагматическому этапу.

Породы мельтейгит-ийолит-уртитового ряда слагают полосу шириной 1—2 км в форме незамкнутого кольца и целый ряд останцов среди карбонатитов. Нефелиновые и щелочные сиениты распространены в южной части массива, где они слагают дайковые тела мощностью до 50 м и протяженностью до 500 м. Пикритовые порфириды наблюдаются преимущественно среди карбонатитов.

Породы постмагматического этапа представлены карбонатитами, которым большинством исследователей приписывается пневматолит-гидротермальное происхождение, главным образом путем метасоматического замещения щелочно-ультраосновных пород.

Карбонатиты занимают более 60% площади современного эрозионного среза массива. Ими сложено карбонатитовое ядро, имеющее в плане неправильную, близкую к изометричной форму, а также ряд жилообразных тел в поле развития щелочно-ультраосновных пород. Возраст пород массива палеозойский.

Среди карбонатитов выделяются четыре типа, отвечающие четырем главным стадиям процесса карбонатитообразования (рис. 20): карбонатиты первых трех стадий по составу кальцитовые, четвертой — анкеритовые.

Апатитовосны в той или иной степени карбонатиты всех четырех стадий. Но наиболее высокими концентрациями апатита характеризуются кальцитовые карбонатиты второй и третьей стадий. Степень изменчивости содержания P_2O_5 небольшая и характеризуется коэффициентом вариации, равным 30—40%. В связи со сложными условиями залегания рудных карбонатитов этих стадий и широко проявившимися процессами перетотложения полезных компонентов промышленное оруденение в большинстве случаев не имеет четких геологических границ и оконтуривается только по данным опробования. Оно прослеживается в виде крутопадающих рудных участков, размеры и форма которых варьируют в широких пределах. Длина наиболее крупных рудных зон достигает 1,5 км, мощность 300—400 м. На глубину апатитовая минерализация прослеживается на 400—500 м.

Наиболее ранней фазией карбонатитов являются породы, развивающиеся по фронтальной зоне области карбонатизации щелочно-ультраосновных пород. Обычно это интенсивно обогащенные апатитом и магнетитом меланократовые разности ультраосновных и щелочных пород (пироксениты, якуширангиты, мельтейгиты) или собственно магнетит-apatитовые породы. Карбонат для этих пород не характерен или является более поздним, наложенным. Такие породы встречаются в периферических частях карбонатитового штока, а также в виде реликтовых тел в юго-восточной его части. Мощность их колеблется от первых сантиметров до первых метров, протяженность несколько метров. По содержанию апатита и магнетита породы варьируют в широких пределах — от существенно апатитовых с примесью магнетита до существенно магнетитовых.

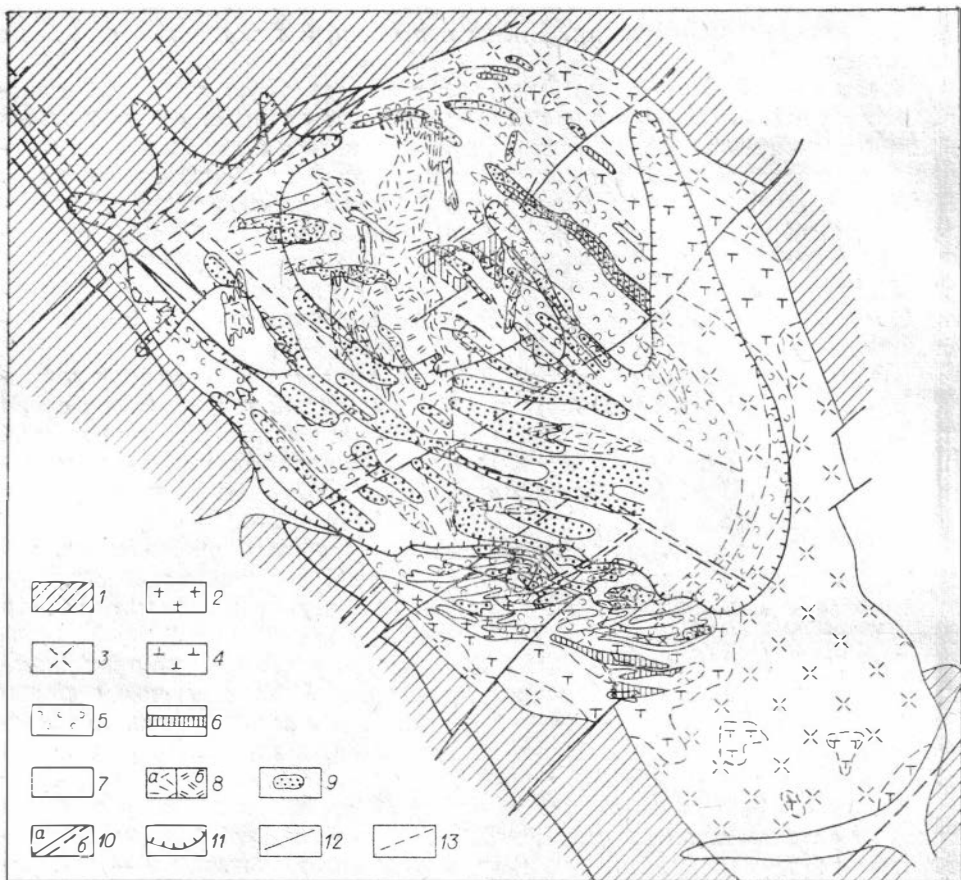


Рис. 20. Распределение концентраций апатита в коренных карбонатах Белозиминского массива. Составили Л. Т. Жирова, В. И. Ничипуренко (Геологическая основа по А. А. Фролову, 1968).

1 — вмещающие породы (конгломераты, песчаники, сланцы); 2 — нефелиновые и щелочные сиениты; 3 — ийолиты, уртиты; 4 — мельтейгиты и нефелиновые пироксениты; 5 — крупнозернистые кальцитовые карбонаты I стадии; 6 — грубозернистые пегматоидные кальцитовые карбонаты II стадии; 7 — мелкозернистые доломит-кальцитовые карбонаты III стадии; 8 — анкеритовые карбонаты IV стадии (а — мелкозернистые, б — крупнозернистые); 9 — участки повышенной апатитности (> 5% P_2O_5); 10 — тектонические нарушения (а — установленные, б — предполагаемые); 11 — граница коры выветривания; 12 — контакты установленные; 13 — контакты предполагаемые.

В юго-восточной части массива среди ийолит-мельтейгитов бурением вскрыто довольно крупное тело магнетит-апатитовых пород. Мощность его достигает 20—30 м, протяженность не выяснена. Породы сложены апатитом (5—90%), магнетитом (5—50%) и перовскитом (до 10%). В них присутствуют реликты щелочных пород, а в некоторых участках существенную роль играет слюда (до 40%).

В карбонатитах первой стадии содержится 5—10% апатита (участками до 20%). Апатит образует рассеянную вкрапленность и гнездообразные скопления. Наибольшие концентрации апатита отмечаются в пироксен- и форстерит-кальцитовых карбонатитах, развитых в периферических частях тел карбонатитов. Размер зерен апатита от сотых долей миллиметра до 0,5—1 см. Содержание P_2O_5 , по данным опробования, в этих карбонатитах находится на уровне 3—4%.

Карбонатиты второй стадии обогащены апатитом. Содержание его от 7—12 до 20%, в среднем 10—12%. Апатит тесно ассоциирует с редкочелю-

льными минералами, которые являются типоморфными для данной стадии карбонатитов.

Карбонатиты третьей стадии занимают значительные площади массива и несут основные запасы апатита. Количество апатита в них варьирует от 1 до 20% и составляет в среднем около 10%. Кроме апатита, унаследованного из пород субстрата, в карбонатитах этой стадии присутствует апатит, сингенетичный с карбонатитами и наложенный на них. Повышенные концентрации апатита характерны для карбонатитов, обогащенных темноцветными (обычно амфиболом) и редкометалльными минералами, а также для краевых частей тел карбонатитов.

Наиболее крупные и богатые апатитом участки карбонатитов располагаются вдоль зоны подновления регионального разлома, контролирующего становление массива. В полосчатых карбонатитах третьей стадии апатит образует полосы, линзы, шпирь, цепочки мелких зерен. Для массивных разновидностей карбонатитов характерны гнездообразные скопления, просечки и равномерная вкрапленность призматических или изометричных зерен апатита.

Анкеритовые карбонатиты четвертой стадии характеризуются различной обогащенностью апатитом. Крупное анкеритовое тело в центральной части массива отличается низкой апатитоносностью — содержание апатита в нем 2—3%. Мелкие же тела анкеритовых карбонатитов в южной части массива, а также контактовые зоны вышеуказанного крупного анкеритового тела, включая ореолы анкеритизации вокруг него, обычно обогащены апатитом до 10—12% и более. Кроме перетолженного апатита, в карбонатитах присутствует сингенетичный с ними апатит и более поздний — наложенный.

Особенности формирования карбонатитов и неравномерность распределения в них апатита обуславливает появление зон, относительно обогащенных апатитом. На фоне карбонатитов с содержанием 1—3% P_2O_5 выделяются зоны и участки с содержанием 5—7% и более P_2O_5 (см. рис. 20). Мощность их до сотен метров, протяженность до нескольких километров. Серии сближенных зон образуют крупные участки карбонатитов (0,5—2 км²), обогащенные апатитом. Здесь определяется до 5% и более P_2O_5 . Расположение и конфигурация зон повышенной апатитоносности в карбонатитах указывают на тектонический контроль их. Наиболее крупные зоны приурочены к участкам подновления регионального разлома, к кольцевым трещинам и их пересечениям.

Ф о р м а ц и я к о р ы в ы в е т р и в а н и я развита на Белозиминском массиве. Кора выветривания подразделяется на остаточную (элювиальную) и остаточно-инфильтрационную. Остаточная представлена рыхлыми продуктами выветривания, остаточно-инфильтрационная — плотными образованиями.

Остаточная кора выветривания развита в центральной и западной частях массива. В зависимости от степени выветрелости пород исходного субстрата она подразделяется на три основных горизонта (сверху вниз): охры, обохренные сыпучки, необохренные сыпучки (рис. 21). Эти горизонты значительно различаются по минеральному, гранулометрическому и химическому составу, а также по содержанию в них апатита.

Минералогически охры состоят из гидроокислов железа и марганца, гидрослюд и глинистых минералов. Они также обогащены устойчивыми к выветриванию пирохлором, колумбитом, магнетитом, монацитом и апатитом. Охры почти не содержат обломков пород. Необохренные сыпучки состоят из обломков пород размером от 5—10 до 1 м и их мелкой дресвы. Обохренные сыпучки имеют промежуточный состав. Количество карбонатов в породах по разрезу уменьшается от 63% в неизмененных карбонатитах и в карбонатитовых сыпучках до 39,5% в обохренных сыпучках и 3% в охрах. Охры, образованные по различным породам, имеют также несколько различный химический и минеральный состав.

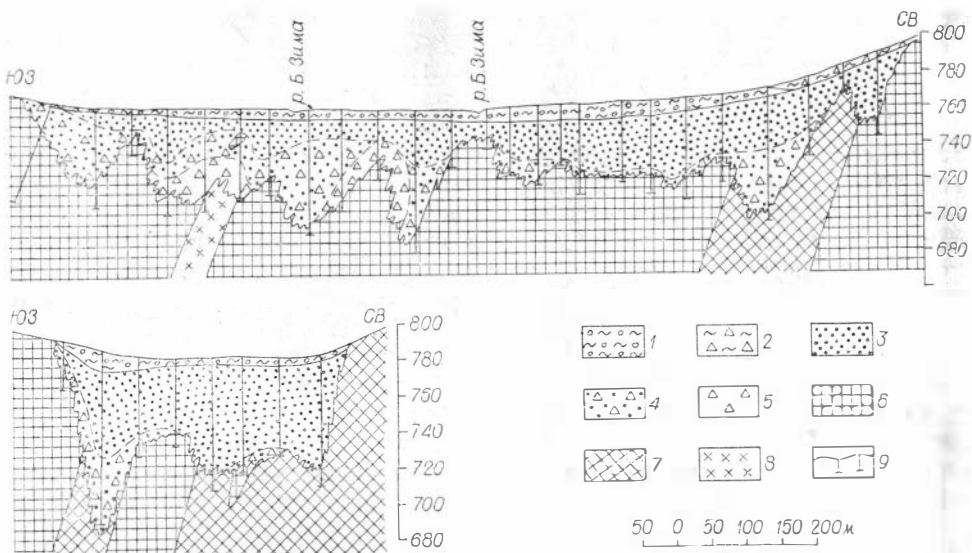


Рис. 21. Геологические разрезы по коре выветривания Белозиминского месторождения. 1 — аллювий; 2 — делювий; 3 — карбонатная охра; 4 — обохренная сыпучка; 5 — необохренная сыпучка; 6 — карбонаты кальцитовые; 7 — карбонаты анкеритовые; 8 — ийолиты; 9 — буровые скважины.

Степень обогащенности продуктов коры выветривания апатитом находится в прямой зависимости от содержания его в коренных породах и от степени их выветрелости. Наиболее обогащен апатитом горизонт охр. В горизонте необохренных сыпучек содержание апатита близко к его содержанию в коренных породах субстрата. Наибольшему выветриванию с образованием охристых продуктов выветривания, обогащенных апатитом, подвергаются карбонаты, а среди них — анкеритовые карбонаты.

Продукты формации коры выветривания, развитые по карбонатам второй и третьей стадий, характеризуются наиболее высокими содержаниями P_2O_5 . В целом коры выветривания на массиве располагаются вдоль зоны подновления регионального разлома, где подстилающие коренные породы наиболее обогащены апатитом, а раздробленность пород способствовала их выветриванию.

Остаточно-инфильтрационная кора выветривания в небольших масштабах развита в юго-западной контактовой части массива. Продукты коры выветривания приурочены к тектоническим зонам дробления в карбонатах и вмещающих массив породах. В составе пород, слагающих эти зоны, большую роль играет гипергенный франколит, который чаще всего является цементом брекчий измененных карбонатов и кварцитов. Франколит также часто пропитывает всю массу обломков. Содержание P_2O_5 во франколитсодержащих породах колеблется от 10—20 до 36%. Мощность зон франколитизации — десятки метров, протяженность — сотни метров, площадь распространения — 1—2% от площади остаточной коры выветривания.

Все апатиты относятся к гидроксифтороапатитам со значительным дефицитом в структуре одновалентных анионов (особенно в карбонатах второй стадии) и увеличением содержания фтора в апатитах от карбонатов первой — второй стадии (1,92 и 1,97%) к карбонатам четвертой стадии (2,44—2,66%). Одновременно уменьшаются показатели преломления апатита и параметры элементарной ячейки в его структуре. Во всех апатитах присутствуют: Sr (1%), Ce (0,15—0,4%), Fe^{3+} (0,34%), SiO_2 (0,46—2%), часто Mg, Ba, в ничтожных количествах Mn и Ti. Из микропримесей характерны Pb, Cu, Sn, Nb.

Апатит в коре выветривания в основном находится в неизменном виде. Франколит может быть кристаллическим и криптокристаллическим. Показатели преломления его: $N_o = 1,624$; $N_e = 1,618$; $N_o - N_e = 0,006$.

Параметры кристаллической решетки: $a_0 = 9,33 \text{ \AA}$; $c_0 = 6,89 \text{ \AA}$. Содержание P_2O_5 в скрытокристаллических франколитах составляет 33,12%, CO_2 — 4,02%. В кристаллическом франколите содержание P_2O_5 повышается до 39,87%, а CO_2 падает до 0,79%; параметр $a_0 = 9,37 \text{ \AA}$, т. е. состав и свойства близки к фторапатиту.

Месторождение апатита, связанное с формацией коры выветривания, детально разведано и намечено к освоению. Общие запасы этих апатитовых руд оцениваются в 250 млн. т при среднем содержании в руде P_2O_5 10,4%. Из них 120 млн. т руды относится к охрам — наиболее легко обогащаемым рудам, где среднее содержание P_2O_5 составляет 13,7%. Разработанная технология обогащения руд горизонта охр позволяет получать апатитовый концентрат с содержанием P_2O_5 36—39% при извлечении 70—75%. Технология обогащения руд горизонта обохренных сыпучек находится в стадии разработки. Из этих руд получен апатитовый концентрат с содержанием P_2O_5 36% при извлечении 60%.

Разведанные запасы апатитовых руд в коренных карбонатах до глубины 150—200 м составляют 600 млн. т при среднем содержании P_2O_5 в руде 4,2% (Егоров, Кузнецов, 1974). Имеются перспективы для увеличения запасов на еще слабо изученной площади развития карбонатов, закрытой продуктами коры выветривания (не менее чем в три раза — до 1,8 млрд. т), а также на глубинах, не вошедших в подсчет запасов (свыше 150—200 м).

В лабораторных условиях из кальцитовых карбонатов с примесью анкеритовых карбонатов с содержанием в руде 3,5—4,5% P_2O_5 получен апатитовый концентрат с содержанием 30—34% P_2O_5 при извлечении 60—64%. Содержание вредных примесей в рудах довольно высокое и непостоянное; в карбонатах различных стадий Fe_2O_3 — 6,16—10,53%, MgO — 2,91—7,26%. Руды относятся к труднообогатимым как по химическому составу, так и по малому размеру зерен апатита.

Большетагинский массив расположен в 9 км на северо-запад от Белозиминского (Приложение 1). Это массив центрального типа с концентрически-зональной структурой, сложенный породами магматического (ййолиты, нефелиновые сиениты, щелочные сиениты) и гидротермально-метасоматического (микроклиниты, апатитовые метасоматиты, карбонаты, флюоритовые и гематитовые метасоматиты) этапов. Вмещающие породы представлены песчаниками и сланцами урикской свиты среднего протерозоя. По данным определений калий-аргоновым методом, возраст пород массива девонский.

Зоны повышенной апатитоносности в щелочных породах связаны с наложенными на последние постмагматическими метасоматическими процессами предкарбонатитового этапа. Эти процессы выразились в перекристаллизации и микроклинизации щелочных пород вдоль тектонических зон, последующем их дроблении и апатитизации.

Среди пород, обогащенных апатитом, выделены разновидности метасоматитов. Преимущественно распространены апатит-биотит-микроклиновые метасоматиты. Реже апатитоносные щелочные сиениты и карбонаты. Все апатитоносные породы образуют преимущественно дугообразные зоны, подчиненные общей кольцевой структуре массива. В карбонатах зоны повышенной апатитоносности отмечены в юго-восточной периферической части массива. Эти зоны лишь на отдельных участках обогащены апатитом и франколитом (до 10—20% P_2O_5). Обычные же содержания апатита в них значительно ниже (2—5% P_2O_5 на фоне 0,5—1,0%).

На месторождении выделено восемь апатитоносных рудных зон, наиболее крупная из которых прослежена на 850 м канавами и на глубину

до 150 м отдельными скважинами. Мощность ее 50—150 м. Содержание P_2O_5 в апатит-силикатных рудах (микроклинитах) от 2,5 до 7,0%, в карбонатитовых рудах — 5%. Запасы силикатных руд, подсчитанных по категории С₂, составляют 107 млн. т со средним содержанием P_2O_5 4,4%, карбонатитовых — 12 млн. т.

По результатам лабораторных исследований из силикатных руд возможно получение товарных апатитовых концентратов при довольно высоком (83—86%) извлечении. Перспективы месторождения ограничены и промышленного значения оно не имеет.

Среднезиминский массив (Приложение 1) расположен в 18 км к югу от Белозиминского месторождения.

Магматические породы представлены пироксенитами, ийолит-мельтейгитами, нефелиновыми и субщелочными сиенитами. Карбонатитами, завершившими этап формирования массива, сложено 55% площади. Повсеместно развита остаточная кора выветривания.

В магматических породах содержание P_2O_5 колеблется от 0,09% (пироксениты) до 1,86% (ийолиты). В карбонатитах содержание P_2O_5 от 2,53 до 3,36%, в среднем 2,90%. В образованиях коры выветривания содержание P_2O_5 достигает 29%, в оврагах в среднем 11,2%, в сыпучках — 4—5%.

Запасы карбонатитовых руд с содержанием P_2O_5 2% небольшие и составляют 48 млн. т. Запасы руд коры выветривания — 16,3 млн. т со средним содержанием P_2O_5 8,85%.

Кроме описанных массивов, в пределах Урикского грабена выявлено несколько апатитоносных участков (Ярминский, Зиминский, Одайский, Кирейский, Ерминско-Горхонский, Окинский и др.), объединенных в Окинско-Кирейскую зону. По немногочисленным анализам содержание P_2O_5 в рудопроявлениях этой зоны достигает 5—8%. Указанные участки фиксируют либо апикальные части карбонатитовых массивов, либо следе интрузии.

Жидойский массив расположен в 70 км к югу от г. Ангарска. Приурочен к узлу пересечения субмеридионального Анчига-Тойсукского разлома субширотной зоной повышенной трещиноватости. Залегает среди архейских гнейсов. Площадь 0,85 км². Сложен почти полностью пироксенитами, прорванными дайками ийолитов, нефелиновых сиенитов и жилами карбонатитов. Содержание апатита в пироксенитах 5—15% (P_2O_5 — 2,95—3%). На массиве развита формация коры выветривания, в которой концентрация апатита повышается. Прогнозные запасы P_2O_5 (12—13 млн. т) сосредоточены в рудных пироксенитах, где наряду с апатитом присутствуют перовскит (3—15%) и титаномагнетит (10—25%). Апатит образует неправильной формы вкрапленники, прожилки и гнезда, по составу отвечающие фторапатиту: среднее содержание в нем ΣTR составляет 0,74%, SrO — 0,96% и F — 1,45%.

Согласно А. А. Фролову (1975), особенности массивов Восточно-Саянской провинции в значительной мере связаны с различной степенью их эрозионного вскрытия. По его данным, Среднезиминский массив является малоэродированным, а Жидойский — глубокоэродированным. Больше-тагнинский и Белозиминский занимают промежуточное положение. При этом последний относится к образованиям средних глубин (мезоабиссальной фации). В. С. Самойлов и Ю. А. Багдасаров (1975) отмечают, что массивы Восточно-Саянской провинции, в которых широко проявлены карбонатиты и слабо развиты ультрабазиты, практически не обладают признаками, характерными для малоглубинных образований. По признакам, непосредственно свидетельствующим об условиях глубинности, массивы Восточно-Саянской провинции попадают в группу глубинных массивов (4—10 км). Массивы этой фации представляют собой источник бедных апатитовых руд, тогда как более богатые апатитом форстерит-apatит-магнетитовые породы («породы рудного комплекса») распространены преимуще-

щественно в малоглубинной фации и в данном случае срезаны эрозией. Таким образом, в Белозиминском массиве нельзя рассчитывать на существенное улучшение перспектив апатитоносности с глубиной.

ЮЖНО-БАЙКАЛЬСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Провинция охватывает территорию Южного и Восточного Прибайкалья (Приложение 1). Западной границей служит долина р. Иркут и побережье оз. Байкал до устья р. Баргузин. Северная граница проходит по долинам рек Баргузин, Витимкан, Чина, Амалат и Витим. Восточная граница определяется западным склоном хр. Яблоновый. Южная граница совпадает с государственной границей СССР и МНР. В пределах данной территории известны месторождения и проявления апатитовых руд, связанные с породами магматических и метаморфических формаций.

Интрузивные породы в пределах провинции занимают около 40% площади. Среди них выделяется несколько магматических формаций, в связи с которыми отмечены или можно ожидать апатитовые месторождения и проявления.

Анортозитовая формация. *Арсентьевский массив* находится на территории Бурятии, в 20 км к востоку от г. Гусиноозерска, в центральной части хр. Моностой (Приложение 1). Последний представляет собой антиклинорий, сложенный преимущественно породами докембрия. Массив габбро, габбро-анортозитов, анортозитов общей площадью до 5 км² размещается в зоне крупного разрывного нарушения, имеет лополитообразную форму и по своему строению напоминает кольцевую интрузию (Смирнов, Перелыгина, 1959; Богатилов, 1968). Центральная часть его сложена породами габброидной серии, по периферии развиты сиениты. Широко развиты дайки лампрофиров и гранитов.

По мнению О. А. Богатикова, габброиды центральной части сформировались в две субфазы. Сиениты в этом случае являются образованиями третьей субфазы. В. Я. Шабашев считает, что все породы габброидной серии связаны постепенными переходами, имеют близкие по условиям залегания элементы прототектоники и представляют продукт одноактного внедрения базальтовой магмы.

Наиболее значительные концентрации P_2O_5 (2—6%) отмечаются в породах, обогащенных темноцветными и рудными минералами — пироксенитах, оливинитах, меланократовых габбро. Перечисленные разности обособляются в виде полос и линз среди пироксенового габбро, несущего незначительную апатитовую и рудную минерализацию. Апатитовое оруденение в массиве представлено вкрапленными титаномagnetитовыми рудами, которые пространственно связаны с расслоенными габброидами, обрамляющими габбро-анортозитовое ядро. С другой стороны, богатые железом и титаном линзообразные залежи сливных руд, локализованные в тектонически ослабленных зонах, а также секущие тела вкрапленных руд, не содержат апатита. Этот факт рассматривается В. Я. Шабашевым (1977) как свидетельство резкой смены во времени спокойных условий кристаллизационной дифференциации трещинобразованием, в результате чего летучие компоненты, в том числе фосфор (в силу своей подвижности), мигрировали из расплава.

Выделено три генерации апатита: акцессорная (пойкилитическая), раннеаккумуляционная и позднеаккумуляционная, характеризующиеся близким химическим составом (P_2O_5 — 41,35—41,48%; CaO — 55,44%; F — 2,05—2,25%; H₂O — 0,81%), содержанием микроэлементов. Они могут быть отнесены к фторгидроксилапатиту. Тот факт, что обогащенные апатитом породы секутся телами сливных титаномagnetитовых руд, позднемагматическое происхождение которых не оспаривается, свидетельствует о том, что концентрации апатита образовались в магматическую стадию.

На северном участке массива среди габбро-анортозитов выделяются 17 пластообразных наклонно залегающих титаномагнетитовых рудных залежей вкрапленного типа с апатитом. Длина рудных зон 300—800 м, мощность 12—90 м. Содержание P_2O_5 в рудах 2,04—3,1%.

Месторождение разведывалось в 1956—1958 гг. Проведен подсчет запасов железных, титановых и апатитовых руд по категории С₂. Запасы P_2O_5 оценены в 2917 тыс. т; среднее содержание P_2O_5 2,39% (Гусельников и др., 1958). В связи с тем, что руды бедные, а запасы их сравнительно невелики, месторождение практического значения в настоящее время не имеет.

Туколамское проявление находится на Витимском плоскогорье в междуречье Укшума и Амалата. Здесь выделяется массив площадью 15 км², сложенный габбро, габбро-норитами и норитами. Массив имеет дифференцированное строение — центр сложен полосчатыми норитами, края — габбро-норитами и габбро. Габбро, габбро-нориты несут вкрапленность ильменита, магнетита. Общая площадь рудосодержащих габбро около 14 км². По данным химических анализов в ильменит-магнетитовом габбро установлено присутствие TiO_2 , V_2O_5 , Fe_2O_3 — 15,2% и P_2O_5 — 2,11%.

Г а б б р о - с и е н и т о в а я ф о р м а ц и я. *Ошурковский массив* расположен на левом берегу р. Селенга, в 15 км к северо-западу от г. Улан-Удэ. Он залегает среди метаморфических пород и гранитоидов позднепротерозойского возраста в пределах блока земной коры, характеризующегося пониженной (~ 36 км) мощностью. Положение массива определяется приуроченностью к юго-восточному крылу Хамар-Дабанского антиклинория (Андреева, 1968) или к краевой части Баргузино-Витимского срединного массива (Алтухов и др., 1973). Локализован он на участке сочленения Селенгинского разлома северо-восточного простирания с оперяющими его более мелкими тектоническими нарушениями, ограничивающими массив с северо-востока и юго-запада. Массив имеет верхнепротерозойский или нижнепалеозойский возраст.

Описание геологического строения и характеристика вещественного состава пород и руд Ошурковского месторождения приведены в работах Ф. И. Ковальского, С. В. Костромина (1968), Г. В. Андреева (1968), Ф. Л. Смирнова и др. (1968, 1971), Г. В. Андреева и др. (1972) и др.

Массив является сложным образованием. В плане форма его овальная. Площадь около 12 км². В разрезе он представляет собой шток, центральная часть которого сложена преимущественно диоритами и дайками лампрофиров, а периферическая — сиенитами и нефелиновыми сиенитами.

Формирование массива проходило в две фазы. В первую образовались диориты, сопровождаемые серией даек, во вторую — сиениты. Главную роль в строении массива играет фация средне- и крупнозернистых мезократовых диоритов, среди которых размещаются меланократовые диориты. Последние образуют тела вытянутой формы, ориентированные в северо-западном направлении. Порсы второй фазы прорывают диориты и образуют дайкообразные тела мощностью от нескольких метров до 200—250 м и протяженностью от 10 до 1500 м. Наиболее широко они развиты в краевых частях массива, обуславливая его своеобразную, подобную кольцевой, структуру. Вокруг мощных сиенитовых тел и вдоль зон дробления наблюдаются ореолы метасоматических преобразований вмещающих пород (биотитизация, калишпатизация, апатитизация, окварцевание, цеолитизация) с образованием пироксен-биотит-apatитовых, пироксен-роговообманково-биотит-apatитовых и апатит-микроклиновых пород. Эти метасоматиты имеют крупнозернистое строение, иногда довольно резкие контакты с вмещающими диоритами.

В пределах массива широко развиты дайки микродиоритов, вогезитов, кампитонитов, аплитов, пегматитов и кварцевые жилы. Гидротер-

мальная деятельность привела к образованию зон измененных диоритов мощностью 5—20 м и протяженностью до сотен метров. Характерна частая смена пород различного петрографического состава, обусловленная главным образом перемежаемостью различных по составу диоритов — роговообманковых, биотит-роговообманковых, пироксен-биотит-роговообманковых, биотитовых, пироксеновых и т.д., а также широким проявлением процессов гибридности, автотерматоза, гидротермальной деятельности.

По данным Г. В. Андреева (1972) и И. В. Гордиенко (1972), химический состав диоритов массива отличается непостоянством и слабой сопоставимостью со средними типами диоритовых пород по Дэли и Ноккольдсу.

Породы характеризуются недонасыщенностью кремнеземом, пониженным содержанием глинозема и повышенными содержаниями окислов магния, кальция и калия. Повышенные содержания окислов титана (2—10%) и пятиоксида фосфора дополняют специфические химические особенности апатитоносных диоритов Ошурковского массива. Согласно В. Я. Шабашеву (1977), по химическому составу они должны относиться к бесфельдшпатоидным эссекситам.

Породы второй фазы массива по химическому составу близки к средним составам щелочноземельных сиенитов всех типов по Дэли. В общем апатитоносные диориты и сиенито-диориты Ошурковского массива образуют единую серию пород, расположенную правее линии Этны, разграничивающей известково-щелочные и щелочные ассоциации (Смирнов и др., 1971).

Содержания основных породообразующих минералов колеблются в пределах: плагиоклаз (олигоклаз-андезин) — 3—30%, субщелочная роговая обманка (баркевикит?) — 3,5—64%, биотит — 4—25%, пироксен — 2—45%, калиевый полевой шпат — 3—26%, апатит — 4—24%, гематит-ильменит 1—13%. Почти всегда присутствует сфен, очень редко — оливин.

Химический состав апатитоносных пород варьирует в пределах (%): SiO_2 — 36,89—44,06; TiO_2 — 1,40—4,39; Al_2O_3 — 10,05—15,08; Fe_2O_3 — 2,38—6,36; FeO — 4,28—10,09; MgO — 5,86—10,0; CaO — 10,04—21,08; Na_2O — 1,30—3,30; K_2O — 0,70—4,80; P_2O_5 — 3,30—9,53.

Наиболее высокие содержания P_2O_5 (более 5%) пространственно связаны с участками развития меланократовых разностей пород, приуроченных к центральной части массива и обособляющихся в виде тел неправильной и линзовидной формы на фоне мезократовых пород с более бедным (3,5—5% P_2O_5) апатитовым оруденением. В периферических частях массива, сложенных сиенитами, сиенитизированными и лейкократовыми эссекситами, содержания P_2O_5 не превышают 1—2%. Апатитовая минерализация прослеживается на глубину свыше 600 м. Подобное распределение оруденения, видимо, в какой-то степени обусловлено воздействием на эссекситы сиенитов. В результате этого в зонах калишпатизации, развитых вблизи тел сиенитов, происходило частичное растворение апатита и переотложение его в наиболее благоприятных участках. Слабее этот процесс был проявлен в центральной части массива, где сохранились поля первоначально богатых фосфором эссекситов. Участки развития пород, обогащенных апатитом, пространственно ассоциируют с фторометрическими аномалиями.

Характер апатитового оруденения преимущественно вкрапленный. Кроме того, в пределах массива распространены многочисленные зоны трещиноватости, дробления, брекчирования, гидротермальной переработки, несущие апатит. Эти зоны, развившиеся вдоль направлений тектонических нарушений и образованные преимущественно в постмагматическую стадию формирования массива, характеризуются наиболее высокими содержаниями P_2O_5 , достигающими 20—30%. Такие участки, в об-

щем ориентированные в северо-западном направлении, могут быть объединены в полосу шириной 500—600 м, протягивающуюся через центральную часть массива на 2,0—2,5 км.

Выделяется несколько генераций апатита: акцессорная, позднемагматическая и постмагматическая (метасоматическая). Позднемагматический и постмагматический апатиты образуют скопления в породе, представленные линзами, гнездами, прожилками, равномерно рассеянными вкрапленниками.

Апатит Ошурковского месторождения образует короткостолбчатые кристаллы, изометричные зерна, шестоватые и игольчатые кристаллы призматически-дипирамидального, реже призматически-пинокоидального габитуса. Особенностью апатитов является содержание щелочей, редких земель цериевой группы, стронция, бария, титана.

Генезис Ошурковского месторождения остается спорным. Одни исследователи (Ковальский, Костромин, 1968) считают его позднемагматическим, другие (Андреев и др., 1972) связывают образование основной массы апатита с послемагматическим процессом.

А. Н. Кузнецов (1977) развивает положение о том, что апатитоносные диориты образовались в результате преобразования первичных массивов основных (габбровых) пород в период формирования гранитоидных плутонов, их прорывающих.

Ошурковское месторождение детально разведано. Запасы апатитовых руд со средним содержанием P_2O_5 3,87%, подсчитанные по промышленным категориям, составляют 996 млн. т (39млн. т P_2O_5). Гидротехнические и гидрогеологические условия месторождения благоприятны для открытой разработки. Руды легко обогащаются с получением концентрата, содержащего 36% P_2O_5 при извлечении 81—87%. На базе Ошурковского месторождения строится Забайкальский апатитовый комбинат.

Апатитовая минерализация в повышенных количествах отмечалась в диоритах Телегинского, Зырянского, Большеиркинского, Дабатского, Урыктинского и некоторых других массивов.

Телегинский массив расположен на восточном побережье оз. Байкал в 150 км к северу от г. Улан-Удэ и размещается среди метаморфических пород архей-нижнепротерозойского возраста (Приложение 1). Возраст массива определяется раннепротерозойским. Размеры 0,8—2,3×5,4 км. Массив изучался Ю. П. Гусевым, А. О. Шаракшиновым, Е. А. Афанасьевой и др. П. В. Осокин относит массив к дунит-пироксенит-габбровой формации. По-видимому, более обосновано мнение Г. В. Андреева и др. (1972), рассматривающих Телегинский и Ошурковский массивы в составе одной и той же магматической формации.

Породы, слагающие массив, представлены диоритами, габбро, пироксенитами и горнблендитами. Наиболее распространены диориты. Пироксениты и горнблендиты характеризуются повышенными содержаниями фосфора и титана. Диориты и габбро слагают 6,0 км².

Апатитовая минерализация проявляется преимущественно на участках распространения измененных пород. Она приурочена к тектоническим нарушениям или к зонам контактов диоритов с прорывающими их гранитоидами. Для метасоматически измененных пород характерна жильная форма апатитовых тел непостоянной мощности. Выделяются две апатитоносные зоны: 1) серия мономинеральных апатитовых линзовидных тел мощностью 30 см, сопровождающихся ореолами (1—2 м) вкрапленных руд. Содержание апатита в таких линзах 80—90%, во вкрапленных — 10—40%; 2) три неправильной в плане формы участка апатитизированных диоритов. Мощность всей зоны измененных пород 15—20 м, протяженность 300 м. Простираение участков в зоне северо-западное, преобладающее падение на северо-восток.

Мономинеральные руды — мелко- и среднезернистый агрегат апатитовых зерен с реликтами пироксена и амфибола. Апатитовая минерали-

зация в диоритах на контактах с гранитоидами проявляется в виде рассеянной вкрапленности короткостолбчатых кристаллов. Количество апатита достигает 10%. Изученность массива слабая, масштабы апатитового оруденения не выявлены.

Сходство химизма пород и их минерального состава, развитие апатитовой и гематит-ильменитовой минерализации дает основание считать Телегинский массив аналогом Ошурковского. Некоторые различия петрографического состава слагающих их пород, по мнению В. Я. Шабашева, могут быть объяснены различной глубиной эрозионного среза массивов, большей у Телегинского. Учитывая это, Телегинский массив заслуживает дополнительного изучения в отношении апатитоносности.

Зырянский массив расположен в долине р. Итанцы в 65 км к северо-востоку от Ошурковского массива. Массив представляет собою крупный ксенолит (20 км²) средних и основных пород с остатками кровли метаморфических пород среди гранодиоритов, граносиенитов, микроклиновых гранитов нижнепалеозойского возраста. Массив изучался О. В. Соколовым, Э. Л. Прудовским, И. В. Гордиенко, А. О. Шаракшиновым.

Центральную часть массива слагают среднезернистые биотитовые апатитоносные диориты массивной и гнейсовидной текстуры. По периферии обнажаются биотит-роговообманковые сиенито-диориты, микроклинозитированные диориты, меланократовые пироксеновые диориты. Вблизи ксенолитов вмещающих пород появляются габбро-диориты, габбро.

Апатитовая минерализация локализуется в центре массива в четырех вытянутых зонах северо-западного направления. Ширина зон 50—200 м, протяженность до 1000 м. Зоны апатитизированных пород характеризуются повышенными содержаниями биотита, магнетита (до 13%) и пирита. В их пределах выделяются локальные участки с содержанием P₂O₅ 1,5—2,7%. Апатит представлен аксессуарными и метасоматическими разновидностями.

В *Большеиркиликском массиве* (9,0 км²) повышенная апатитоносность приурочена к меланократовым (роговообманковым) диоритам с сульфидным и титаномагнетитовым оруденением. Содержание P₂O₅ в среднем 3,5%, а в биотитовых 1%. Апатит концентрируется в узких зонах северо-восточного простирания, имеющих тектоническую природу. Мощность зон 100—150 м, протяженность до 2 км (Андреев, 1972).

В *Урыктинском массиве* (8 км²) апатитсодержащими породами являются биотитизированные пироксеновые габбро, содержащие вкрапленность ильменита, магнетита. Апатитовая минерализация ассоциирует с ильменит-магнетитовой, локализуясь в связи с тектоническими разломами. Мощность зон от 50 до 80 м, протяженность до 1,5 км. Апатит образует сростки с ильменитом и магнетитом. Содержание P₂O₅ в магнетитсодержащих габбро 2,4%, Fe₂O₃ — 17,63%, V₂O₅ — 0,045%. С Урыктинским массивом связан ореол рассеяния титана и наблюдаются локальные магнитные аномалии интенсивностью более 8000 гамм.

В восточной части провинции апатитовая минерализация в породах характеризуемой формации отмечалась в Чесанской группе массивов (Андреев и др., 1972). Здесь в осевой части Худанского хребта севернее с. Чесан выделяются шесть сближенных массивов площадью 7—16 км², залегающих среди гранитов, граносиенитов, сиенитов раннепалеозойского возраста.

Повышенные содержания P₂O₅ отмечаются в габбро-диоритах (2,78—4,03%) и в эпидотизированных диоритах (1,07—2,08%).

В других массивах (Кундинском, Харгинском) концентрации апатита невысокие (до 2,8% P₂O₅).

Г а б б р о - д и о р и т - г р а н о д и о р и т о в а я ф о р м а ц и я .
Проявления апатитсодержащих пород, связанные с габбро-диорит-гранодиоритовой формацией, отмечены в хр. Хамар-Дабан (левобережье Бол. Речки) и на юго-востоке Бурятии (бассейн рек Сухара, Кижинга). В мас-

сивах габбро-диоритов, диоритов и гранодиоритов позднепротерозойского и нижнепалеозойского возраста наблюдаются порфиробластические расщепленные и гнездовые выделения зеленоватого мелкокристаллического апатита (3—5%). На правобережье р. Кижинга в бассейне р. Тэндит выделяется группа из шести таких массивов (Андреев и др., 1972). В трех из них было зафиксировано повышенное содержание апатита (до 7%) в биотит-роговообманковых диоритах. Апатит распределен неравномерно.

Формация щелочных габброидов, щелочных и нефелиновых сиенитов. *Нижнебурульзайский массив* вытянут (0,2—0,5 × 2,2 км) в субмеридиональном направлении. Центральную часть слагают уртиты и ийолиты; в краевых отмечаются якупирангиты, мельтейгиты. Наблюдаются многочисленные ксенолиты габбро, диоритов, пироксенитов, кристаллических известняков, а также единичные жилы нефелиновых сиенитов.

Апатит отмечался совместно с магнетитом как акцессорный минерал. Анализы пород (Андреев и др., 1969) показали содержания P_2O_5 (%): уртиты — 0,06—0,24, ийолиты — 0,23—0,97, мельтейгиты — 0,16—0,94, якупирангиты — 0,14—0,87. Содержание Fe_2O_3 — от 1,86 до 10,83%, FeO — от 1,18 до 16,59%.

Верхне-Бурульзайский массив (3,0 × 7,5 км) имеет удлиненно-овальную форму. 70% площади его сложено либнеритовыми сиенитами. Наибольшие участки (0,2 × 1,5 км) сложены нефелиновыми сиенитами, среди которых выделяются уменьшенные (0,2 × 0,6 км) участки ийолитов, уртитов, ювитов. Породы содержат 0,02—0,38% P_2O_5 .

Мраморно-гнейсовая формация. Наиболее крупные проявления метаморфогенных апатитовых руд отмечены в Слюдянском и Тункинском районах Юго-Западного Прибайкалья (Приложение 1).

Апатитоносность Слюдянского района изучалась М. С. Сахаровой (1955), И. С. Делициным (1961), В. Н. Давом (1959) и другими. Обобщенную сводку по апатитоносности Юго-Западного Прибайкалья сделали Н. И. Юдин, А. А. Арсеньев (1970). Рудой являются кварц-диопсидовые, кварц-карбонатные, кварц-диопсид-карбонатные и карбонатные апатитоносные породы, содержащие примесь тремолита, скаполита, полевых шпатов, флогопита и некоторых других минералов. Наиболее крупные горизонты апатитоносных пород установлены на участках Сюточкина падь, в междуречье рек Похабиха и Слюдянка, на участках Улунтуй и Бурутуй. Апатитоносные горизонты прослеживаются от 1600 до 5000 м при мощности 60—400 м (уч. Улунтуй). Строение участков различное — моноклиналиное (Сюточкина падь, Улунтуй) или синклиналиное (падь Асымовская). Апатитосодержащие породы образуют линзы, прослои мощностью 1,6—36 м и протяженностью 20—550 м (уч. Бурутуй). Количество рудных тел на участках различное и насчитывается от 6 (уч. Улунтуй) до 22 (Сюточкина падь). Содержание P_2O_5 в рудных телах очень неравномерное и колеблется от 3,07 до 10,47%, среднее — 5,03%. Запасы апатитовых руд определены в 6550,3 тыс. т при содержании P_2O_5 5,06—5,85%. Руды хорошо обогащаются флотацией с получением концентрата, содержащего 30—32% P_2O_5 при извлечении до 90%.

Обрубское проявление расположено в 200 км западнее Слюдянского в долине р. Иркут. Оно представлено теми же апатит-диопсид-кварцевыми и апатит-карбонатными рудами, залегающими в виде маломощных прослоев в мраморах и кристаллических сланцах слюдянской серии (Дав, 1959).

Проявление находится на крутом правом склоне долины р. Иркут в 173 км к западу от ст. Кулгук Восточно-Сибирской железной дороги. В геологическом строении его принимают участие биотитовые гнейсы, кварцевые амфиболиты, карбонатные породы, кварциты, кварц-диопсидовые породы.

Б. И. Сушкевич выделяет восемь горизонтов кварц-диопсидовых апатитоносных пород, мощность которых колеблется от 4 до 50 м, протяженность 50—600 м (горизонт VI). Только четыре горизонта содержат P_2O_5 в количествах, отвечающих временным кондициям для слюдянских апатитовых руд (P_2O_5 не менее 4,5%). В других горизонтах P_2O_5 0,23—3,74%. На левой стороне р. Иркут выявлено три горизонта кварц-диопсидовых пород мощностью 20—120 м с содержанием P_2O_5 до 2,0%. Единичные пробы содержат 4,48—12,28% P_2O_5 . Разведанные запасы составляют 20,4 тыс. т руды.

В незначительных количествах апатитовая минерализация прослеживалась к западу и востоку от Обрубского проявления (реки Бол. Харагол, Хара-Дабан). Апатит представлен фторапатитом. Однако содержание фтора понижено и отсутствуют примеси редких земель (Сахарова, 1955). Спектральными анализами в апатитах установлено присутствие Pb, Cu, Ba, B, Mn, Sr, а также V и Cr — постоянных спутников фосфатоносных пород осадочного генезиса.

М. С. Сахарова (1955), И. С. Делицин (1961) пришли к выводу, что апатитоносные породы образовались в результате регионального метаморфизма известковистых фосфатсодержащих песчаников, кремнистодоломитовых пород без привноса постороннего вещества. Н. И. Юдин и А. А. Арсеньев (1970) установили близкий характер распределения элементов в апатитоносном комплексе слюдянской серии и в типичноосадочных фосфоритоносных отложениях Тувы.

СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Северо-Байкальская апатитоносная провинция размещается в северной части Бурятской АССР, охватывая территорию Северного Прибайкалья, Ангаро-Баргузинскую и Средневитимскую горные страны (Приложение 1). Южная граница ее определяется водораздельной линией, проходящей в междуречьях Баргузина — Гарчи — Котеры, и далее долиной р. Ципа. Восточная граница определяется долиной р. Витим. В пределах указанной территории выделяется ряд апатитоносных и потенциально-apatитоносных магматических формаций.

Ф о р м а ц и я г а б б р о - с и е н и т о в а я. Известно около 50 массивов раннепротерозойского, рифейского и раннепалеозойского тектоно-магматического циклов общей площадью около 700 км². Основные группы массивов сосредоточены в междуречьях Тын — Кичеры, Тампуды — Баргузина, в верховьях Котеры по левобережью Муи (Приложение 1). Степень изученности их в отношении апатитовой минерализации низкая. Только в одном массиве, в долине р. Бамбуйки, установлены апатитсодержащие габбро. Интрузивное тело по р. Бамбуйка приурочено к пересечению двух региональных тектонических зон северо-западного и субширотного простирания, локализованных среди нижнекембрийских карбонатных пород. Массив имеет размеры 6 × 1,8 км и на 90% сложен диоритами, габбро-диоритами. В контакте с ксенолитами доломитов образуются участки габбро-пироксенитов, понкинитов, эссекситов. Отмечаются участки, сложенные святоноситами, биогитовыми сиенитами.

Химические анализы диоритов, габбро-диоритов, габбро-пироксенитов показали содержания 1,53—2,02% P_2O_5 . Минералогический анализ показал присутствие в диоритах до 8% апатита, а в габбро — до 10% магнетита.

Д у н и т - п и р о к с е н и т - г а б б р о в а я ф о р м а ц и я проявлена в Баргузино-Ангарском и Витимо-Муйском районах (Приложение 1). В Баргузино-Ангарском районе этот комплекс образует группы массивов, размещенных и вытянутых вдоль региональных разломов на сотни километров. Возраст их раннепротерозойский. В массивах наибо-

лее развиты габбро, перидотиты, диориты, плагиограниты. Отмечены проявления асбеста, меди, железа, титана, реже апатита. Содержание фосфора в отдельных пробах, по данным спектрального анализа, достигает 5,13—8,64%.

Примером апатитоносных массивов муйского комплекса является Каменский, расположенный в пределах Северо-Муйского хребта; размещение его контролируется крупным субширотным разломом. Сложен массив дифференцированным габбро, среди которого выделяются лейко-, мезо- и меланократовые разности, переслаивающиеся между собой. Повышенные концентрации апатита связаны с двумя последними. Характерна ассоциация апатита с рудными минералами — ильменитом, титаномагнетитом, пиритом. Содержание P_2O_5 в мезократовом габбро достигает 3,37%, TiO_2 — 8,5%. По данным металлометрии породы с повышенными содержаниями Р и Тi развиты в северо-западной части массива и занимают площадь 13—16 км².

Анортозитовая формация. Массивы этой формации входят в состав Каларского интрузивного комплекса раннепротерозойского возраста (Салоп, 1967). Они распространены в осевой части миогеосинклинального пояса байкалид. Их размещение контролируется зонами разрывных нарушений (Приложение 1).

В Муйском районе выделяются три крупных массива, являющиеся, вероятно, юго-западным продолжением большого Джугджуро-Станового анортозитового пояса. Примером может служить Витимканский массив в долине р. Бамбуйка. Площадь его 160 км². Он сложен биотит-роговообманковыми диоритами, габбро-анортозитами. Апатит отмечался в связи с ильменит-, титаномагнетитсодержащими габбро-диоритами и габбро, где его содержание доходит до 5%, титаномагнетита—до 30%.

С габброидными породами каларского комплекса связано титаномагнетитовое и ильменитовое оруденение (Чинейский, Колтушинский массивы), что служит косвенным признаком их возможной апатитоносности. Имеются также указания на наличие рудных минералов в шлихах, в районе развития габбро-анортозитовых массивов бассейна р. Чая.

Интрузивные комплексы анортозитовой формации изучены слабо. Однако наличие концентраций P_2O_5 в анортозитовых массивах каларского комплекса, за пределами описываемой провинции, в западной части Джугджуро-Становой складчатой зоны (Журавель и др., 1974) может рассматриваться как свидетельство вероятной апатитоносности интрузивных комплексов анортозитовой формации Северо-Байкальской провинции.

Габбро-диорит-гранодиоритовая формация слагает отдельные массивы в Северо-Байкальском нагорье и в бассейне р. Ципа (Приложение 1). В верховьях р. Чая выделяется Амбутеренский массив биотит-пироксен-амфиболовых, плагиоклазовых гранитов, гранодиоритов, который, по данным А. Н. Артемьева, в отдельных прогибах обнаруживает повышенные (до 5,38%) содержания P_2O_5 . Площадь массива 2 км².

Ввиду незначительных размеров массивов, ограниченного распространения пород и низких содержаний P_2O_5 выделенная формация в Северо-Байкальской провинции вряд ли может представлять практический интерес в отношении апатитоносности.

Габбро-диорит-диабазовая формация условно включает мелкие штоко- и дайкообразные тела, широко развитые в северной ее части (внешний пояс байкалид). Сложены они диабазами, габбро-диабазами и, в ряде случаев, содержат в небольших количествах титаномагнетит, ильменит, апатит (Салоп, 1967). Массивы изучены слабо. Согласно данным Д. Ж. Жалсабона и др. (1969), к габбро-диорит-диабазовой формации относятся небольшие по размерам (до 15 км²) интрузивные тела икатского комплекса (междуречье рек Баргузин — Верх. Ангара).

Сложены они габбро, габбро-норитами, габбро-диоритами, диоритами, монцонитами, габбро-диабазами. С породами комплекса ассоциирует титаномагнетитовая, ильменитовая, сульфидная и апатитовая минерализация. Однако сколько-нибудь значительных концентраций P_2O_5 в них не отмечено.

Перспективы апатитоносности комплекса могут быть оценены положительно, поскольку ряд исследователей относит к икатскому комплексу Ошурковское месторождение и мелкие апатитопоявления (Зырянское, Иркиликское и др.). Некоторые исследователи включают икатский комплекс в состав габбро-плагиогранитной (Туговик, 1968) и габбро-диорит-гранодиоритовой (Андреев и др., 1972) формаций. Однако все перечисленные формации относятся к разряду потенциально апатитоносных.

Ф о р м а ц и я щ е л о ч н ы х и н е ф е л и н о в ы х с и е н и т о в. Наиболее значителен и своеобразен Сынырский массив (Приложение 1), расположенный в междуречье Лев. Мамы и Бол. Чуи, в осевой части Байкало-Витимского сводового поднятия, приурочен к области пересечения северо-восточной зоны разломов древнего заложения с разрывом северо-западного простирания. Массив залегает среди осадочных и осадочно-вулканогенных отложений позднего протерозоя и кембрия, прорывая их. Верхний возрастной предел внедрения щелочных пород остается неопределенным. Абсолютный возраст различных минералов из щелочных массивов, определенный калий-аргоновым и свинцовым методами, колеблется в пределах 304—350 млн. лет, что отвечает девону.

В плане массив имеет изометричную форму, площадь 650 км² (рис. 22). Характерно концентрически-зональное строение, дисгармоничное по отношению к линейно-складчатой структуре рамы. Массив окружен ореолом контактово-метаморфических пород.

Особенностью массива является присутствие мощных горизонтов ультракалийевых пород — псевдолейцититов, впервые обнаруженных в природе (Пак, Зак, 1969). В основном он сложен породами двух главных интрузивных фаз: 1) массивными нефелиновыми сиенитами, образующими кольцевую периферическую зону, и 2) трахитоидными щелочными, нефелинсодержащими сиенитами, которые слагают центральную изометричную часть.

Многочисленные проявления апатита сосредоточены в эндоконтактовой зоне лейкократовых нефелиновых сиенитов и в зоне контактов пуласкитов с сынныритами (кальцисилитовыми щелочными сиенитами) в апикальных участках интрузива. Они подразделяются на два типа (Тихоненкова и др., 1968). Первый тип малоперспективный; относимые к нему образования возникли в раннюю высокотемпературную стадию метасоматоза и представлены мезо- и меланократовыми биотит-пироксен-плагиоклазовыми фенитами (без нефелина и совместно с ним) с равномерно распределенными мелкими гнездами апатита (содержание P_2O_5 от 1—2 до 10%). Второй более апатитоносен; его составляющие по времени поздние и обусловлены комплексом разнообразных послемагматических метасоматических преобразований фенитов, скарнов, биотитовых нефелиновых сиенитов и пуласкитов. Это биотит-apatитовые линзы, прожилки и скопления апатита, приуроченные к зонам полевошпатизации, ослодения и карбонатизации. Концентрация апатита здесь достигает 80—95% (P_2O_5 38—40%). Наиболее крупные проявления этого генетического типа находятся в бассейне р. Тала в пределах участков Высотный и Подледный. Здесь массив вскрыт эрозией вплоть до его полого падающей (20—35°) подошвы. Повышенные концентрации апатита наблюдаются в меланократовых метасоматитах и сынныритах припочвенной пачки и выше в горизонте преимущественного развития ксенолитов.

На участке Высотном насчитывается до восьми апатитоносных залежей пластообразной и неправильной форм мощностью от 0,2—0,5 до 2—3 м, протяженностью до сотен метров. Главная залежь мощностью 2—

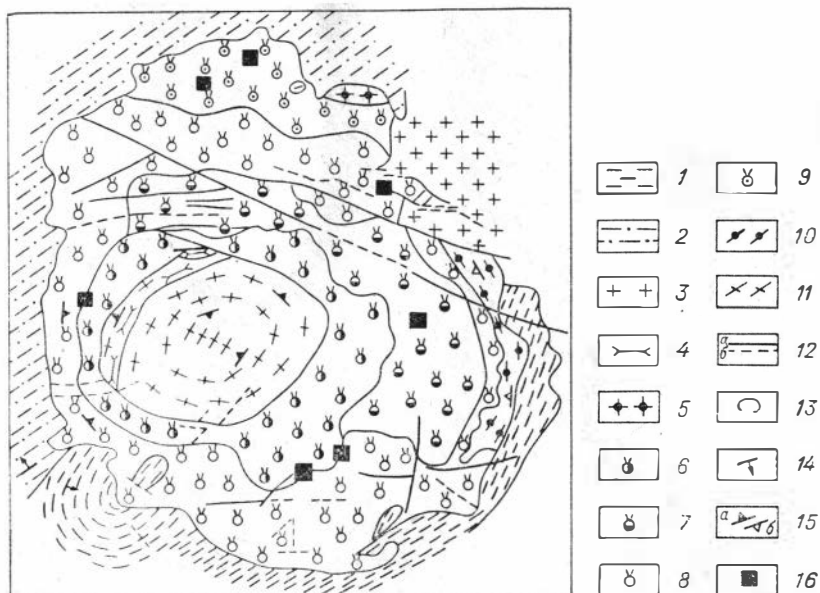


Рис. 22. Геологическое строение Сыннырского массива. Составили А. С. Пак, С. И. Зак и др., с дополнениями Г. В. Андреева, 1969.

1 — кембрийские осадочные отложения; 2 — верхнепротерозойские осадочно-вулканогенные образования; 3 — гранитоиды; 4 — метасоматические сиениты; 5 — мелкозернистые нефелиновые сиениты; 6 — псевдолейцитовые сиениты; 7 — пойкилитовые и аллотриаморфнозернистые нефелиновые сиениты; 8 — дитриты; 9 — псевдолейцитовые сиениты краевой зоны; 10 — мезократовые трахитоидные нефелиновые сиениты; 11 — дуласкиты; 12 — разрывные нарушения (а — установленные, б — предполагаемые); 13 — геологические границы; 14 — слоистость; 15 — трахитоидность (а — крутая, б — пологая); 16 — участки наиболее существенных рудопроявлений апатита.

3 м прослежена на 800 м. Простираание ее рудных тел северо-восточное, падение к центру массива 10—40°. Распределение апатита неравномерное; содержание его колеблется от 5—7% (в нижней части) до 98% (в верхней), среднее содержание 20—25%. Среднее содержание P_2O_5 в рудах 8—12%. Прогнозные запасы апатитовых руд на этом участке до глубины 300 м составляют 2 млн. т (по С. И. Заку и А. С. Паку).

На участке Подледном апатитовые скопления связаны с более лейкократовыми породами — сынныритами, цеолитизированными, содалитизированными сиенитами. Апатитовые руды образуют гнезда, линзообразные залежи, прожилки (0,15—0,7 м), прожилковые зоны мощностью 4,7—16,5 м и протяженностью 80—150 м. Падение зон и залежей пологое, простираание субширотное. Контакты рудных тел неясные, распределение апатита неравномерное.

Большинство исследователей склоняются к признанию метасоматического характера оруденения, но нет единого мнения о природе измененных пород. Г. В. Андреев (1964) допускает возникновение апатитовых залежей за счет переработки даек шонкинитов. В. В. Архангельская (1968) полагает, что оруденение возникло в результате переработки нефелиновых сиенитов периферийной части массива и ксенолитов вмещающих пород эманациями существенно калиевого состава.

Ф. Л. Смирнов выделяет здесь два основных типа апатитового оруденения: а) магматически-ликвационный, представленный линзовидными апатит-магнетитовыми обособлениями участка Таборный, а также так называемыми бескорневыми и шпировыми обособлениями почти мономинеральных апатитовых руд участка Подледный; б) магматически-метасоматический, характеризующийся образованием зональных, богатых

апатитом рудных тел, выполняющих ослабленные зоны и трещины в щелочных породах (участок Высотный).

Породы, слагающие Сыннырский и Хибинский массивы, в общем принадлежат к крайним членам калиевой и натровой ветви щелочных пород. Породы Хибинского массива относятся к агпайтовому ряду, а Сыннырского — к миаскитовому. В связи с этим С. И. Зак и О. Б. Дудкин (1969) приходят к выводу, что фосфор способен накапливаться и мигрировать именно в натровых, агпайтовых расплавах.

Р. П. Тихоненкова и др. (1968) придают значение тому, что массивы резко отличны по содержанию кальция и соотношению K_2O/Na_2O в главнейших комплексах пород. В. И. Герасимовский с соавторами (1968), объясняя отсутствие крупных скоплений апатита в Сыннырском массиве, среди других факторов указывает на широко развитый процесс постмагматического калиевого метасоматоза (либениризации и микроклинизации), уничтожающей апатитовое оруденение.

Небольшие масштабы апатитового оруденения (даже на обогащенных участках), резкие колебания в распределении полезного минерала и сравнительно низкие средние содержания фосфорного ангидрида в рудных телах в целом отрицательно характеризуют перспективы апатитоносности Сыннырского массива. Вместе с тем существует и другое мнение (Зак и др., 1968), в основе которого лежит подмеченная тенденция повышения содержания P_2O_5 и темноцветных минералов к нижним частям разреза расслоенной интрузии и перехода к относительно натровым разностям пород, что несколько улучшает перспективы на глубину.

Ф о р м а ц и я а г п а и т о в ы х н е ф е л и н о в ы х с и е н и т о в. К этой формации, возможно, следует относить массив Бурпала, второй по размерам из Северо-Байкальской группы массивов щелочных пород. Этот массив сравнивается исследователями (Свешникова и др., 1976) с Заангарским (Татарским) массивом нефелиновых сиенитов, как наиболее близкий ему по составу и формационной принадлежности. Массив Бурпала сложен эгириновыми и нефелиновыми сиенитами и мариполитами. Для него характерен ряд минералов, общих с Заангарским массивом: эвдиалит, полилитионит, меланоцерит, ловенит, астрофиллит, рамзаит, марганцевый ильменит. Поскольку Заангарский массив относится к формации агпайтовых нефелиновых сиенитов (Кузнецов, 1964) и рассматривается в последнее время как «один из оригинальных среди небольшого числа агпайтовых щелочных массивов» (Свешникова и др., 1976), такую возможную формационную принадлежность следует учитывать и для массива Бурпала. Апатитовой минерализации в повышенных количествах здесь не отмечено.

ДЖУГДЖУРО-СТАНОВАЯ ПРОВИНЦИЯ (ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ)

Граница провинции на юге и юго-востоке проходит по Монголо-Охотскому глубинному разлому, на севере и северо-востоке — по разлому, отделяющему Джугджуро-Становую складчатую зону от Алданского щита и Байкальской складчатой области. Юго-западная граница ее условно проходит по меридиану г. Читы, восточная — по границе Читинской и Амурской областей (Приложение 1). Восточная часть провинции относится к региону Дальнего Востока и поэтому в данной работе не рассматривается.

В тектоническом отношении территория провинции является частью Джугджуро-Становой нижнепротерозойской (?) складчатой зоны, захваченной палеозойской и мезозойской тектоно-магматической активизацией, благодаря чему она имеет сложное блоковое строение (Амантов, Тихомиров, 1968; Алтухов и др., 1973; и др.). Вследствие интенсивных поднятий

и размывов в пределах ее на больших площадях обнажены структуры протерозойского фундамента. Характерной особенностью провинции является значительное преобладание изверженных пород, главным образом кислого состава, над осадочными, а также мощный диафторез кристаллических архейских и протерозойских пород.

Из апатитоносных и потенциально апатитоносных формаций в настоящее время здесь выделены массивы анортозитовой, габбро-диорит-диабазовой и габбро-диорит-гранодиоритовой формаций (Краткая объяснительная..., 1971; Борисенко, 1973).

Ряд исследователей указывает на наличие массивов формаций габбро-плагиогранитной (Геологическое строение СССР, 1968) и расслоенных габбро-анортозитовых интрузий (Богатилов, 1974). Однако в формационной принадлежности интрузий много неясностей.

Наиболее значительные концентрации фосфора в провинции связаны с массивами анортозитовой формации, к которой относятся Ангашанский (Кручининский) и Каларский интрузивные комплексы (Приложение 1). К анортозитовой формации, возможно, следует отнести также Кавактинскую дифференцированную интрузию и связанные с нею апатитопроявления, рассматриваемые исследователями (Энтин и др., 1975) в составе габбро-пироксенит-перидотитовой формации.

К ангашанскому комплексу относятся небольшие по размерам (от 10 до 100 км²) массивы, сложенные габбро-ультрабазиитами, диоритами, анортозитами. Развита они преимущественно вблизи границы, разделяющей области герцинской (Монголо-Охотской складчатости) и раннепалеозойской консолидации (Джугджуро-Становой складчатости), пространственно тяготея к последней. Массивы комплекса наиболее широко развиты в бассейнах рек Кручина, Оленгуй и в среднем течении р. Ингода. С ними связаны повышенные скопления апатита и титаномагнетита, иногда образующие месторождения. Примером последних является Кручининское, локализованное в пределах Ангашанского массива (рис. 23)..

Ангашанский (Кручининский) габбро-анортозитовый массив расположен в Читинской области, в среднем течении р. Кручина. Приурочен к крупному блоку древней платформы, выступающему в юго-западной части Джугджуро-Становой складчатой зоны, локализуясь в узле пересечения крупных разноориентированных нарушений. Согласно данным А. П. Лебедева (1965) и других, массив представляет собой неправильный ксенолит среди более молодых гранитов и относится к числу сложных многофазных образований.

Е. А. Зайков и другие исследователи возраст массива датируют как нижнепротерозойский, хотя по этому вопросу имеются и другие сведения (Интрузивные комплексы Забайкалья, 1964; Геологическое строение СССР, 1968; и др.). Нет единого мнения и по вопросу формационной принадлежности интрузии. Она рассматривалась в составе формаций габбро-плагиогранитной (Геологическое строение СССР, 1968), расслоенных базитовых интрузий (Богатилов, 1974), анортозитовой (Борисенко, 1973). Докембрийский возраст пород ангашанского комплекса, согласно взаимоотношениям их с вмещающими интенсивно дислоцированными метаморфическими породами, присутствие анортозитов, проявляющихся в виде самостоятельной интрузивной фазы, особенности химизма, минералогии и металлогении, а также развитие в районе интрузий, сложенных анортозитами и габбро-анортозитами, дают основания для отнесения его к анортозитовой формации.

В строении Ангашанского массива принимают участие два комплекса пород, связанных интрузивными взаимоотношениями: 1) габбро-пироксенитовый, представленный пироксеновым, оливиновым и рудным габбро, пироксенитами, перидотитами, оливинитами и занимающий около 60% его площади; 2) анортозитовый, развитый в южной части массива, сложенный анортозитами, лейкогаббро и занимающий 40% площади. Распрост-

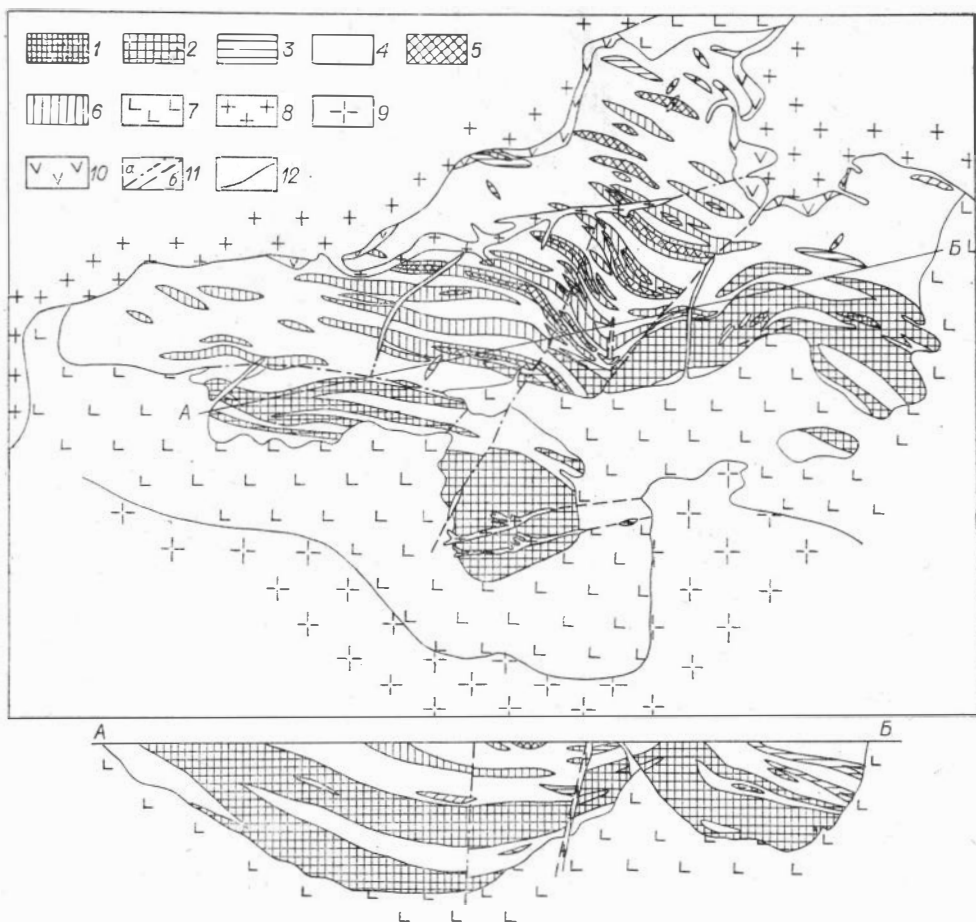


Рис. 23. Геологическая карта Ангашанского массива. Составил В. Я. Шабашев с использованием материалов Н. А. Щербаковой, А. В. Польминой, 1957; Л. П. Фоминко, Д. М. Шмелева, 1959; И. С. Вахрамеева, 1959.

1—7 — ангашанский комплекс основных пород: 1 — сливные апатит-ильменит-титаномагнетитовые руды; 2 — рудные пироксениты и перидотиты; 3 — рудные габбро-пироксениты; 4 — габбро; 5 — рудное габбро; 6 — оливинное габбро; 7 — анортозиты; 8 — биотит-роговообманковые граниты; 9 — лейкократовые граниты; 10 — диориты; 11 — тектонические нарушения (а — контролирующее размещения тел анортозитов второй фазы, б — контролирующее размещения даек гранитов); 12 — геологические границы пород.

ранены дайки диабазов и гранитов. На контакте с вмещающими гранитами развиты диориты.

Повышенные концентрации апатита и рудных минералов связаны с породами габбро-пироксенитового комплекса. Характерная особенность его строения — резко выраженная крупномасштабная стратификация, которая проявляется в обособлении прослоев и линз рудных ультрабазитов и меланократового габбро среди пироксенового габбро, несущего бедную рудную вкрапленность. В свою очередь, в ультрабазитах и габброидах отмечается более тонкая расслоенность, проявляющаяся в переслаивании перидотитов, пироксенитов, оливинитов, габбро и меланократового габбро. Ориентировка элементов расслоенности свидетельствует об общей моноклининой структуре массива, осложненной брахиантиклинальными и брахисинклинальными складками. Широко проявлена разрывная тектоника, обусловившая его блоковое строение (Шабашев, 1976).

Распределение апатитового оруденения определяется особенностями внутреннего строения габбро-пироксенитового комплекса (Шабашев, 1976). Наиболее богатая концентрация апатита и рудных минералов в

пределах его приурочена к антиклинальным складкам, а также к приподнятым, более глубоко эродированным блокам (участки Долинный, Водораздельный).

Отмечается петрографический контроль в размещении апатитового оруденения. Слабо дифференцированные габброиды, слагающие северную и западную части массива, характеризуются невысокими (менее 1%) содержаниями P_2O_5 . Большие количества апатита (2—4% P_2O_5) накапливаются в рудных и меланократовых оливиновых габбро, центральной части массива (участок Ангашан). Наиболее значительные концентрации фосфата (5—6% P_2O_5) связаны с пироксенитами, перидотитами, оливинитами, обособляющимися в виде линз и полос в лежащем боку рудного комплекса. Обогащены апатитом, как правило, центральные части тел ультрабазитов, причем часто скопления его приурочены к изгибам мелких складок, встречаясь в тесной ассоциации с ильменитом и титаномагнетитом.

Рудные залежи имеют линзообразную, реже жилообразную и неправильную форму. Мощности залежей колеблются от десятков до первых сотен метров, протяженность от сотен метров до 1,5 км. С ними пространственно связаны магнитные аномалии интенсивностью 8000—11 000 γ, выделяющиеся на фоне положительного магнитного поля интенсивностью 1000—2000 γ. Ниже по течению р. Кручина, размывающей массив, развиты шлиховые ореолы ильменита и титаномагнетита.

С Ангашанским массивом связано Кручининское комплексное месторождение апатитовых ильменит-титаномагнетитовых руд. Основными породообразующими минералами являются титан-авгит, оливин, плагиоклаз. Менее распространены гиперстен, керсутит, биотит, палагонит, актинолит, серпентин. Из рудных компонентов основными являются ильменит и ванадийсодержащий титаномагнетит, попутными — апатит, магнетит, пирротин, в незначительном количестве присутствуют пирит и гематит.

Апатит в рудах Кручининского месторождения представлен несколькими генерациями, но основное значение имеет позднемагматический (аккумуляционный) апатит. По химическому составу (P_2O_5 — 41,40%, CaO — 55,72%, F — 1,75%, H_2O — 0,022%) последний может быть отнесен к фтороксапатиту (Шабашев, 1976).

Ведущее значение при формировании руд Кручининского месторождения имел процесс кристаллизационно-гравитационной дифференциации. Вместе с тем наличие рудных тел жилообразной формы, а в пределах их — флюидальных текстур, секущее положение таких тел и связанных с ними магнитных аномалий по отношению к стратификации массива свидетельствуют о том, что важную роль в локализации более богатых апатитсодержащих руд играла тектоника.

Запасы апатитовых руд со средним содержанием 3,8—4,2% P_2O_5 в массиве сравнительно небольшие — 8,5 млн. т P_2O_5 . Однако их комплексность и сравнительно легкая обогатимость (при извлечении 73—77% получен апатитовый концентрат с содержанием P_2O_5 39%) позволяют рассматривать Ангашанский массив как объект, перспективный для разработки с целью попутного получения фосфора при использовании титаномагнетитовых руд.

Габбро-анортозитовые образования, по составу аналогичные Ангашанскому, встречаются в виде небольших изолированных тел также в бассейне рек Кручина, Оленгуй и в среднем течении р. Ингода, но степень их изученности весьма низкая.

Каларский анортозитовый массив по площади (1500 км²) соизмерим с крупнейшими анортозитовыми массивами мира. Приурочен он к западному окончанию Станового глубинного разлома, разделяющего архейскую Чарскую глыбу и нижнепротерозойскую Джугджуро-Становую зону. Массив вытянут в субширотном направлении до 150 км и имеет

ширину 5—20 км (Приложение 1). Он состоит из двух ветвей: северной — Куронаахской и южной — Имангакитской, сливающихся на востоке в единое тело.

Тела, составляющие обе ветви массива, моноклинально падают на север. Их южные контакты тектонические (по Становому и оперяющему его Имангрскому разломам). Северные границы постепенные.

В строении массива намечается смена состава слагающих его пород. В западной части широко распространены лабрадориты и андезиты. В полях развития лабрадоритов присутствуют многочисленные обособленные тела габбро и пироксенитов. В центральной части господствуют олигоклазиты, которые к востоку сменяются более поздними сиенитами и микроклинитами.

Целенаправленное изучение Каларского массива на апатиты не проводилось. В восточной части массива известно одно слабо изученное проявление апатит-титаномагнетитовых руд в бассейне р. Тас-Юрх (левый приток р. Олекма), в 60 км выше устья. Рудоносными являются габбро-анортозиты, слагающие шлировые образования в хребтовой части водораздела Тас-Юрх — Имангра. Здесь среди поля гигантозернистых лабрадоритов встречаются шлировидные образования габброидного состава с небольшими полосчатыми обособлениями, обогащенными титаномагнетитом, в которых отмечены отдельные участки апатитовой минерализации. Содержание апатита в наиболее обогащенных участках достигает 30%, P_2O_5 — 12,4%.

Апатитоносные меланократовые рудные габбро и пироксениты (3—4% P_2O_5) отмечены также в западной части Каларского массива.

По геотектоническому положению, возрасту, отчетливо выраженной дифференцированности, вещественному составу пород и наличию железотитановой минерализации Каларский массив сходен с Джугджурским анортозитовым плутоном, в пределах которого в последние годы выявлена целая группа апатитосодержащих месторождений. Поэтому находки в пределах Каларского массива апатитопоявлений позволяют рассматривать его как объект, перспективный для поисков апатита (Приложение 1, 8).

Кавактинский расслоенный габбро-анортозитовый массив расположен в левобережье р. Тимптон, в междуречье рек Кавакта — Терпух. Он приурочен к зоне Станового глубинного разлома, отделяющего архейский комплекс Алданского щита от протерозойской складчатой области Становика. Массив образует тело изометричной формы площадью около 15 км² (Приложения 1, 8).

Породы Кавактинского интрузива характеризуются повышенными содержаниями закисного железа, титана и фосфора. Количество титаномагнетита в них составляет до 15—18% объема, апатита — до 5%. В восточной части массива среди норитов и габбро-норитов выявлен ряд зон вкрапленного апатит-титаномагнетитового оруденения с содержанием P_2O_5 2,7%, TiO_2 3,6%.

Широкое развитие в массиве апатит-титаномагнетитовых норитов и габбро-норитов, выдержанных по мощности, позволяет рассматривать Кавактинский интрузив как перспективный на обнаружение здесь апатит-титаномагнетитовых руд первично-магматического генезиса.

Анортозитовая формация включает также Большетокинский анортозитовый массив. К этой же формации относятся небольшие интрузивные тела типа Кавактинской интрузии, которые, по Ф. Л. Смирнову, встречаются вдоль Станового разлома в бассейне р. Сутам. Данных об их апатитоносности нет.

Интересны с точки зрения возможной апатитоносности массивы основных пород, относимые Н. И. Тихомировым и др. (Интрузивные комплексы Забайкалья, 1964) к куэнгинскому протерозойскому интрузивному комплексу. Судя по набору слагающих его пород, он может быть отнесен

к габбро-диорит-гранодиоритовой формации. В то же время сходные геотектонические условия формирования данного комплекса с Ангашанским и близкое образование их во времени и пространстве позволяют предполагать принадлежность их к одной формации.

Массивы куэнгинского комплекса прослеживаются на левобережье р. Шилка от Нерчинска до слияния ее с Аргунью, а также выделены в пределах полосы, захватывающей верховья рек Кручина, Чита, Юмурчен. Сложены они габбро, кварцсодержащими и кварцевыми диоритами, гранодиоритами, биотитовыми плагиогранитами, щелочными и двуслюдяными гранитами. В ряде случаев с породами базитовой серии и с диоритами (р. Нижн. Залыча, район ст. Укурей и др.) связаны повышенные концентрации апатита (до 2—4%). Апатит ассоциирует с рудными минералами, часто образующими сидеронитовые структуры.

Из других, возможно, апатитовых интрузивных комплексов провинции привлекает внимание урюмский. Он отнесен к габбро-перидотитовой (?) формации условно нижнепалеозойского возраста. Однако ассоциация пород (массивы комплекса сложены преимущественно габбро и диоритами, перидотиты и пироксениты имеют подчиненное значение) позволяет считать его скорее представителем габбро-диорит-диабазовой формации. Петрографически массивы урюмского комплекса изучены слабо, и сведения об их апатитоносности отсутствуют.

Широко развитые в северной половине провинции массивы габбро-диорит-диабазовой формации также изучены очень слабо. Данные об апатитоносности их пород ограничиваются упоминанием присутствия апатита.

СЕТТЕ-ДАБАНСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Находится в Юго-Восточной Якутии в пределах Сетте-Дабанского и Юдомо-Майского поднятий, представляющих собой антиклинорий на границе Верхоянской складчатой области и Сибирской платформы (Приложение 1). По данным К. А. Савинского (1972), здесь же проходит зона разломов Нелькано-Кыллахской группы, представляющая краевой шов платформы. В целом провинция имеет линейную складчато-глыбовую структуру.

Сетте-Дабанская провинция включает четыре массива ультраосновных пород с карбонатитами (с юга на север) — Озерный, Поворотный, Гек и Воин — и две зоны щелочных пород — Хампинскую и Юдомо-Майскую. Наиболее крупный из них — Озерный массив — расположен в южной части тектонической зоны. Следующий к северу — Поворотный — расположен в 70 км. Более мелкие массивы Гек и Воин находятся соответственно в 8 и 15 км еще севернее. Хампинская и Юдомо-Майская зоны щелочных пород, сопровождаемые кварц-карбонат-флюорит-редкоземельными жилами, располагаются над слепыми ультраосновными щелочными массивами (Эпштейн и др., 1972).

Озерный массив представляет собой эллипсоидное в плане тело площадью 9,3 км². Длинная ось массива вытянута по азимуту 25—30° в соответствии с простираемостью зоны глубинного разлома.

В строении массива принимают участие породы ультраосновного состава, ийолит-мельтейгиты, нефелиновые и щелочные сиениты и карбонатиты. Силикатные породы залегают в виде реликтов в карбонатитах, на долю которых приходится около 87% вскрытой части массива. По характеру взаимоотношений с вмещающими породами — это массив центрального типа со слабо проявленными линейными структурами, несколько нарушающими общее концентрическое строение. Вмещающие терригенно-карбонатные породы рифейского комплекса (лахандинская свита) в экзоконтакте массива изменены неравномерно. Известняки в узкой полосе (~20 м) слабо перекристаллизованы и слабо минерализованы. В них отмечается присутствие флогопита, апатита, клиногумита. Алевриты и ар-

гиллиты фенитизированы. Мощность зоны фенитизации 200—250 м. Крайне неравномерно изменены в зоне контакта габбро-диабазы. Альбитизация и кальцитизация их иногда настолько интенсивна, что породы превращены в амфибол-кальцитовые карбонатиты с пироксолом.

По данным Т. Б. Здорик, В. М. Моралева и А. А. Ельянова, массив сформировался в две главные фазы, включающие несколько этапов. Первая фаза — собственно интрузивная — разделяется на три этапа: внедрение ультрабазитовой магмы и образование пироксенитов; внедрение щелочной магмы, возникшей в процессе дифференциации того же магматического очага; образование тел нефелиновых сиенитов и внедрение альбитов и щелочных лампрофиров.

Вторая фаза — метасоматическая; во второй этап этой стадии (кальциевый метасоматоз) образовались карбонатиты.

Отличительной особенностью карбонатитов массива являются широкие вариации в их минеральном составе, значительное разнообразие текстур, структур и форм залегания. Выделяются четыре стадии карбонатитового процесса, характеризующиеся определенными минеральными парагенезисами, обусловленными сменой температурного режима.

Время проявления ультраосновного—щелочного магматизма Сетте-Дабана относится к палеозою (Е. М. Эпштейн и др., 1972). Наиболее перспективным на апатит является Озерный массив. Все породы, слагающие его, в той или иной степени апатитоносны. Однако основным концентратом апатита являются карбонатиты первой и второй стадий.

Карбонатиты первой стадии по составу подразделяются на: авгит-диопсидовые, состоящие из авгит-диопсида (20—50%), биотита (7—15%), кальцита (30—70%), апатита (3—30%), магнетита (1—5%), и форстерит-кальцитовые, преимущественно массивной текстуры, равномернозернистой либо порфиробластовой структуры, состоящие из форстерита (20—50%), кальцита (30—50%), апатита (10—15%), магнетита (5—10%), биотита (2—5%); часто присутствует серпентин в виде псевдоморфоз по форстериту.

Карбонатиты второй стадии также подразделяются на: а) форстерит-кальцитовые, внешне идентичные таковым первой стадии, но отличающиеся наличием пятнисто-полосчатых текстур и крупнозернистой (до гигантозернистой) структуры; отмечаются обособления крупных кристаллов форстерита, магнетита и темно-зеленого флогопита, придающие породе атакситовый облик; состав: кальцит (30—60%), форстерит (20—40%), флогопит (5—15%), магнетит (5—20%), апатит (1—3%); характерно присутствие флогопита и бадделейта; б) форстерит-кальцитовые карбонатиты с циркелитом и гатчеттолитом — наиболее широко распространенные образования массива.

Основная масса этих карбонатитов сложена серым полупрозрачным кальцитом (50—80%) и форстеритом (10—25%), образующим округлые выделения (2—5 мм). Также присутствуют зеленый флогопит (1—7%), апатит (5—7%), магнетит (3—5%), пирротин (0,5—8%).

В известняках экзоконтакта апатит образует крупные, короткопризматические или округлые кристаллы со сглаженными гранями. Содержание его здесь иногда достигает 10%.

Апатит в карбонатитах встречается повсеместно. Площадь распространения карбонатитовых тел в пределах массивов следующая: Озерный — 4,6 км², Поворотный — 1,6 км², Гек — 0,2 км². Залегание рудных зон тесно связано с залеганием вмещающих их карбонатитов. Наибольшее количество апатита (до 10% и выше) содержится в карбонатитах второй стадии. В первичных карбонатитовых рудах содержится в среднем 4—5% Р₂О₅. Выделяются зоны, обогащенные апатитом с содержанием Р₂О₅ до 10% и более.

Прогнозные запасы коренных карбонатитовых руд на массиве Озерный оцениваются в 240 млн. т. Учтено, кроме того, 50 млн. т озерных от-

ложений со средним содержанием P_2O_5 6—7%. Запасы апатита составляют 63,8 млн. т. Установлена возможность получения апатитового концентрата с содержанием P_2O_5 25—30% при извлечении до 55—60%.

Обращают на себя внимание данные о глубине эрозионного среза массивов. Так, установлено, что цепь массивов и зон Сетте-Дабана обнаруживает последовательное уменьшение глубины эрозионного среза. К наиболее эродированному относится массив Озерный (7—10 км), менее эродированному — Воин (1,5—4,5 км), а Хампинская и Юдомо-Майская зоны щелочных пород располагаются над слепыми ультраосновными щелочными массивами (Эпштейн и др., 1972).

А. А. Фролов (1975) подвергает сомнению эти расчеты, считая, что вскрытые эрозией глубинные уровни упомянутых массивов, вероятнее всего, соответствуют гипабиссальным и в крайнем случае мезоабиссальным условиям. Об этом свидетельствуют порфиновые и порфировидные структуры магматических пород, широкое распространение даек сиенитов, сиенит-порфиров, ийолит-порфиров, лампрофиров, а также наличие анкеритовых и барит-анкеритовых карбонатитов с крустификационными и кокардовыми структурами.

В некоторых массивах Сетте-Дабана отмечалось довольно резкое увеличение углов наклона пластов вмещающих пород с приближением к интрузивам, вплоть до субсогласного залегания контактов массивов с вмещающими породами (Эпштейн и др., 1972). Это свидетельствует о возникновении куполовидных структур при внедрении интрузивов, что характерно лишь для приповерхностных и малоглубинных условий их формирования. Если учесть, что именно малоглубинным фаціальным представителям ультраосновных щелочных комплексов свойственны наиболее значительные проявления апатитоносности, связанные с «породами рудного комплекса» форстерит- и флогопит-магнетит-apatитового состава (Самойлов, Багдасаров, 1975), становится очевидным практическое значение этого.

Внедрение массивов по геологическим данным (Эпштейн и др., 1972), вероятно, совпадает с предкарбоневой эпохой, отвечающей времени заложения верхнепалеозойско-мезозойской (верхоянской) геосинклинали и активизации тектонических движений по глубинным разломам в зоне, пограничной с платформой. С другой стороны, определения абсолютного возраста пород и аналогия с алданскими массивами дали основание для предположения о позднепротерозойском возрасте Озерного массива (Ельянов, Моралев, 1961). И хотя в настоящее время считается более оправданным отнесение всех четырех массивов к единой Сетте-Дабанской провинции, в пределах которой для щелочно-ультраосновных пород принимается палеозойский возраст (Эпштейн и др., 1972), следует обратить внимание на одно отмечаемое в литературе обстоятельство.

Массив Озерный представляет собой типичный карбонатитовый комплекс. Его формирование происходило в те же фазы, что и формирование наиболее характерных карбонатитовых комплексов Кольского полуострова, Восточного Саяна и других регионов, что позволяет однозначно определить его формационную принадлежность.

С другой стороны, массивы Гек, Воин и, в меньшей степени, Поворотный по строению и составу напоминают карбонатизированные тела миаскиотов (Главнейшие провинции..., 1974), что выражает отклонение их от обычных карбонатитовых комплексов.

Это обстоятельство может косвенно подтверждать данные об ином, более раннем возрасте Озерного массива по сравнению с остальными массивами Сетте-Дабана, его временную и возможно генетическую связь с массивами Алдана. Соответственно перспективность его в отношении апатита повышается. Наоборот, упомянутая аномальность остальных массивов Сетте-Дабана выражает отклонение их от обычных карбонатитовых комплексов и означает, следовательно, снижение перспектив их апатитоносности.

Границы Алданской провинции (Приложение 1), тектоническим эквивалентом которой является Алданский щит, в соответствии с данными И. М. Фрумкина проводятся: на западе по жуинским разломам, отделяющим щит от Байкало-Патомского прогиба и древней Муйской глыбы; на востоке — по Нелькано-Кыллахскому разлому, отделяющему щит от байкалид Юдомо-Майского прогиба; на юге, с некоторой условностью, — по Становому глубинному разлому, отделяющему Джугджуро-Становую складчатую область. Северная граница щита также условно проводится по широтному отрезку р. Алдан, по линии резкой смены пород кристаллического фундамента осадочными породами платформенного чехла.

На территории Алданской провинции концентрации апатита связаны с несколькими апатитоносными и потенциально апатитоносными геологическими формациями (Приложения 1, 8).

Формация ультраосновных щелочных пород с карбонатами проявлена на массиве и одноименном *месторождении Арбарастах* (Приложения 1, 8), расположенном в краевой юго-восточной части Алданского щита среди архайских кристаллических сланцев и гнейсов. Он приурочен к системе различно ориентированных разломов. Вмещающие породы изменены в ореоле до 500 м, кальцифиры перекристаллизованы, местами содержат хондродит, апатит, флогопит; силикатные породы фенитизированы. Определения абсолютного возраста по флогопитам из различных пород дали 690—720 млн. лет, что отвечает позднепротерозойскому времени.

Формирование массива сопровождалось возникновением куполовидного поднятия, осложненного системой субконцентрических разломов. В современной структуре купол образован системой небольших тектонических блоков, каждый из которых поднят на высоту 50—300 м по отношению к соседнему, удаленному от центра массива. Платформенный чехол сохранился от эрозии лишь на крыльях купола.

Массив площадью 42 км² имеет концентрически-зональное строение с чередованием пород различного состава. Центральное ядро его диаметром 4,5 км сложено пироксенитами (20 км²). В пределах этого ядра и вокруг него развиты дугообразные конические дайки щелочных пород и карбонатитов. В центре контура пироксенитов локализовано серповидное в плане тело апатит-магнетит-форстеритовых пород площадью 0,3 км², а также ряд других более мелких дугообразных тел. Здесь выделяются три группы пород, образованных последовательно: 1) магнетит-форстеритовые, 2) апатит-магнетит-хондродитовые, 3) кальцит-апатитовые породы с магнетитом, хондродитом и слюдой.

Апатит присутствует в магнетит-форстеритовых (3—5%), апатит-магнетит-форстеритовых (30—65%) и апатит-магнетит-хондродитовых (20—70%) породах. Наиболее крупные тела имеют мощность до нескольких сотен метров при длине 1—1,5 км.

Апатит, представленный гидроксилфторапатитом, образует зернистые массы или отмечается в тонкопризматических кристаллах. Скопления апатита проявлены неравномерно. Отдельные зоны обогащены им до 50%.

Карбонатиты занимают около 25% площади массива, образуя систему конически-дугообразных жил мощностью до 200 м, протяженностью до 5 км и падающих круто к центру массива под углами 60—85°. Жилы выдержанного строения и состава, контакты их четкие и резкие. Карбонатиты сложены кальцитом (45—95%) и содержат апатит (1—10%), магнетит (1—30%), флогопит (5—20%), акцессорные — хондродит, диопсид, форстерит, пироксен, бадделит, дизаналит, циркон, сульфиды (Бородин и др., 1973). Содержание апатита в карбонатитах невысокое и колеблется от 2 до 4—5%, редко до 10%.

Породы арбарастахского комплекса имеют следующее содержание P_2O_5 (%): магнетит-апатит-форстеритовая порода — 12, апатит-форстерит-магнетитовая порода — 6, хондродит-магнетит-апатитовая порода — 20, флогопит-апатит-форстеритовая порода — 9; среднее содержание — 10%. В штокверковых зонах в слюдяно-пироксеновых породах содержится 5—10% апатита (2—4% P_2O_5), а в слюдяных жилах — от 10 до 25% (4—10% P_2O_5).

При подсчете прогнозных запасов P_2O_5 принят радиус 2 км, что соответствует радиусу распространения апатитосодержащих пород. Площадь с прогнозными запасами составляет 12,5 км², глубина принята в 100 м, объемный вес пород 3 т/м³. Таким образом, ориентировочные прогнозныe запасы апатитовых руд в Арбарастахском массиве составляют около 3,5 млрд. т, что в переводе на P_2O_5 при содержании его в рудах 10% составит около 350 млн. т. С учетом коэффициента рудоносности, равного 0,3, прогнозныe запасы P_2O_5 составляют не менее 100 млн. т.

Апатитоносные образования Центрального Алдана неясной формационной приуроченности. Апатитовая минерализация в архее Алданского щита распространена довольно широко и давно известна на флогопитовых месторождениях. Однако в последних она не образует промышленных скоплений. Обнаруженные новые проявления апатита контролируются карбонатными толщами протерозоя и характеризуются отсутствием пространственной и генетической связи с флогопитопроявлениями (Егин и др., 1975). Наиболее изученным является месторождение Селигдар.

Месторождение Селигдар расположено в центральной части Алданского щита в 30 км к юго-западу от г. Алдана и в 200 км севернее ст. Беркакит. Оно приурочено к Нимгеркано-Тимптонскому блоку Алданского щита, а в пределах последнего — к Дёс-Дьялконяхской синклинали, сложенной породами федоровской свиты. Месторождение расположено вдоль западной границы Якутского грабена, локализуется на участке пересечения Томмотской и Юхтинской зон глубинных разломов. Оно сложено апатитоносными, преимущественно доломитовыми мраморами среднего палеозоя, зажатыми среди гранитизированных кристаллических сланцев, гнейсов нерасчлененной иенгрской серии архея и раннепротерозойских гранитоидов. В строении месторождения принимают также участие терригенные апатитосодержащие породы доюдомского возраста и терригенно-карбонатные отложения юдомской свиты (венд²). Мезозойские магматические породы залегают в виде пластовых интрузий сиенит-порфиров и крутопадающих даек.

По мнению одних исследователей (Ф. Л. Смирнов и др.), месторождение представляет уходящее на глубину карбонатитовое тело трубообразной формы, по мнению других, структура его выражается грабен-синклиналью, локализованной в центральной части более крупного Селигдаро-Томмотского грабена. Первая точка зрения рассмотрена выше при характеристике апатитоносных формаций Сибири. В последующем изложении характеристика месторождения в основном базируется на материалах В. Д. Парфенова, Н. И. Юдина, Е. К. Герасимова, М. В. Суховерховой, Б. А. Поташника, В. И. Егина, Л. Н. Кичигина, Н. И. Крук и других геологов.

Селигдарская грабен-синклиналь входит в структуру западной части Якутской наложенной впадины, образованной главным образом отложениями юдомской свиты и мезозоя. Тектоническая природа этой впадины устанавливается по геолого-геофизическим данным. В фундаменте ее отмечен глубинный Якутский разлом, по которому установлено вертикальное смещение базальтового слоя на 2,5 км. Ось синклинали ориентирована в северо-восточном направлении. Внутреннее строение Селигдарской грабен-синклинали неоднородное. В ней выделяется ряд блоков, отличающихся по степени метасоматоза и апатитизации.

Все крупные разрывы имеют по меньшей мере раннепротерозойское заложение. В среднем — позднем протерозое и фанерозое они неоднократно омолаживались, контролируя поступление магмы и гидротерм. Пострудные (постюдомские) подвижки по ним были существенно сбросовыми и обычно не превышали нескольких десятков метров.

Интрузивные породы Селигдарского рудного поля относятся к трем разновозрастным магматическим комплексам. Наиболее ранний из них представлен лейкократовыми микроклин-пертитовыми гранитами периода региональной гранитизации, абсолютный возраст которых равен 1900—2000 млн. лет.

К средне-позднепротерозойскому комплексу относятся дифференцированные малые интрузии ряда биотитовые диориты — плагиограниты — аплиты, характерной особенностью которых является полосчатая текстура, директивная структура и силловый характер залегания. Абсолютный возраст гранитоидов комплекса, определенный калий-аргоновым методом, колеблется от 1440 до 585 млн. лет.

Наиболее молодой мезозойский интрузивный комплекс представлен сиенит-порфирами, эпилейцитовыми порфирами и фельзит-порфирами, образующими силлы и маломощные секущие дайки, а также калишпатовыми метасоматитами, абсолютный возраст которых, по данным калий-аргонового метода, равен 155 млн. лет.

Селигдарское месторождение имеет в плане форму вытянутого в северо-западном направлении прямоугольника площадью около 3 км². Контакты рудоносной толщи с вмещающими породами — кристаллическими сланцами и гнейсами верхнеалданской свиты архейского комплекса — крутые, близкие к вертикальным. В связи с этим в разрезе месторождение представляет грабенообразное тело, наклоненное к северо-востоку под углами 45—65°. В зоне контакта широко развиты брекчиевые текстуры и наблюдаются гидротермально измененные породы: хлоритизированные, окварцованные, оталькованные и т. д., возможно свидетельствующие о тектоническом характере его возникновения или о периодически возникавших подвижках.

В строении месторождения принимают участие мелко- и среднезернистые мраморовидные известковисто-доломитовые породы, среди которых встречаются маломощные линзо- и пластообразные прослои кварцевых песчаников, алевролитов, пелитоморфных доломитов и мергелей. Апатитовыми рудами на месторождении являются доломитовые мраморы, повсеместно несущие фосфатную минерализацию в различных концентрациях. Глубина распространения апатитоносных пород превышает 1500 м.

Апатит наблюдается в виде рассеянных кристаллов и их скоплений. Кристаллы довольно часто представлены правильными удлинёнными призмами размером от долей миллиметра до 5—6 см. Обычный размер кристаллических индивидов 5—10 мм. Нередко кристаллы ориентированы в направлении сланцеватости породы. Цвет минерала варьирует от вишнево-красного сургучного до желтовато-серого, меняясь в зависимости от количества механической примеси (гематита). Оптические данные апатита свидетельствуют о принадлежности его к фторапатиту.

Минеральный состав апатитовых руд Селигдарского месторождения достаточно сложен и разнообразен. Существенную роль в селигдарских рудах помимо апатита играют карбонаты (доломит и кальцит), кварц, мартит, гематит, присутствие которого обуславливает специфическую сургучную окраску апатитовых пород, флогопит и, в меньшей степени, гидроокислы железа, хлорит, серпентин, тальк, сульфиды железа и гипс. Содержание и характер распределения в апатитовых рудах всех перечисленных выше минералов характеризуются чрезвычайной изменчивостью и неравномерностью как по глубине, так и по площади месторождения.

В настоящее время по минеральному составу, структурным особенностям и условиям залегания на Селигдарском месторождении выделяют

ся три минералогических типа апатитовых руд: 1) мартит-кварц-карбонатного состава, слагающие основную часть рудного тела; 2) смешанного состава, дезинтегрированные, представляющие собой современную кору выветривания рудного тела; 3) гематит-карбонатно-кварцевого состава, характеризующие древнюю переотложенную кору выветривания.

Последние два геологических типа в силу своего весьма незначительного распространения на месторождении самостоятельного практического значения, видимо, иметь не будут.

В настоящее время по результатам геолого-технологических исследований апатитовых руд Селигдарского месторождения выделяется один минералого-технологический (мартит-кварц-карбонатный) тип и в его составе три разновидности: 1) доломитовая, 2) кальцитовая, 3) мартит-кварц-доломитовая.

На апатит-доломитовых породах нижнего протерозоя с разрывом, местами глубокими карманами, практически горизонтально (за исключением приразломных участков) залегают образования позднепротерозойской (предъюдомской) коры выветривания (Парфенов, Юдин, 1975) мартит-кварц-apatитового состава. Мощность коры выветривания колеблется в значительных пределах, достигая 20—30 м, а содержания P_2O_5 — 20—30%, в среднем 12—13%. В северо-восточной части месторождения кора отсутствует и на породы рудной толщии там непосредственно ложатся отложения юдомской свиты. По характеру цемента в разрезе коры выветривания выделяются две зоны: нижняя — хлоритовая и верхняя — франколито-гидрослюдистая. В нижней зоне в цементе преобладают железомagneиные хлориты, кальцит, магниевый кальцит, местами присутствуют смешанослойные (гидрослюда — монтмориллонит) минералы. Франколит и гидрослюда относительно редки. В верхней зоне цемент чаще представлен гидрослюдой и франколитом. Местами в нем фиксируются кристаллики аутигенного циркона и турмалина.

По данным поисково-оценочных работ перспективные запасы Селигдарского месторождения оцениваются в 300 млн. т P_2O_5 со средним содержанием P_2O_5 в руде 6—8%.

По периферии месторождения среди вмещающих гнейсов и сланцев наблюдаются отдельные выходы апатит-карбонатных пород, а на северо-западном и юго-восточном его продолжении обнаружены соответственно проявления Тигровое и Комариное (Приложения 1, 8). Имеются основания считать, что эти проявления на глубине могут соединиться с Селигдарским месторождением.

Проявление Ниранджа расположено на пересечении зоны Удокано-Томмотского и Ютинского разломов (Приложение 8). Оно приурочено к зоне дробления в нижнепротерозойских гранитах и сильно гранитизированных сланцах иенгрской серии и прослеживается на 1,5—2.0 км. Падение зоны брекчирования и метасоматического изменения северо-восточное, угол падения 75—80°. Мощность около 100 м. Внутри ее граниты раздроблены, рассланцованы; отмечается сильное окварцевание и гематитизация. Отмечены апатит-карбонатные, апатит-кварцевые, апатит-магнетитовые и мономинеральные апатитовые породы. По немногочисленным бороздовым пробам содержание P_2O_5 колеблется от 2 до 30% и в среднем составляет 7—11% (Егин и др., 1975).-

Проявление Осенний лист находится на правом берегу р. Бол. Нимыр (Приложение 8). Апатитовая минерализация связана с мартит-флогопит-доломитовыми метасоматитами, приуроченными к зоне дробления в лейкократовых щелочных гранитах, абсолютный возраст которых, по данным калий-аргонового метода, равен приблизительно 1800 млн. лет. Простираение зоны дробления северо-западное (290—300°), угол падения 80—90°. Ширина зоны колеблется от нескольких десятков метров до 120—130 м. Внешняя часть зоны метасоматического изменения мощностью до первых метров имеет существенно кварц-альбит-калишпатовый состав и

местами пегматоидное сложение. Абсолютный возраст кварц-альбит-ортоклазовых метасоматитов, по данным калий-аргонового метода, дает цифры, весьма близкие к возрасту самих гранитов. Внутренняя, более низкотемпературная, часть зоны метасоматизма представлена окварцованной (5—10%) мартит (2—3%)-флогопит (3—5%)-апатит (5—20%)-доломитовой породой, аналогичной руде Селигдарского месторождения. Абсолютный возраст апатита, по данным свинцово-ванадиево-ториевого изохронного метода, равен 1850 млн. лет. Таким образом, возраст апатитовых метасоматитов близок к возрасту гранитов и кальций-магниевого метасоматитов амфиболитовой ступени, что подтверждает предположение о связи приразломной апатитовой минерализации с процессом региональной гранитизации и метасоматоза.

Нимгерканская рудная зона. В северной части Алдано-Тимптонского мегаблока исследования позволили выделить новое апатитоносное поле, протягивающееся на расстояние около 40 км при ширине 10 км. К настоящему времени выявлено большое количество рудопроявлений, наиболее перспективными из которых представляются участки Водяной, Владимирский, Камлун, Рогатый и др. Здесь распространены апатит-гематит-кварцевые руды брекчиевидной текстуры с содержанием P_2O_5 от 1—2 до 15—20%. Форма рудных тел жильная, с резкими контактами. Параметры рудных тел пока не изучены. К юго-восточному флангу Нимгерканской зоны примакает небольшое по площади слабо изученное Нирянджинское рудное поле, где развиты апатит-гематит-кварцевые руды.

В северной части Хардагасского синклинория выделено *Инаглинское рудное поле*, куда включены рудопроявления Бай, Инагли, Тунгустах. К западу от Хардагасской выявлена новая перспективная Чугинская апатитоносная зона, требующая оценки.

Ряд интересных апатитовых проявлений выявлен и в южной части Алдано-Тимптонского мегаблока к северу и югу от Чульманской угленосной впадины. Здесь обращают на себя внимание проявления, сконцентрированные в верхнем течении р. Тимптон. Интересны два участка апатитовой минерализации, выявленные к западу от ст. Беркакит (проявление Беркакит-Восточный — в 12—15 км и проявление Дождливое — в 60 км). На проявлении Беркакит-Восточный руды представлены кварц-апатит-гематит-хлоритовыми метасоматитами. Здесь вскрыты два рудных тела протяженностью до 100 м при мощности по поверхности около 13 м. Содержание апатита в рудах варьирует от 2—3 до 25%. В двух километрах к юго-западу расположено проявление Беркакит-Западный. Здесь установлены интенсивная гематитизация и хлоритизация вмещающих архейских гранито-гнейсов, зоны брекчирования. Содержание P_2O_5 в рудосодержащих метасоматитах относительно низкое, всего около 1,5%. Участок Дождливый расположен в бассейне р. Правая Унгра. Судя по данным работ Приленской экспедиции, здесь выявлено несколько линз минерализованных форстерит-карбонатных пород протяженностью 70—120 м при мощности с поверхности 10—30 м. Содержание апатита в породах достигает 15%.

Исследованиями последних лет (Кулиш, 1975; Парфенов, Юдин, 1975; Скляр, 1975; Герасимов и др., 1978) в пределах северного фаса Алданской провинции установлено широкое развитие древней (доюдомской) формации коры выветривания, в том числе на Селигдарском, Нирянджинском, Нимгерканском месторождениях и в ряде проявлений апатита. Продукты коры выветривания развиваются по апатитоносным породам мраморной формации (площадной морфологический тип) или слагают отдельные линзовидные тела, приуроченные к ослабленным зонам в мраморной толще (трещинно-линейный морфологический тип). Формация коры выветривания перекрывается либо апатитсодержащей терригенной толщей протерозойского возраста, либо терригенно-карбонатными отложениями юдомской свиты (венд?).

Мощность коры выветривания площадного типа зависит от степени сохранности и колеблется от первых метров до 30—40 м и более. Площадной элювий характеризуется глубокой степенью гипергенной переработки и представлен литифицированными образованиями брекчиевидного, бобового и натечного облика, которые сменяют друг друга. Продукты коры выветривания четко отличаются от пород субстрата по содержанию P_2O_5 . Если в субстрате концентрации его в среднем составляют 5—7%, то в конечных продуктах коры выветривания содержания резко возрастают — 20—24%. Обогащение апатит-карбонатных пород субстрата в зоне гипергенеза обусловлено выщелачиванием карбонатной составляющей этих пород и накоплением здесь инертных слабоподвижных соединений кремнезема, железа и фосфора. Высокие содержания P_2O_5 достаточно устойчивы как по вертикальному профилю, так и по площади распространения продуктов формации коры выветривания. Состав продуктов выветривания диагностируется как кварц-apatитовый с гидроокислами железа.

Центральные части линейных кор выветривания отличаются наиболее глубоким химическим выветриванием и представлены продуктами железо-кварц-apatитового состава мощностью от 1 до 20—30 м. Они окаймлены дезинтегрированными апатит-карбонатными породами мощностью до 100—200 м.

АПАТИТОНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ ЗА ПРЕДЕЛАМИ ВЫДЕЛЕННЫХ ПРОВИНЦИЙ

За пределами выделенных провинций повышенные концентрации апатита отмечены в массивах габбро-плагиигранитовой, габбро-сиенитовой, габбро-диорит-гранодиоритовой формаций, в связи с габбро-пегматитами, пегматитами, вулканогенно-осадочными и метаморфическими комплексами пород (Приложение 1).

Габбро-плагиигранитовая формация. Апатитоносные комплексы, принадлежащие данной формации, установлены в Забайкалье. Они ассоциируются с массивами урюмского (?) и тайнинского магматических комплексов.

Тайнинский габбро-плагиигранитный комплекс в пределах Монголо-Охотской складчатой области (Геологическое строение СССР, 1968) содержит повышенные концентрации апатита в ильменитовых россыпях, образовавшихся за счет разрушения основных пород.

С урюмским (?) комплексом основных пород связано Оленгуйское апатитопроявление, локализованное вблизи структурного шва, разделяющего Джугджуро-Становую и Монголо-Охотскую складчатые зоны.

Оленгуйское апатитопроявление расположено юго-восточнее г. Читы в верховьях кл. Кочковатки (бассейн р. Оленгуй). Связано оно с массивом габброидных пород, локализованным среди поля биотитовых гранитов. Все разновидности пород содержат апатит (1—15%). Наиболее значительные концентрации апатита приурочены к центральной части массива, ассоциируются с пироксенитами и габбро-пироксенитами и прослежены на глубину 265 м. Всего выделено семь зон, обогащенных апатитом, размером от 12×195 до 60×200 м. Среднее содержание P_2O_5 2,3—2,4%, запасы около 6,2 млн. т.

Габбро-сиенитовая формация представлена группой массивов в области сочленения Кизир-Казырского прогиба со структурами ранней протерозойской консолидации (Протеросаяна). Среди них выделяются крупные интрузии: Кизирская, Валинская, Падунская, Аржанская. Апатит отмечается во всех массивах района (Поляков и др., 1974). Наиболее значительные концентрации установлены в Кизирском массиве.

Кизирский массив представляет собой лополит площадью около 250 км². Около 70 км² приходится на долю основных пород, среди которых преобладают оливиновые и лейкократовые габбро. Большую часть площади плутона составляют сиениты, являющиеся, по мнению Д. А. Богатикова, более молодой субфазой. Повышенные концентрации апатита в тесной ассоциации с титаномагнетитом связаны с меланократовыми разностями габбро и ультрабазитами. Максимальное содержание его достигает 19% при среднем для массива 2% (Поляков и др., 1974). Обогащенные апатитом породы обособляются преимущественно в верхней части интрузии в виде линз и горизонтов среди габбро. Повышенные содержания апатита и железо-титановых минералов ассоциируют с разностями пород, в которых присутствует плагиоклаз пониженной основности.

Г а б б р о - д и о р и т - г р а н о д и о р и т о в а я ф о р м а ц и я. Апатитоносные габбро-диориты и габбро установлены в пределах Ольховско-Чибижекского и Манкресовского массивов. Развиты они в эндоконтактных частях интрузий. Апатит в них присутствует в виде бедной вкрапленности. Содержание Р₂О₅ не превышает 1,55%. Перспективы апатитопроявлений неясны.

Своеобразны апатитовые проявления в районе Таятско-Табратских железорудных месторождений, связанные с габбро-пегматитами. Габбро-пегматиты представлены жилами, сложенными апатитом, пироксеном и полевым шпатом. Протяженность жил — первые десятки метров. Содержание апатита достигает 30%. Вследствие гнездового характера распределения и ограниченной распространенности апатитопроявления практического значения не имеют.

С манкресовским комплексом большинство исследователей сопоставляет таннуольский комплекс гранитов, гранодиоритов, диоритов и габбро на территории Тувы. Апатит в количестве до 6—7% отмечен здесь лишь в железных рудах Карасукского месторождения. Скопления апатита установлены, кроме того, в габбро-диорит-гранодиоритовых массивах торгалыкского комплекса (Петров, Попова, 1971).

Специфическими образованиями являются апатит-альбитовые и апатит-магнетит-альбитовые породы Апдасского и Тараскырского массивов. Содержание Р₂О₅ в них достигает 0,50—9,25%. Пространственно эти породы связаны с тектоническими нарушениями и локализируются как в пределах самих базитовых массивов, так и во вмещающих их породах.

М е т а м о р ф и з о в а н н ы е в у л к а н о г е н н о - о с а д о ч н ы е ф о р м а ц и и. На границе Горного и Рудного Алтая расположено Холзунское месторождение. Согласно данным Э. Г. Кассандрова (1968), железоносный горизонт залегает среди эйфельских осадочно-вулканогенных отложений и приурочен к смене вулканогенных пород преимущественно трахитового и трахиандезитового состава породами щелочного риолитового состава.

Рудоносная пачка залегает согласно среди вмещающих ее вулканогенных пород, имеет мощность от 400—500 м на юго-востоке до 80—100 м на северо-западе. В ней наиболее важен отрезок рудоносного горизонта длиной 9 км и мощностью от 60—70 до 320—350 м. Горизонт сложен магнетитовыми, апатит-магнетитовыми, гематит-магнетитовыми и гематитовыми рудами, туфошесчаниками, туфоаргиллитами, различными метаморфическими сланцами с прослоями карбонатных и кремнистых пород, изредка кислых эффузивов. Почти все разновидности магнетитовых руд и межрудных пород содержат апатит. Максимальное его количество отмечается на границе железных руд и надрудных сланцев. Содержание Р₂О₅ — от долей процента до 3—4, иногда 25—27%.

М р а м о р н о - г н е й с о в а я ф о р м а ц и я. К этой формации относится Бачуринское апатитопроявление, локализованное в пределах Базыбайского блока протерозойских пород, в междуречье Казыра и Кизира (Приложение 1). По составу слагающих пород и руд, содержанию Р₂О₅

месторождение аналогично Слюдянскому, однако почти не изучено.

Апатитопроявления неясной формационной принадлежности. В пределах Анабарского щита отмечены апатитоносные пегматиты. Они обособляются среди полей мигматитов, в виде тел жило- и гнездообразной форм. Примером такого ряда является апатитопроявление Олабу. Здесь протяженность наиболее крупных тел достигает сотен метров. Основными породообразующими минералами пегматитов являются калиевый полевой шпат, плагиоклаз и кварц; второстепенными — биотит, гранат, роговая обманка, циркон, рутил, монацит, ильменит, апатит. Содержание апатита иногда доходит до 10—15%.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ АПАТИТОНОСНЫХ ПРОВИНЦИЙ, МАССИВОВ И КОНЦЕНТРАЦИЙ АПАТИТА

Формация агпаитовых нефелиновых сиенитов. Из нескольких областей распространения щелочных пород, предположительно относимых к формации агпаитовых нефелиновых сиенитов, лишь в Уджинской провинции отмечаются заметные проявления апатита. Работы на апатит там только начинаются. Однако более ранние материалы Э. Н. Эрлиха (1964) и новейшие данные Э. Н. Эрлиха и Л. Л. Степанова, приводимые в настоящей работе (см. выше), позволяют обратить внимание на благоприятные особенности, которые могут положительно повлиять на оценку перспектив апатитоносности этой формации. Провинция расположена в пределах древней платформы, в краевой части ее. Она приурочена к пересечению авлакогена с глубинным разломом северо-западного простирания. Район неоднократно испытал тектоно-магматическую активизацию. Массивы щелочных пород располагаются вдоль Уджинской антиклинали, возникшей на месте авлакогена. Положение отдельных массивов контролируется разломами оперения глубинного разлома субмеридионального простирания. Апатитовое оруденение связано с крупным интрузивным телом (массив Томтор) концентрически-зонального строения. Апатит по составу близок апатиту Хибин. Характерна также пространственная сближенность с проявлениями пород ультраосновной щелочной формации.

Положительным фактором регионального значения является то обстоятельство, что Уджинская провинция находится за пределами области распространения структур мезозойской активизации «дива» на Сибирской платформе (см. ниже).

В отличие от Уджинской провинции, геоструктурная приуроченность Заангарского и Бурпалинского массивов, соответственно относящихся к Енисейской и Северо-Байкальской провинциям, иная. Заангарский массив приурочен к Енисейскому горсту и расположен за пределами Сибирской платформы. Бурпалинский массив расположен в середине пояса щелочных массивов в сводовой части Байкало-Витимского поднятия, соответственно вблизи противоположного юго-восточного края Сибирской платформы, но также за ее пределами. Оба массива расположены в области завершенной складчатости и возникли в связи с активизацией тектонических движений в постконсолидационный период. Г. М. Вировлянский придает значение этому обстоятельству, обращая внимание на то, что, несмотря на сходство тектонических режимов развития, связанное с принадлежностью тех и других к тектонически устойчивым областям (Кузнецов, 1964), между древними и эпибайкальскими платформами отмечаются различия.

Согласно В. Е. Хаину (1973), эпибайкальские платформы тяготеют к молодым платформам. Их объединяет незавершенность консолидации и стабилизации, меньшая степень гомогенизации и «жесткости» их фундамента, сохранение последним большей подвижности, более тесная связь структуры чехла со структурой фундамента. С этим обстоятельством, а также с зависящими от этого формационными отличиями (близость к гранитному ряду), Г. М. Вировлянский связывает отсутствие апатитопроявлений в названных щелочных массивах и их малую перспективность на апатит, несмотря на агапитность слагающих их пород.

Распространенность агапитовых нефелиновых сиенитов в природе невелика, еще меньше относительные масштабы их проявления, известные ныне в Сибири. Вместе с тем широко известно исключительно большое промышленное значение апатитоносности этих пород за пределами Сибири. Поэтому особенности их развития и структурной приуроченности в различных провинциях Сибири были сопоставлены с данными по Кольскому полуострову с целью выявления наиболее благоприятных особенностей локализации провинций, массивов и апатитовых залежей в пределах конкретных интрузивных комплексов (Вировлянский, 1976). Это сопоставление позволило следующим образом сформулировать для территории Сибири главные предпосылки прогнозирования и поисков апатитовых руд, связанных с агапитовыми нефелиновыми сиенитами.

1. Апатитоносные провинции агапитовых нефелиновых сиенитов следует искать в наиболее консолидированных областях, на древних платформах и щитах, в их краевых частях, на склонах и краевых поднятиях, в стыках древних разновозрастных толщ, в сводовых частях поднятий. Это должны быть области платформ, испытавшие последующую тектономагматическую активизацию и осложненные глубинными разломами (особенно рифтового типа) и авлакогенами. Отклонение от общего правила представляет мезозойская тектоническая активизация Алданского щита, где проявлены распространенные на юго-востоке Азиатского материка структуры «дива», сопровождавшиеся несвойственным платформам щелочным и кислым магматизмом (Малич, Старицкий, 1970).

2. Заслуживают проверки в отношении возможных находок апатитоносных провинций агапитовых нефелиновых сиенитов срединные массивы первого рода (по терминологии В. Е. Хаина, 1973). Это связано с тем, что такие массивы представляют обломки древних платформ, сохранившиеся со времени заложения геосинклинальных поясов и не вовлекавшиеся в погружение и складчатость в течение последующих тектонических циклов.

3. Апатитоносные провинции агапитовых нефелиновых сиенитов локализуются в геоструктурных условиях, близких тем, в которых формируются провинции щелочно-ультраосновных пород. Это дает основание рассматривать присутствие более распространенных массивов щелочно-ультраосновных пород в данном регионе как положительный критерий при оценке его перспективности в отношении возможных находок агапитовых нефелиновых сиенитов.

4. Массивы, перспективные на апатит, сложены разнообразными типами пород, из которых наиболее распространены нефелиновые сиениты, различающиеся по особенностям своей минералогии и структуры. Бесполевошпатовые породы уртит-мельтейгитового ряда имеют подчиненное значение. В дайковом комплексе распространены щелочные лампрофиры и щелочные базальтоиды.

5. Наиболее перспективны достаточно крупные, сложно построенные, многофазные плутоны центрального типа — продукт глубокой дифференциации магмы, характеризующиеся высокой степенью стратификации пород, эродированные до средних уровней, для которых характерны переходы от пологих пластообразных тел к штокообразным, а в опущенных блоках встречаются ксенолиты кровли. Обязательное условие — наличие в таких массивах интрузивных тел уртит-мельтейгитовой серии.

6. Потенциально апатитоносные массивы агпаитовых нефелиновых сиенитов пересыщены щелочами, отличаются принадлежностью к натровой ветви щелочных пород, агпаитовой петрохимической характеристикой, преобладанием щелочей над алюминием (коэффициент агпаитности больше единицы); отношение фтора к кальцию около 2 (по Е. И. Семенову); характерно повышенное содержание тантала, ниобия, циркония, гафния, редких земель.

7. В пределах выделенных массивов агпаитовых нефелиновых сиенитов апатитовые руды следует искать, в первую очередь, в контурах развития пород уртит-мельтейгитовой серии. Среди последних интерес представляют лейкократовые разности этих пород — массивные уртиты, которые могут образовывать самостоятельные интрузивные тела в комплексе пород этой серии.

8. В связи с концентрациями апатита нередко проявляются значительные скопления сфена. Сфенообразование близко следует за формированием апатитовых залежей. Они близки между собой пространственно, во времени и генетически. Поэтому повышенные проявления сфена должны рассматриваться как индикатор апатитоносности.

Формация ультраосновных щелочных пород с карбонатами. Известные на территории Сибири области распространения апатитоносных формаций щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов располагаются главным образом в жестких консолидированных участках земной коры. Из этих провинций Маймеча-Котуйская, Алданская, Уджинская приурочены к древней Сибирской платформе, преимущественно к ее краевой части; Восточно-Саянская, Сетте-Дабанская — к краевым швам платформы; Енисейская располагается в области завершенной складчатости за пределами Сибирской платформы, однако непосредственно примыкает к ней.

В пределах древней платформы отмечается приуроченность апатитоносных провинций щелочно-ультраосновных пород Сибири к границам мегаблоков фундамента, различающихся по составу, мощности коры и некоторым другим признакам (Савинский, 1972; Ланда, Егоров, 1974). Так, Маймеча-Котуйская провинция располагается на стыке Тунгусского и Анабарского мегаблоков, Чадобецкая субпровинция — на стыке Ангарского, Иркинеевского и Саянского мегаблоков, Восточно-Саянская — на стыке Саянского и Иркинеевского мегаблоков. Алданская и Сетте-Дабанская, располагаясь в пределах одного мегаблока, отличаются тем, что Алданская приурочена к краевой части платформы, а Сетте-Дабанская — к краевому шву платформы.

В ряде случаев геолого-структурная обстановка локализации провинции может выглядеть сложнее. Так, Маймеча-Котуйская провинция приурочена к зоне сочленения трех разновозрастных структур в краевой части Сибирской платформы: докембрийского Анабарского щита, верхнепалеозойско-нижнемезозойской наложенной Тунгусской синеклизы и мезозойского наложенного Хатангского прогиба.

Размещение апатитоносных провинций ультраосновных щелочных пород существенно контролируется зонами глубинных разломов, нередко рифтового типа или авлакогенами. Так, интрузивные массивы, образующие Маймеча-Котуйскую провинцию, локализованы в районе, где проявилась сеть глубинных разломов (Егоров, 1964).

Уджинская провинция приурочена к Уджинскому авлакогену. Мощность протерозоя в нем в 2—2,5 раза больше, чем в соседних районах.

В Сетте-Дабанской провинции вся группа массивов щелочно-ультраосновных пород приурочена к единой зоне глубинных разломов субмеридионального направления. Одни исследователи считают, что Сетте-Дабанская зона разломов представляет собой систему рифтов, аналогичную другим рифтовым зонам земной коры. Другие (Фролов, 1975) обращают внимание на то, что приуроченная к зоне глубинных разломов Сетте-Дабан-

ская провинция располагается в пределах авлакогена между Охотским срединным массивом и Сибирской платформой.

Для Восточно-Саянской и Сетте-Дабанской провинций устанавливается сопряженность с краевыми швами платформы — Главным Саянским разломом в первом случае и Нелькано-Кыллахскими разломами — во втором.

В качестве особенности положения массивов щелочно-ультраосновных пород отмечается (Ланда, Егоров, 1974) преимущественная приуроченность их к относительно поднятым участкам регионального и локального масштабов. В самом деле, основной структурный элемент Восточного Саяна — Присаянская перикратонная геоантиклиналь. В ее пределах размещена провинция ультраосновных щелочных пород. Сетте-Дабанская провинция приурочена к Сетте-Дабанскому и Юдомо-Майскому поднятиям (Сетте-Дабанский хребет), представляющим собой антиклинорий на границе Верхоянской складчатой области и Сибирской платформы. В Чадобецкой субпровинции щелочно-ультраосновные породы, тесно ассоциирующие с кимберлитами, приурочены к Чадобецкому поднятию.

В Уджинской провинции массивы щелочных пород располагаются вдоль оси Уджинской антиклинали.

Вместе с тем в ряде случаев и провинции, и отдельные массивы приурочены не к относительно поднятым, а к опущенным участкам, выраженным грабенами. Примером может служить локализация всех массивов Восточно-Саянской провинции в пределах двух удаленных друг от друга грабенов — Урикского и Онотского —, или расположение Кийского массива в Енисейском кряже на пересечении двух дизъюнктивов Вятского грабена и т. д.

Более правильно, по-видимому, считать, что локализация провинций и массивов происходит преимущественно в районах, испытывавших поднятие в период, предшествовавший внедрению щелочно-ультраосновных пород. Собственно платформенный режим является, по-видимому, всегда полностью амагматичным, и проявления магматической деятельности на древних и молодых платформах всегда связаны с нарушением этого режима или, иначе говоря, с активизацией таких жестких «устойчивых» структур. Сама же активизация выражается в возникновении и последующем обрушении сводовых поднятий, сопровождаемом массовым магматизмом (Кузнецов, 1964). Важно, что такие поднятия, завершавшиеся (например, в Африканских рифтовых системах) мощными грабенами, позволяют судить о тектонических условиях внедрения щелочно-ультраосновных комплексов. Это условия растяжения земной коры. Учитывая разнонаправленность контролирующих разломов, можно полагать, что имело место растяжение, ориентированное в плане в разных направлениях. Нередко преобладало растяжение в одном из направлений. Это направление может быть установлено — оно располагается вкрест простирания преобладающей системы разломов.

Э. А. Ланда и Л. С. Егоров (1974) обращают внимание на то, что провинции щелочно-ультраосновных пород приурочены к определенному типу структур, возникающему при специфически платформенных тектонических движениях, т.е. эти провинции возникают преимущественно в результате развития положительных платформенных структур, обусловленного медленным и устойчивым воздыманием регионов. Соответственно авторы выделяют структурные области, геотектоническая обстановка в которых благоприятствовала формированию щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов: древние щиты, участки платформ с относительно малой мощностью чехла (антеклизы, периферические участки щитов и антеклиз), области завершенной складчатости, срединные массивы и иногда миогеосинклинальные области подвижных зон.

Несмотря на то, что все названные подразделения могут являться районами локализации щелочно-ультраосновных комплексов, они нерав-

поценны в отношении перспектив апатитоносности. Если большинство известных ныне апатитоносных провинций щелочно-ультраосновных пород Сибири характеризуются геологическими условиями первых двух подразделений, то в отношении концентраций апатита, отвечающих вторым двум подразделениям, дело обстоит хуже.

Известные ограничения должны быть, по-видимому, сделаны в отношении апатитоносности щелочно-ультраосновных комплексов срединных массивов. Здесь, по-видимому, перспективны на апатит только некоторые из них. По мнению Г. М. Вировлянского, апатитоносны преимущественно те срединные массивы, которые представляют в своей основе обломки докембрийских платформ (срединные массивы первого рода, по В. Е. Хаину). Единственным примером такого рода пока является Кокчетавская (Казахстан) провинция, обладающая определенной апатитоносностью.

Что касается провинций щелочно-ультраосновных пород, локализованных в областях завершенной складчатости, то пока на территории Сибири и за ее пределами для них нет надежных примеров повышенной апатитоносности. Так, в Енисейской субпровинции, являющейся областью завершенной складчатости позднепротерозойского — раннекембрийского возраста, апатитопоявления, связанные с кийским комплексом щелочно-ультраосновных пород, незначительны и вряд ли приведут к выявлению практически более интересных концентраций апатита. Более того, и сам этот комплекс имеет специфические черты, в частности калиевый характер слагающих его пород, которые отличают его от обычных апатитоносных комплексов этого типа. Пока не ясно, к чему приведут поисково-оценочные работы на апатит, объектом которых являются недавно обнаруженные карбонатитовые тела пенчугинского комплекса в Енисейском кряже.

Восточно-Саянская и Сетте-Дабанская провинции, обнаруживая связь с краевыми швами платформ, располагаются в приключенных к платформе участках складчатых областей (Ланда, Егоров, 1974). Это обстоятельство, видимо, объясняет относительно сниженную апатитоносность обеих провинций по сравнению с провинциями, локализованными в пределах древних платформ. В самом деле, в Восточно-Саянской провинции, если не считать обогащенной апатитом коры выветривания, коренные руды представлены бедными апатитом карбонатитами. В Сетте-Дабане повышенные концентрации апатита, представляющие определенный интерес, известны только в Озерном массиве, единственном типичном карбонатитовом комплексе (см. выше).

Массивам щелочно-ультраосновных пород свойственны определенные особенности размещения в пределах соответствующих провинций. Так, для массивов Маймеч-Котуйской провинции характерны: а) приуроченность к зонам пересечения разломов; б) преимущественное размещение вдоль разломов на определенном расстоянии друг от друга; в) внедрение во вмещающие породы с образованием куполовидных поднятий.

Контролирующие разломы фиксируются по данным аэромагнитной съемки, наличию протяженных линейных зон щелочно-ультраосновных даек и дислоцированных структур в вулканогенно-осадочном чехле платформы. Выделены две группы разломов глубокого заложения: а) разломы, ориентированные нормально к простиранию северного края платформы и б) менее протяженные разломы, параллельные ему (Егоров, 1964).

Предполагается, что в размещении интрузий щелочно-ультраосновных пород вдоль этих разломов имеет место определенная геометрическая закономерность, выражающаяся в появлении массивов на определенном расстоянии друг от друга, равном преимущественно 30—40 км.

Наиболее значительный Гулинский плутон образовался на пересечении двух крупнейших глубинных разломов, другие массивы возникли на пересечении глубинных разломов второго порядка (Егоров, 1964). Меньший масштаб других разломов возможно обусловил меньшие размеры ос-

тальных интрузий маймеча-котуйского комплекса. При этом формирование массивов в ряде случаев сопровождалось локальными поднятиями вмещающих пород с образованием куполовидных структур, по-видимому свидетельствующих о малодеформированных условиях их становления.

В Уджинской провинции положение отдельных массивов щелочных пород контролируется разломами оперения глубинного разлома субмеридионального простирания.

В Восточно-Саянской провинции массивы локализовались в связи со структурами грабенов: Зиминская группа — в пределах Урикского грабена, Жидойский массив — в пределах Онотского (Главнейшие провинции..., 1974).

Структурное положение Зиминской группы массивов в пределах Урикского грабена определяется приуроченностью к поперечному поднятию и пересечением субширотных зон повышенной трещиноватости с разломами северо-западного направления. При этом наблюдается влияние структурной приуроченности массивов на их морфологию. Белозиминский массив вытянут в северо-западном направлении, согласно с простиранием контролирующего его разлома. Среднезиминский массив имеет в плане линзовидную форму и вытянут в северо-западном направлении вдоль разлома. Большетагинский массив располагается в стороне от контролирующего разлома, имеет округлую в плане форму (Фролов, 1975).

Образование массивов Алданской провинции (Арбарастах и Инагли) контролировалось разрывными нарушениями субширотного и субмеридионального простирания, параллельными краевым швам (южному и восточному) платформы. Оба массива находятся в местах пересечения таких нарушений (Ланда, Егоров, 1974). Формирование интрузивов сопровождалось локальным поднятием вмещающих пород с образованием куполовидных структур (Ельянов, Моралев, 1972). Размещение массивов щелочно-ультраосновных пород Сетте-Дабана контролирует зона глубинного разлома, ограничивающего с запада Уланахан-Бамскую антиклиналь и относящегося к системе краевого шва (Ланда, Егоров, 1974). Из них Озерный массив локализован в ядре поперечной флексуры, осложняющей общее моноклинальное залегание отложений позднепротерозойского комплекса пород. В Енисейско-Чадобецкой провинции комплексы щелочно-ультраосновных пород приурочены к региональным разрывам: Кийский — к зоне Енисейского глубинного разлома, на пересечении двух дизъюнктивов Вятского грабена (Главнейшие провинции..., 1974); Пенченгинский — к Татарскому глубинному разлому субширотного простирания; Чадобецкий — к зоне пересечения Ангаро-Вилуйского глубинного разлома северо-восточного простирания с двумя субмеридиональными разломами (Дашкевич и др., 1970).

Анализ имеющихся материалов показывает, что на апатит перспективны массивы, принадлежащие к платформенной щелочно-ультраосновной формации. Набор магматических и метасоматических образований, породообразующих и аксессуарных минералов, петрогенных и редких элементов, количественные соотношения названных образований и металлогеническая специализация интрузивных комплексов в этой формации более благоприятны. Здесь апатиту, образующему значительные скопления, сопутствуют флогопит, вермикулит, перовскит, титано-циркониевые ниобаты, магнетит и титаномагнетит. В платформенных комплексах щелочно-ультраосновных пород, где одним из ведущих минералов является апатит, среди главных петрогенных элементов из щелочей преобладает натрий, тогда как в платформенных комплексах, где в числе ведущих минералов нет апатита, в списке главных петрогенных элементов из щелочей на первом месте стоит калий (Сомина, 1969).

Благоприятны крупные сложные плутоны, характеризующиеся дифференцированностью пород, концентрически-зональным расположением

магматических и постмагматических образований, приуроченностью их к развитой системе кольцевых, конических и нередко радиальных разломов; проявлением широкого и разнообразного набора пород, включая ультрабазиты, породы ийолит-мельтейгитового ряда и их экзоконтактовых изменений, карбонатиты. Менее апатитоносны массивы, представленные только щелочными породами и карбонатитами. В них содержание апатита обычно ниже. Малоперспективны массивы, в основном представленные ультрабазитами.

В пределах массивов концентрации апатита преимущественно связаны с коническими и кольцевыми телами пород ийолит-мельтейгитовой серии, с кольцевыми разломами, наложенными на них, приурочены к зонам метасоматического изменения пород внутри и вне массивов, а также к участкам автосоматической переработки самих ийолитов, к кольцевым зонам фенитизированных пород экзоконтактов интрузий, к штокообразным телам и дайкообразным кольцевым зонам кальцит-форстерит-магнетитовых пород и карбонатитов, к кольцевым и линейным зонам внутри карбонатитов, иногда к прямолинейным разломам, отвечающим радиальным структурам, тесно связанным с концентрически-зональным строением массивов.

Поисковое значение имеет вертикальная зональность массивов щелочно-ультраосновных пород. Она выражается (Фролов, 1975; и др.) в том, что с увеличением глубины эрозионного среза в составе массивов закономерно возрастает роль ультрабазитов, но соответственно падает относительное значение щелочных пород и карбонатитов. Хотя такая зависимость и отрицается некоторыми исследователями (Ельянов, Моралев, 1972), но не вызывает сомнений сам факт преимущественной приуроченности так называемых «пород рудного комплекса» форстерит-флогопит-apatит-магнетитового состава, несущих наибольшие количества P_2O_5 , к определенным уровням массивов, в частности характеризующимся сложным строением и наиболее разнообразным набором пород.

Эти уровни находят свое место и в фациях глубинности щелочно-ультраосновных пород, выделенных по другому принципу, но по признакам, непосредственно свидетельствующим об условиях глубинности (Самойлов, Багдасаров, 1975). Из выделенных на этой основе фаций глубинности щелочно-ультраосновных пород перспективны на апатит мало-глубинные (1,5—4 км) срезы, где наиболее широко проявлены апатитоносные «породы рудного комплекса». Меньший интерес представляют глубинные (4—10 км) срезы. Здесь апатит широко распространен в карбонатитах, но средние содержания P_2O_5 , как правило, ниже и не выходят за пределы 3—5%.

Большую ценность в этих случаях могут представлять не коренные карбонатиты, а остаточные и остаточно-инфильтрационные продукты коры выветривания, нередко обогащенные P_2O_5 до 10—15%.

Для прогнозной оценки важно, что с глубиной изменяется и форма массивов. В общем случае, на глубину отмечается переход вулканических аппаратов в гиабиссальные трубчатые тела центрального типа и дайки, а еще глубже, по-видимому, имеют место только дайки (Шейнманн, 1961). Массивы, не имеющие выхода на поверхность, в кровельной части характеризуются системой кольцевых, радиальных и линейных даек ультраосновных щелочных пород и карбонатитов (Фролов, 1975).

В связи с тем, что наиболее существенные концентрации апатита в массивах этого рода приурочены к телам камафоритов (кальцит-магнетит-форстеритовых пород), главное значение имеют предпосылки поисков именно этих тел (Бородин и др., 1973).

На Алдане, в массиве Арбарастах, повышенная апатитоносность главным образом связана с серповидным в плане телом магнетит-форстеритовых пород, а также рядом других более мелких тел, локализован-

ных внутри контура пироксенитов центрального ядра массива и подчиненных общему концентрически-зональному строению последнего.

В Маймеча-Котуйской провинции в массиве Браас богатые апатит-магнетитовые руды нередко локализируются в контактовых зонах с вмещающими породами, в то время как к центральной части массива содержание P_2O_5 понижается. Здесь не отмечается зависимости размеров апатит-магнетитовых рудных зон от размеров массивов. Так, на Браасе рудные зоны больше, чем сам выход интрузии (площадь выхода массива 1,6 км², а рудной зоны — 4,5 км²). Апатит-эгириновые руды появляются только (массив Маган) на контактах щелочных массивов с силикатными терригенными отложениями (кварцитами, кварцевыми песчаниками). В массивах, прорывающих карбонатные отложения, эндоконтактовые ийолит-мельтейгиты иногда также эгиринизированы, но средние содержания апатита в них не выходят за пределы 2—5% (массив Одихинча). При этом богатые апатит-эгириновые руды локализируются на участках, где кольцевая зона контакта интрузии с кварцитами пересекается разломами радиального направления (массив Маган). Отмечается также, что апатитоносными в основном являются меланократовые разности фенитовых пород, т. е. эгириниты. В полевошпатовых фенитах содержание апатита ничтожно.

При поисках карбонатитов следует учитывать, что они нередко приурочены к тем же структурам, которые контролируют и камафориты, или к структурам, однотипным им. В ряде массивов карбонатиты и камафориты образуют зональные тела, в которых карбонатитовые ядра окружены кольцевыми зонами камафоритов (Бородин и др., 1973).

В Восточно-Саянской провинции в карбонатитах выделяются зоны, относительно обогащенные апатитом. Серии таких сближенных зон образуют крупные участки, а расположение их и конфигурация указывают на тектонический контроль апатитового оруденения. Наиболее крупные зоны повышенной апатитоносности приурочены к участку подновления регионального разлома, контролирующего массив, и к кольцевым трещинам.

На Сетте-Дабане, в Озерном массиве, залегание апатитоносных зон тесно связано с залеганием вмещающих их карбонатитов. Зоны апатитового оруденения располагаются конформно общей структуре массива и приурочены к кольцевым и неполно кольцевым структурам, согласно с общим направлением полосчатости карбонатитов на данном участке.

С глубиной отмечается (Фролов, 1975) закономерная смена разновидностей карбонатитов. В надиальной части массивов, наряду с жильными телами доломитовых и анкеритовых карбонатитов, распространены флюорит-карбонатные и кварц-барит-карбонатные прожилки. В малоэродированных массивах существенное значение приобретают низкотемпературные доломитовые и анкеритовые карбонатиты; кальцитовые разности практически отсутствуют. В более глубокоэродированных массивах в основном распространены высокотемпературные кальцитовые карбонатиты первой и второй стадий.

Апатитоносные коры выветривания чаще относятся к кольцевым разломам, наложенным на первоначальную концентрически-зональную структуру массивов и продолжающим ее развитие, или приурочены к прямолинейным разломам раннего заложения, но обновленным в более позднее время (Восточный Саян). В Маймеча-Котуйской провинции франколитовые руды встречаются в виде небольших тел на участках, сложенных апатит-магнетитовыми рудами и карбонатитами. Пространственно они связаны с зонами тектонических нарушений. По мнению Е. Л. Данилина, среди франколитов района есть как гипергенные, так и гипогенные образования, а среди тех и других — апокарбонатитовые и апомагнетит-апатитовые разности.

Формация щелочных и нефелиновых сиенитов. Большие размеры, зональное строение, щелочной фельдшпатовидный состав пород, наличие рисуогритов, фойяитов и почти мономинеральных апатитовых руд дали в свое время основание исследователям ожидать обнаружения в Сыннырском массиве крупного месторождения апатита типа Хибинских. Однако, помимо общих черт, Сыннырский и Хибинский массивы имеют и ряд существенных отличий, которые не соответствуют комплексу предпосылок, благоприятных для возникновения значительных концентраций апатитовых руд в нефелиновых сиенитах (см. выше). Среди них Г. М. Вировлянский придает значение отличию в геоструктурной приуроченности Сыннырского массива по сравнению с Хибинским. Хибинский массив приурочен к активизированной древней платформе. Сыннырский же располагается в пределах эпибайкальской платформы, в области завершенной складчатости. По его мнению, в этом кроется главная причина различий в строении и морфологии массивов, составе слагающих их пород, резких различий в характере и масштабах их апатитоносности.

Формация анортозитов. Все массивы размещаются в областях развития докембрийских толщ, метаморфизованных в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций, локализуются в краевых частях древних платформ и в пределах выступов архейского фундамента среди докембрийских складчатых областей.

Большинство известных анортозитовых массивов располагается в структурах типа антиклинориев и сводовых поднятий. Размещение их контролируется крупными разрывными нарушениями, грабенообразными депрессиями, палеоавлакогенами.

Различное геотектоническое положение отдельных интрузий обуславливает различную степень дифференцированности и метаморфических преобразований слагающих их пород. Наиболее значительные концентрации фосфора отмечаются в достаточно крупных отчетливо дифференцированных, как правило, многофазных массивах. Скопления богатых апатит-железо-титановых руд наблюдаются в анортозитовых комплексах подвижных зон. С субплатформенными анортозитами связаны обычно вкрапленные руды.

Месторождения апатита локализуются в массивах андезинового и андезин-лабрадорного типов и отсутствуют в битовнитовых и лабрадорных. Обогащены апатитом комплексы повышенной щелочности, в которых в ассоциации с анортозитами присутствуют сиениты, мангериты, щелочные граниты, а сами анортозиты характеризуются широким развитием пертитовых вростков калиевого полевого шпата в плагиоклазах. Скопления апатита наблюдаются в слабо- и глубокоэродированных массивах, не затронутых или слабо затронутых метаморфизмом.

Неравномерность распределения апатита в пределах массивов, в большинстве случаев, обусловлена неоднородностью петрографического состава слагающих их пород. Повышенные концентрации P_2O_5 в них связаны с меланократовыми оливинсодержащими габбро, пироксенитами, перидотитами, оливинитами, обособляющимися в виде шпиров, линз, полос и дайкообразных тел, чаще всего, в эндоконтактных зонах интрузий.

Размещение богатых апатитосодержащих руд контролируется тектонически ослабленными зонами.

С апатитоносными анортозитовыми массивами пространственно связаны отрицательные гравитационные аномалии, осложненные локальными гравитационными и магнитными аномалиями высокой интенсивности, и литогеохимические ореолы железа, титана, фосфора.

Дунит-пироксенит-габбровая формация. Апатитоносные массивы этой формации пространственно связаны с эвгеосинклиналями, характеризующимися наиболее интенсивным эффузивным и интрузивным магматизмом. Размещение их контролируется региональ-

ными глубинными разломами. Благоприятны для локализации апатитового оруденения крупные, дифференцированные, многофазные массивы пласто- и силлообразной формы, претерпевшие складчатые деформации.

Апатитоносные комплексы пространственно и, вероятно, генетически связаны с массивами щелочных пород. Апатитсодержащие породы тяготеют к висячим бокам интрузий и вскрываются главным образом в слабоэродированных массивах, характеризующихся широким развитием диоритов.

Наиболее значительные концентрации апатита в массивах дунит-пироксенит-габбровой формации связаны с породами, обогащенными темноцветными и рудными минералами — меланократовыми габбро, габбро-пироксенитами, пироксенитами и тектонически ослабленными зонами.

С рудными массивами, отдельными рудными залежами в пределах их, связаны локальные магнитные и гравитационные аномалии, а также литогеохимические ореолы рассеяния меди, титана, железа и фосфора.

Ф о р м а ц и я г а б б р о - с и е н и т о в. Интрузивные комплексы габбро-сиенитовой формации приурочены, как правило, к относительно жестким структурам земной коры — срединным массивам, блокам фундамента, областям внутригеосинклинальных поднятий и в этом отношении сходны с формацией щелочных габброидов. Отдельные габбро-сиенитовые массивы располагаются либо непосредственно в пределах перечисленных структур, либо локализуются в их складчатом обрамлении (Поляков и др., 1974). Размещение массивов во всех случаях контролируется тектонически ослабленными зонами.

Известные апатитоносные комплексы формации имеют позднекембрийский — раннепалеозойский возраст. Апатитовое оруденение в них концентрируется в породах габброидной серии.

Наиболее значительные скопления апатита отмечаются в верхних частях базитовых массивов, реже в зонах эндоконтактов интрузий. Повышенная концентрация апатита отмечается в породах, обогащенных темноцветными минералами, — пироксенитах, меланократовых габбро, перидотитах.

Апатит встречается в тесной парагенетической ассоциации с железо-титановыми минералами, причем отмечается прямая корреляция в содержании данных компонентов — с увеличением одних увеличивается содержание других.

Скопления апатита отмечаются в габброидах, характеризующихся повышенной щелочностью плагиоклаза и железистостью темноцветных минералов. Наиболее обогащены P_2O_5 разности пород с плагиоклазом средней основности (№ 36—50).

Концентрация фосфора в массивах габбро-сиенитовой формации обусловлена, как правило, процессом кристаллизационной дифференциации, роль тектоники незначительна.

Ф о р м а ц и я щ е л о ч н ы х г а б б р о и д о в, щ е л о ч н ы х и н е ф е л и н о в ы х с и е н и т о в. Магматические комплексы формации приурочены к относительно жестким участкам земной коры — платформам, срединным массивам и др. Наблюдается пространственная и генетическая связь щелочных габброидов с эффузивами щелочно-базальтоидного состава и приуроченность их к зонам глубинных разломов, разделяющих блоки фундамента с различной мощностью земной коры.

Известные апатитоносные комплексы формации щелочных габброидов представлены в различной степени дифференцированными многофазными магматическими образованиями. Апатитовое оруденение в пределах отдельных массивов обычно связано с породами базитовой серии, формирующимися на ранней стадии становления интрузий.

Наиболее высокие концентрации P_2O_5 отмечаются в разностях, обогащенных темноцветными минералами, — пироксенитах, меланократовых

ортотлазовых габбро и эссекситах. Апатитоносные массивы по особенностям химизма являются натровыми, реже калинатровыми.

Апатитоносные интрузии формации образуются в условиях различных фаций глубинности — от абиссальной до эффузивной. Наиболее значительные концентрации P_2O_5 отмечены в гипабиссальных комплексах. В пределах отдельных интрузий апатитовое оруденение локализуется в приапикальных частях и вскрывается в слабоэродированных массивах. Размещение богатой апатитовой минерализации в массивах контролируется поздне- и постмагматическими тектоническими нарушениями.

Апатит в массивах щелочных габброидов встречается всегда в парагенезисе с железо-титановыми минералами. Характер рудной минерализации меняется в зависимости от глубины формирования апатитоносных интрузий. В комплексах малых глубин совместно с апатитом встречаются гематито-ильменит и рутил. В массивах, образующихся на большой глубине, преобладают ильменит и титаномagnetит.

Апатитоносные интрузии щелочно-габбровой формации характеризуются локальными положительными магнитными, гравитационными и фторометрическими аномалиями, сопровождающимися первичными и вторичными литохимическими ореолами рассеяния фосфора, фтора и титана, шлиховыми потоками апатита, ассоциирующего с магнетитом, титаномagnetитом, ильменитом, рутилом, гематито-ильменитом, сфеном.

Некоторые из установленных закономерностей являются общими для всех апатитоносных базитовых формаций. Особенности размещения апатитового оруденения, связанного с потенциально апатитоносными базитовыми формациями, изучены пока недостаточно.

Апатитоносные образования Центрального Алдана неясной формационной приуроченности. Закономерности размещения месторождений селигдарского типа формулируются разными авторами различно. Вместе с тем, несмотря на различия, имеются положения, в которых представления сближаются. Такovy, например, представления о приуроченности рудных полей и месторождений к узлам пересечения долгосуществующих глубинных разломов диагональной системы, в пределах которых происходит совмещение и последовательное наложение продуктов магматической и гидротермально-метасоматической деятельности, о перспективности тех структурных зон, в пределах которых развиты метаморфические комплексы эпидот-амфиболитовой фации и т. д.

Очевидно, такие общие позиции, а также возможная приуроченность месторождений к грабенам уже сейчас могут быть положены в основу прогнозирования и поисков месторождений селигдарского типа, несмотря на нерешенность таких важных вопросов, как формационная принадлежность вмещающих геологических тел и месторождений и др.

О ВОЗМОЖНОСТИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ АПАТИТОНОСНЫХ ПРОВИНЦИЙ СИБИРИ ИЗ КОСМОСА

Привлекают внимание выявленные различными методами, в том числе при дешифрировании космических снимков (Доливо-Добровольский, 1974; Лукашев, 1974; Глуховский, 1976; и др.), кольцевые структуры Земли, с которыми в ряде случаев пространственно связаны месторождения апатита.

Подобные структуры на телевизионных фотосхемах имеют вид дугообразных и овально замкнутых, четких или несколько «размазанных» линий шириной 1—2 мм, выделяющихся на фоне снимка более темным, реже более светлым фототонем. Обычно резко выражены одно-два та-

ких кольца или слегка вытянутых овала и система дуг различного радиуса. В некоторых случаях кольцевые структуры выделяются в виде затемненных пятен на светло-сером окружающем фоне. Размеры «колец» в диаметре на фотосхеме масштаба 1 : 500 000 достигают 1—3,5 см.

В результате дешифрирования космических снимков установлено, что такого рода структуры распространены широко. В настоящее время только на территории Восточной Сибири выявлено около 35 кольцевых структур (Приложение 1). Установлены они также в Казахстане, на Украинском щите, в Алтае-Саянской области (Лукашев, 1974). Наиболее четко выраженные кольцевые структуры фиксируются в областях выхода на поверхность докембрийского фундамента. Дуги их в большинстве случаев уверенно отождествляются с долгосуществующими глубинными кольцевыми разломами. Происхождение кольцевых структур связывается с лунной стадией развития нашей планеты (Павловский, 1970).

Важной особенностью большинства кольцевых структур является высокая степень магматической проницаемости их центральных частей, о чем свидетельствует наличие здесь наиболее глубинных магматических образований — кимберлитов, основных, ультраосновных, щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов, щелочных сиенитов и гранитов. В меньшей степени это присуще участкам сопряжения смежных кольцевых структур. Характерна пространственная связь с кольцевыми структурами апатитноносных магматических комплексов, которые установлены в пределах восьми (из 35) кольцевых структур Восточной Сибири: Маймеча-Котуйской, Ессейско-Котуйской, Чадобецкой, Алданской, Алгоминской, Маймаканской, Муйской, Тимптонской (Приложение 1; рис. 24).

Особенно интересны структуры Маймеча-Котуйской апатитоносной провинции. На фотосхеме они дешифрируются в виде двух соприкасающихся кругов, рассеянных на две равные части крупным линейным разломом северо-восточного простирания. Северный — Маймеча-Котуйский, диаметром 200 км, наполовину темный, наполовину светлый; такого же размера южный — Ессейско-Котуйский, полностью темный. Таким образом, в отличие от типично кольцевых структур их правильнее характеризовать как концентрические. Особенность их фотоизображения объясняется, вероятно, связью с пониженными участками рельефа, в то время как кольцевые формы ассоциируют с куполообразными и антиклинальными поднятиями.

В пределах Маймеча-Котуйской структуры локализуются следующие апатитоносные массивы — Одихинча, Маган, Ыраас, Бор-Урях, Гулинский и другие; в пределах Ессейско-Котуйской располагается Ессейский массив. Массивы приурочены к центральным частям концентрических структур, размещение их контролируется участками пересечения тектонических нарушений. Исключение составляет Гулинский массив, расположенный в периферической зоне Маймеча-Котуйской кольцевой структуры.

Большая группа месторождений и проявлений апатита, к числу которых относятся Селигдарское, Тигровое, Нимгерканское, Ниранджинское и другие (Егин и др., 1975), расположена в пределах Алданской кольцевой структуры. Последняя состоит из двух незамкнутых колец. Внутреннее диаметром 100 км захватывает междуречье Ыллымаха, Большого Нимныра, Алдана до Амги; внешнее диаметром 200 км проходит вдоль долины р. Тимптон, через верховья р. Хатымь, среднее течение р. Унгра, нижнее течение рек Амедича и Чуга. Большинство из известных в районе Центрального Алдана месторождений и проявлений апатита локализуется в пределах внутреннего кольца, где широко развиты также мезозойские интрузии щелочных и щелочно-ультраосновных пород, одна из которых (Инаглинская) содержит повышенные концентрации апатита (Корчагин, 1968). Мелкие апатитопоявления (Саап-Кюель-



Рис. 24. Схема размещения кольцевых и линейных разломов Сибирской платформы и сопредельных областей (по данным дешифрирования космических снимков).

1 — краевые швы, ограничивающие платформу и складчатые области, дешифрирующиеся четко (а) и менее четко (б); 2 — разломы, ограничивающие структуры первого порядка на платформах и в складчатых областях; 3 — разломы, не имеющие пограничного значения, но подтвержденные геологическими и геофизическими материалами, четко дешифрирующиеся; 4 — четко дешифрирующиеся линейaments разломной природы; 5 — четко дешифрирующиеся кольцевые структуры: а — установлены месторождения и проявления апатита (I — Маймечя-Котуйская, II — Котуйская, III — Ессейская, IV — Алданская, V — Тимптонская, VI — Алгоминская, VII — Муйская, VIII — Чалобецкая, IX — Гонамская, X — Куонамская (Уджинская), XI — Ангарская, XII — Маймаканская), б — месторождения и проявления апатита неизвестны; б — менее четко дешифрирующиеся кольцевые структуры.

ское, Островное, Алданское и др.) отмечены в пределах внешнего кольца Алданской структуры (Смирнов и др., 1975). Геофизические данные свидетельствуют о подъеме границы Мохо в центральной части Алданской кольцевой структуры до 38 км (при среднем уровне 40 км) и о наличии здесь вертикальных тектонических зон, достигающих глубин 120 км и более (Булин и др., 1972). Подобное уменьшение мощности земной коры и наличие глубинных (до 50 км) разломов отмечается также в пределах Тимптонской кольцевой структуры, расположенной юго-восточнее Алданской (Приложение 1, рис. 16). Структура эта имеет концентрически-зональное строение. Диаметр центрального овала 52 км, максимальный радиус окружающих его дуг 125 км. К Гонамской кольцевой

структуре приурочены апатитопоявления Бишь-Бугариктинское, Беркакитское, Усть-Чульманское. С расположенной южнее Тимптонской кольцевой структурой связан Кавактинский апатитоносный габброидный массив.

В пределах восточной части Алданского щита выявлена Алгоминская кольцевая структура, представляющая собой овал с осями 120 и 150 км (см. рис. 24). В центральной ее части располагается Арбарастахский массив щелочно-ультраосновных пород с приуроченным к нему одоименным месторождением апатита (Глаголев, 1968).

Восточнее Алгоминской находится Маймаканская кольцевая структура, охватывающая междуречье Маймакана и Учтура (см. рис. 24). Стоит она из внутреннего и внешнего овалов размером соответственно 60 × 100 и 135 × 180 км, вытянутых меридионально. К южной части внешнего кольца приурочен Джугджурский аортозитовый массив (геранская часть), с которым связана целая группа месторождений апатит-титаномагнетитовых руд. В центральной части структуры расположены мезозойские щелочно-ультраосновные щелочные интрузии (Кондерская, Чадская, Ингилийская) с бедной апатитовой минерализацией (Богомолов, 1968; и др.).

Апатитовые габброидные массивы, наиболее характерным представителем которых является Каменский, установлены в пределах Муйской кольцевой структуры, расположенной в среднем течении р. Витим. Массивы приурочены главным образом к кольцевой системе разломов, ограничивающих и пересекающих внутренний овал структуры диаметром 80 км, сложенный метаморфизованными отложениями нижнего протерозоя и архея. В пределах внешнего кольца, диаметр которого достигает 450 км, интрузивные тела основного и ультраосновного состава менее распространены. В то же время на участке сопряжения его с внешним кольцом Верхнеангарской структуры (Приложение 1) локализуются Сынырский и Бурпалинский апатитоносные массивы щелочных и нефелиновых сиенитов (Жидков, 1968).

С Чадобецким поднятием, расположенным в юго-западной части Сибирской платформы, пространственно связана Чадобецкая кольцевая структура диаметром 60 км. В пределах ее выявлены массивы щелочно-ультраосновных пород, характеризующиеся повышенной апатитовоспособностью.

Крупные кольцевые структуры отдешифрированы в последнее время в районе Уджинского и Олекминского поднятий. В пределах первой, как известно, локализуются апатитоносные массивы щелочно-ультраосновных пород (Богдо) и апатитовых нефелиновых сиенитов (Томтор). В Олекминской структуре также описаны магматические образования щелочного состава, однако их апатитоносность не изучена.

Перечисленные выше факты контроля эндогенных месторождений и проявлений апатита кольцевыми структурами стюдь не исключают важной роли в их размещении и линейных разломов, тем более что большинство известных месторождений расположено в пределах структур, секущихся крупными линейными нарушениями. Кроме того, имеются районы развития апатитоносных комплексов вне связи с кольцевыми структурами (Сетте-Дабанская и Восточно-Саянская провинции), размещение которых контролируется зонами глубинных линейных тектонических разломов.

В целом анализ имеющегося в нашем распоряжении материала показывает, что наличие кольцевых или, как их иногда называют, концентрически-зональных структур, может служить благоприятной предпосылкой при прогнозировании и поисках месторождений апатита. Причины пространственной связи последних с подобными структурами, видимо, обусловлены кольцевыми и дуговыми глубинными долгосуществующими разломами и, как следствие этого, их повышенной магматической проницаемостью. Этим же объясняется приуроченность к кольце-

вым структурам тепловых аномалий (Яковлев, Скублова, 1974), влияющих на характер растительности, обводненности, размещение таликовых зон среди мерзлоты и на другие факторы, формирующие ландшафт, и в конечном счете проявляющих кольцевые структуры на телевизионных космических снимках.

Вполне вероятно, что образование апатитоносных комплексов тесным образом связано с глубинным строением земной коры, в частности с локальным уменьшением ее мощности. Подобная закономерность устанавливается в пределах Центрального Алдана, Уджинского поднятия, Маймеча-Котуйской провинции, с которыми связаны соответственно Алданская, Уджинская и Котуйская кольцевые структуры.

Поэтому в качестве благоприятной предпосылки прогнозирования и поисков апатитовых месторождений следует рассматривать не просто само наличие кольцевых структур, а вообще наличие долгосуществующих крупных структур (в связи с которыми известны проявления более молодого магматизма главным образом щелочного и основного состава), совмещенных с блоками земной коры пониженной мощности.

К перспективной для постановки прогнозных работ на апатит может быть отнесена, например, кольцевая структура, выявленная на восточном склоне Анабарского щита (см. рис. 24). По своим размерам и степени дешифрируемости она идентична Котуйской структуре, расположенной на западном его склоне. Кроме того, в пределах ее установлены дайкообразные тела и трубки взрыва карбонатитов (Маршинцев, 1975), а данные геофизики, а также космических наблюдений свидетельствуют о наличии здесь крупных разломов.

ОЦЕНКА АПАТИТОНОСНОСТИ СИБИРИ

Апатитоносная формація щелочно-ультраосновных пород с карбонатами представляет практический интерес в различных провинциях Сибири. Маймеча-Котуйская провинция щелочно-ультраосновных пород (Приложения 1, 7) в результате проведенных в последние годы геологопоисковых и тематических работ вырисовывается как новая крупная апатитоносная провинция.

Для оценки перспектив апатитоносности ее на предварительно изученных массивах целесообразна постановка более детальных работ. На массивах Ыраас и Маган — предварительная разведка, на массиве Ессей — поисково-оценочные работы, на массивах Гулинском и Одихинча — детальные поиски (Приложение 7).

По мнению В. П. Богадицы, на массиве Одихинча в зоне глубинного контакта ийолитов с протерозойскими песчаниками (перекрытыми кембрийскими карбонатными отложениями) возможно выявление апатитовых эгиринитов «маганского» типа.

Есть основание считать, что разрозненные тела, выходящие на поверхность и известные под названием Далбыхинской группы, на глубине объединяются в единый массив щелочных пород и карбонатитов, с которым может быть связано более значительное оруденение.

Относительно слабая изученность территории позволяет считать, что выявлены не все массивы.

В 1975—1976 гг. КТГУ сделана попытка выделить перспективные площади для обнаружения новых массивов путем анализа ряда вспомогательных карт: магнитного поля, остаточной силы тяжести, структурной, геологической, радиометрической, шлиховой и т. д., для чего был применен метод «двух показателей» (Аладышкин и др., 1975). Количественные показатели использовались при дальнейших построениях с применением

пространственно-статистического метода. В итоге после изучения информативности 200 признаков и их последовательной отработки оставлено 40. Все они разделены по важности на четыре группы: а) региональные рудоконтролирующие критерии (приуроченность к зонам глубинных разломов, глубина дорифейского фундамента и др.); б) локальные рудоконтролирующие критерии (приуроченность к интрузиям щелочно-ультраосновных щелочных пород и карбонатитов, расстояние до ближайшего рудного узла и др.); в) косвенные признаки (остаточное поле силы тяжести, магнитное поле и др.); г) поисковые признаки (шлиховые ореолы, проявления вторичных фосфатов и др.).

Как показывает анализ геологического материала, наиболее информативными являются следующие признаки (в порядке убывания): градиент магнитного поля, высокое содержание магнетита в шлихе, высокое (локальное) радиометрическое поле, приуроченное к зоне глубинных разломов, отрицательное магнитное поле (ниже — 5 мЭ).

На основании анализа признаков, совпадающих в той или иной точке, и геологических карт были выделены перспективные площади (Голубев, Барков, 1977). Эти площади показаны на карте апатитоносных формаций Маймеча-Котуйской провинции (Приложение 7).

В пределах Восточно-Саянской провинции известны массивы апатитоносных ультраосновных щелочных пород (зиминский комплекс), приуроченные к Урикскому и Оноскому грабенам. В пределах этих грабенов нельзя исключить возможность выявления новых массивов.

За пределами этих грабенов прямых находок пород комплекса пока неизвестно. По косвенным признакам можно предполагать возможность развития пород зиминского комплекса в северо-западной части Ийско-Туманшетского междуречья.

Для выявления новых массивов в пределах известных грабенов, а также для выделения новых районов со сходной геологической обстановкой необходимо проведение тематических и среднемасштабных прогнозных работ.

Енисейско-Чадобецкая провинция является пока одной из наименее изученных в отношении апатитоносности, хотя почти весь этот район покрыт среднемасштабной геологической съемкой. Недавнее обнаружение в относительно хорошо изученном районе Енисейского кряжа карбонатитовых тел пенченгинского комплекса свидетельствует о более широком (по сравнению с известным) распространении в провинции щелочных пород и карбонатитов. Поиски их следует в первую очередь проводить вдоль зон крупных разломов, ограничивающих грабенообразные структуры.

Перспективы апатитоносности кийского комплекса щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов, по-видимому, невелики. Неблагоприятным признаком является обогащенность пород массива калием. Малоблагоприятна в отношении апатитоносности щелочных комплексов также и приуроченность их к области завершенной складчатости.

Перспективы апатитоносности провинции пока недостаточно ясны. Однако проявление апатитов в Татарском массиве, в коре выветривания Кийского массива и приведенные выше материалы могут свидетельствовать о необходимости проведения тематических и прогнозных работ для уточнения перспективности этой территории и постановки поисковых работ (Приложение 1).

В Сетте-Дабанской провинции промышленных месторождений апатита пока неизвестно. Изученность этой территории на фосфатное сырье слабая. Известные концентрации апатита связаны с формацией щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов. Наиболее перспективен массив Озерный. Геологические данные свидетельствуют о проявлении здесь малоглубинной фации щелочно-ультраосновных пород и умеренной глубине среза массива, а также возможной формационной и возрастной близости к массивам Алдана. Целесообразны тематические исследования.

Благоприятным фактором в отношении перспектив апатитоносности щелочно-ультраосновных массивов Алданского щита являются малоглубинные условия их формирования. Для массива Арбарастах наиболее вероятная глубина формирования краевых частей определяется в 1200 м, а центральных — 2000 м. Близкие цифры называются и для других массивов (Ельянов, Моралев, 1972). Эти данные, подтверждаемые особенностями внутреннего строения массивов, присутствием брекчиевидных («взрывных») даек и трубок, а также самим фактом возникновения куполовидных структур, могут служить основанием, во-первых, для положительного прогноза апатитоносности на глубину ныне известных массивов — Арбарастахского и, возможно, Ингилийского, и, во-вторых, для положительного прогноза в отношении выявления новых еще не вскрытых эрозий апатитоносных массивов. Ф. Л. Смирнов отмечает, что, поскольку известные массивы приурочены к узлам пересечения скрытых субширотных и субмеридиональных разломов, скрытые массивы можно ожидать в сходных условиях. Однако разломы, контролирующие размещение массивов щелочно-ультраосновных пород, слабо выражены. На значительных интервалах они перекрыты вендскими, кембрийскими и молодыми отложениями, под которыми могут располагаться слепые и погребенные массивы щелочно-ультраосновных пород.

В пределах провинции известен ряд магнитных аномалий, указывающих на возможное присутствие массивов щелочно-ультраосновных пород на глубине. Такие массивы могут быть выявлены только путем специального анализа геологических и геофизических данных. В связи с изложенным выше целесообразно проведение здесь детальных поисков (Приложение 1, 8).

Заслуживает внимания территория восточного склона Анабарского щита (Приложение 1, рис. 24), где выявлены кольцевая структура, идентичная Котуйской, крупные разломы, дайкообразные тела и трубки взрыва карбонатов. На этой площади рекомендуется проведение прогнозных работ.

Анортозитовая формация в Сибири изучена слабо. Несмотря на это, положительно оценивается потенциальная апатитоносность нижнепротерозойской анортозитовой формации складчатого обрамления Алданского щита (западная часть Джугджуро-Становой зоны). Специфика тектонического развития докембрия рассматриваемой территории определила формирование анортозитовой магматической формации, которая является закономерным членом в ряду магматических формаций данного региона.

Металлогения анортозитовых формаций (Малышев, 1957) характеризуется связью с ними крупнейших месторождений титановых руд, имеющих ильменитовый, гематито-ильменитовый, ильменито-магнетитовый состав, нередко обогащенных апатитом и сульфидами.

Материалы, полученные Е. К. Герасимовым и В. М. Ивановым, позволяют сделать вывод о том, что апатит-ильменит-титаномагнетитовые руды, генетически связанные с анортозитами, формировались на различных стадиях становления анортозитового плутона. Среди них выделяются руды раннемагматической, позднемагматической, пневматолитовой и гидротермально-метасоматической фаз минералообразования, обусловленных специфической физико-химических условий их формирования.

Громадные размеры массивов анортозитовой формации, в том числе Каларского и Кабактинского, и длительность их становления способствовали глубокой дифференциации вещества и обособлению значительных объемов остаточного рудного расплава, интродуцирование которого в верхние горизонты массивов приводило к образованию апатит-титаномагнетитовых рудных тел. Именно крупные анортозитовые массивы должны являться объектами исследования на обнаружение магматогенных апатитовых месторождений.

Западная часть Джугджуро-Становой зоны практически не изучена. Между тем сам факт геоструктурного единства западной части провинции с восточной дает основание рассчитывать на выявление здесь повышенной апатитоносности сходных типов.

Перспективен на апатит каларский анортозитовый комплекс, который по своему положению, строению, химизму пород, наличию железотитановой минерализации сходен с Джугджурским массивом. Исследованиями последних лет в его пределах уже выявлены повышенные концентрации апатита (Журавель и др., 1974). Целесообразно предусмотреть прогнозные работы по оценке перспектив апатитоносности этого района (Приложения 1, 8), координируя их с соответствующими работами по восточной части Джугджуро-Становой складчатой зоны.

Привлекают внимание многочленные габбро-анортозитовые интрузии, локализованные вдоль Северо-Муйского и Селенгино-Витимского структурных швов. С некоторыми из них (Каменский, Хаильский и др.) связаны повышенные концентрации апатита. Это, а также благоприятные геотектонические особенности района позволяют выдвинуть эту область, а также Ингодинскую площадь для тематических исследований массивов анортозитовой формации (Приложение 1).

Из других представителей анортозитовой формации, известных на территории Сибири, наиболее крупными являются массивы Анабарского щита. Имеющиеся в настоящее время данные по их строению, химизму и минералого-петрографическому составу слагающих их пород не позволяют включить эти массивы в число перспективных на апатит. Однако нет и твердых оснований для того, чтобы дать им отрицательную оценку, так как массивы данного региона изучены еще недостаточно. Для выяснения перспектив рудоносности анортозитовых интрузий Анабарского щита следует провести комплекс геофизических и геохимических исследований (Приложение 1).

Д у н и т - п и р о к с е н и т - г а б б р о в а я ф о р м а ц и я. В числе перспективных районов выделяется Байкальская складчатая зона и, в первую очередь, ее северная часть. Особенности геологического строения этого региона, в частности проявление нижнепротерозойской эвгеосинклинали, характеризующейся на ранней стадии развития интенсивным базитовым магматизмом, распространение дифференцированных массивов, сложенных габброидами, ультрабазитами, диоритами и плагиогранитами (более 1100 км²), специфическая металлогения, проявленная в виде асбестовой, медносульфидной, хромитовой и титаномагнетитовой минерализаций, позволяют рассчитывать на выявление здесь апатитосодержащих массивов. Благоприятной предпосылкой для этого является и различная степень эродированности известных здесь интрузивных комплексов. По-видимому, эродированность менее значительна в восточной части, где преобладают габбро-диориты и плагиограниты. Это, а также более значительные размеры отдельных интрузий, меньшая степень метаморфизма слагающих их пород и локализация их вблизи относительно жесткого блока фундамента — Муйского срединного массива позволяют считать более перспективной восточную часть эвгеосинклинали.

Для уточнения формационной принадлежности проявленных здесь базитовых комплексов и оценки перспектив их апатитоносности целесообразно проведение прогнозных работ. В качестве первоочередного объекта может быть рекомендован Каменский массив (Приложение 1).

Ф о р м а ц и я а г п а и т о в ы х н е ф е л и н о в ы х с и е н и т о в на территории Сибири представлена провинциями Уджинской, Енисейской, Чадобецкой и Северо-Байкальской. Лишь для первой из них отмечается сочетание геологических предпосылок, свидетельствующих о возможности выявления концентраций апатитовых руд.

Здесь, в районе известных апатитопроявлений, рекомендуется проведение общих поисков. Заслуживают внимания районы, где на основе

имеющихся геологических и геофизических данных могут быть выявлены новые апатитовые массивы щелочных пород, скрытые на глубине под покровом мезозойских отложений.

Г а б р о - с и е н и т о в а я ф о р м а ц и я. С интрузивными комплексами, принадлежащими габбро-сиенитовой формации, в настоящей работе условно связывается Ошурковское месторождение апатита, а также некоторые непромышленные месторождения.

В пределах Южно-Байкальской провинции выделяется более 50 массивов габбро- и сиенито-диоритовых пород, относимых к габбро-сиенитовой формации; общая площадь их превышает 900 км². Обследовано в отношении присутствия апатитовой минерализации 20 массивов, из которых 11 содержат повышенные концентрации фосфора. Таким образом, здесь имеются предпосылки для выявления новых апатитовых месторождений типа Ошурковского.

В Северо-Байкальской провинции габбро-сиенитовая формация близка по характеру соответствующей формации Южно-Байкальской провинции и поэтому заслуживает проверки.

В Кузнецком Алатау и Горной Шории промышленных месторождений апатита неизвестно. Изученность территории в отношении апатитовосности слабая. Известные апатитопоявления в подавляющем большинстве связаны с формациями габбро-сиенитовой и щелочных габброидов.

Апатитопоявления по содержанию P_2O_5 относятся к убогим, но прогнозные запасы P_2O_5 по некоторым из них (массивы Патынский, Бол. Куль-Тайга) предполагаются весьма крупными. Апатитовосность массивов изучалась только при прогнозных исследованиях и поисковых работах на титаномагнетитовые руды. Здесь могут быть рекомендованы поисково-оценочные работы (Приложение 3).

Тематические работы на апатит могут быть рекомендованы в пределах массивов, принадлежащих габбро-сиенитовой формации в верховьях рек Казыр и Кизир в Восточном Саяне (Приложение 1).

Ф о р м а ц и я щ е л о ч н ы х г а б б р о и д о в, щ е л о ч н ы х и н е ф е л и н о в ы х с и е н и т о в распротранена на территории Сибири достаточно широко. Однако в связи с тем, что практический интерес представляют главным образом докембрийские комплексы натриевой линии, районы, благоприятные для поисков апатитовосных интрузий щелочных габброидов, значительно сужаются.

К числу перспективных на апатит можно отнести девонские массивы щелочных габброидов Алтае-Саянской области. Для оценки их необходимо провести тематические работы. Для проведения таких работ может быть рекомендована площадь развития щелочно-габброидных интрузий в южной части Западного Саяна (Приложение 1).

В интрузивных комплексах формации щелочных и нефелиновых сиенитов более или менее заметная апатитовосность была отмечена только на Сыннырском массиве. Однако при более детальном изучении этих апатитопоявлений надежды, возлагавшиеся на них в отношении возможного создания новой сырьевой базы фосфатов на востоке страны, не оправдались. Учитывая недостаточную изученность Северо-Байкальской провинции, район этот может рассматриваться в качестве объекта возможного проведения тематических работ на апатит. Апатитовосность, связанная с этой формацией, в других регионах (Саяны, Тува) вряд ли может представлять интерес.

А п а т и т о в о с н а я ф о р м а ц и я н е я с н о й ф о р м а ц и о н н о й п р и н а д л е ж н о с т и выделена на территории Алданского щита. С ней связаны в Центрально-Алданском районе наиболее крупные месторождения и проявления апатита: Селигдарское, Нимгерканское, Ниранджинское и другие. Основные запасы апатита здесь локализованы в карбонатных породах преимущественно доломитового состава, залегаю-

щих в грабенах среди архейских пород. Несмотря на ограниченное площадное распространение этой формации в пределах Алданской провинции, перспективность ее определяется хотя и низкими (5—7% P_2O_5), но достаточно устойчивыми концентрациями апатита в породах формации.

С целью расширения рудной базы Селигдарского месторождения предлагается провести поисково-оценочные работы в пределах Селигдаро-Томмотского грабена (Приложения 1, 8), существование и перспективность которого на апатиты была аргументирована сотрудниками СНИИГ-ГИМСа на основании комплексного (геолого-геохимического и геофизического) подхода к изучению этого региона. Прогнозные запасы апатитовых руд Селигдаро-Томмотского грабена, по-видимому, многократно превышают запасы Селигдарского месторождения.

Для оценки апатитоносности предлагается в пределах Хардагаского синклинория провести детальные поиски, а в пределах Ярогинского, Субганского, Ханинского и других грабенов, выполненных протерозойскими отложениями, — тематические исследования (Приложения 1, 8).

Апатитоносная мраморно-гнейсовая формация широко развита на территории Алданской провинции и с ней связаны многочисленные апатитосодержащие флогопитоносные и железорудные скарны, а также апатитоносные метасоматиты зон разломов. Апатитовая минерализация локализуется преимущественно в виде гнезд. В связи с этим прогнозирование крупных месторождений здесь не представляется возможным.

На площадях развития мраморно-гнейсовой формации предлагается проведение тематических исследований и общих поисков. Практический интерес представляют Усть-Чульманский, Бишь-Бугариктинский, Верхне-Унгринский и Беркакитский участки (Приложение 8). На первых двух участках прослежены апатитоносные породы на значительном протяжении. Следует отметить благоприятную географо-экономическую позицию этих участков (они удалены от трассы БАМ на 10—50 км). В связи с вышесказанным на данных участках предлагается провести детальные поиски.

Апатитоносная формация коры выветривания установлена в пределах Алданской, Восточно-Саянской и Маймечакотуйской провинций. В Алданской провинции протерозойская формация коры выветривания установлена на Селигдарском, Нимгерканском, Нирянджинском месторождениях и ряде апатитопоявлений. Продукты коры выветривания локализуются на апатит-карбонатном субстрате и характеризуются содержаниями P_2O_5 от 10—15 до 20—24%. Эта формация перспективна на поиски богатых апатитовых руд в пределах северных и центральных районов Алданской провинции.

В Восточно-Саянской провинции продукты коры выветривания развиты на апатитоносных карбонатах Белозиминского месторождения. Запасы апатитовых руд формации коры выветривания оцениваются в 250 млн. т при среднем содержании в руде P_2O_5 10,4%. Запасы и качество этих руд позволяют рассматривать их как крупную сырьевую базу фосфатных руд.

В основу количественной оценки прогнозных запасов апатитовых руд Сибири (по состоянию на 1.I 1977 г.) положены данные ВНИИгеолноруда, а также материалы, специально подготовленные территориальными геологическими управлениями (Западно-Сибирским, Красноярским, Иркутским, Бурятским и Якутским). Вся проделанная работа осуществлена на базе утвержденных Мингео СССР «Методических рекомендаций по количественной оценке прогнозных запасов апатитовых руд» (Р. М. Файзуллин, М. А. Урасин и др., 1976 г.), в соответствии с которыми выделяются три группы.

I. Возможные — прогнозные запасы площадей (участков), соответствующих рудоносным структурам с известным промышленным апатитовым

Территориальное распределение прогнозных запасов P_2O_5

Территория	Прогнозные запасы, млн. т		
	возможные	предполагаемые	проблематичные
Кемеровская область	97	80—100	90
Красноярский край	35—40	700	250—300
Иркутская область	210—240		13
Бурятская АССР	0,2—0,3	17—18	21—32
Якутская АССР	200	410—420	625—640

оруденением, в пределах которых по имеющимся критериям есть возможности открытия новых месторождений, рудных тел или существенного увеличения запасов апатита за счет доразведки флангов и более глубоких горизонтов известных месторождений.

II. Предполагаемые — прогнозные запасы площадей, отвечающих геологическим структурам, в пределах которых известны единичные промышленные месторождения апатита, а также имеется полное взаимосоответствие прогнозных предпосылок и признаков, указывающих на возможное открытие новых месторождений.

III. Проблематичные — прогнозные запасы площадей, отвечающих геологическим структурам, в пределах которых еще не известно промышленное апатитовое оруденение, но оно предполагается, исходя из теоретических предпосылок и косвенных признаков.

Запасы апатитового сырья в Сибири (в пересчете на P_2O_5), числящиеся на союзном балансе по состоянию на 1 января 1976 г., составляют 92,2 млн. т, в том числе по категориям $A + B + C_1$ — 67,1 млн. т. и C_2 — 26 млн. т. Все они заключены в трех месторождениях: Белозиминском (коренные и руды коры выветривания), Ошурковском и Кручининском. Кроме того, по степени изученности к категории C_2 принадлежат запасы Селигдарского месторождения (до глубины 500 м), оцениваемые в 130 млн. т P_2O_5 . К забалансовым относятся руды Слюдянского и Обрубского метаморфогенных месторождений (соответственно 6,5 и 1,1 млн. т P_2O_5).

Подсчитанные прогнозные запасы P_2O_5 по всем трем группам оцениваются в 2750—2900 млн. т, в том числе возможные — 544 — 579, предполагаемые — 1200—1250 и проблематичные — 1060—1075 млн. т. Территориально они размещены весьма неравномерно, подавляющая их часть (свыше 90%) приходится на районы Восточной Сибири и главным образом на Якутскую АССР и Красноярский край (табл. 10).

Анализ распределения прогнозных запасов по апатитоносным провинциям, рудным районам, месторождениям и рудопроявлениям приводит к следующим выводам.

1. Основная часть прогнозных запасов P_2O_5 (около 80%) заключена в магматогенных проявлениях, на метаморфогенные приходится 21% (Алданская и частично Южно-Байкальская провинции). Наиболее продуктивной является формация щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов, на которую приходится 63—64% прогнозных запасов от их общего количества.

2. Возможные прогнозные запасы P_2O_5 , промышленное освоение которых реально в ближайшие 10—15 лет, концентрируются лишь в двух провинциях: Восточно-Саянской (коренные руды Белозиминского массива) и Алданской (Селигдарское месторождение). В суммарном выражении они оцениваются в 400—440 млн. т. В рудах этих районов апатит является главным или одним из главных компонентов. Среднее содержа-

ние P_2O_5 в рудах составляет 4,2—6,3%, что характеризует их как бедные. На лабораторной стадии разработаны принципиальные технологические схемы обогащения апатит-карбонатных и апатит-силикатных руд, позволяющие при их комплексной переработке получать апатитовые концентрации с приемлемыми показателями.

3. Предполагаемые и проблематичные прогнозные запасы P_2O_5 , освоение которых возможно за пределами ближайших 15—20 лет, локализируются в следующих провинциях: Маймеча-Котуйской (Ессей, Маган, Браас), Енисейской (рудные зоны в районе Татарского щелочно-гранитоидного массива) и Уджинской (щелочные массивы Томтор и Богдо). Сюда же следует отнести возможные прогнозные запасы убогих комплексных руд сиенито-габбровых массивов Горношорско-Кузнецкой провинции (Патынский и Большой Культайгинский). Руды рассматриваемой группы проявлений (с общими запасами P_2O_5 порядка 1600—1700 млн. т) характеризуются содержаниями фосфорного ангидрида от 4—6 до 10—18% (преобладают 4—8%). Как правило, они комплексные, при этом апатит иногда является сопутствующим компонентом. Технология руд либо не изучена, либо исследована только на лабораторной стадии.

Прогнозные запасы остальных провинций и проявлений апатита не могут быть освоены промышленностью в обозримом будущем.

ГЕОЛОГО-ЭКОНОМИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ ОСНОВНЫХ НАПРАВЛЕНИЙ ПОИСКОВ, РАЗВЕДКИ И ОСВОЕНИЯ РЕСУРСОВ ФОСФАТНОГО СЫРЬЯ В СИБИРИ

Основной объем запасов фосфатного сырья в Сибири относится к прогнозным. На многих перспективных участках и площадях в настоящее время ведутся поисковые и разведочные работы, поэтому сведения о запасах, качестве сырья, технологии его переработки, характеристике рудных тел, условиях их залегания весьма приблизительные. Следовательно, геолого-экономическая оценка ресурсов фосфатного сырья региона должна осуществляться в основном на стадии поисково-оценочных работ в условиях недостаточной информативности. Все это требует особого к ней подхода.

В настоящее время в СССР и странах — членах СЭВ накоплен значительный опыт по оценке и выбору эффективных источников минерального сырья. Этот опыт обобщен в проекте «Основных положений методики экономической оценки месторождений твердых полезных ископаемых», одобренном Госкомитетом по науке и технике при Совете Министров СССР (1974), в «Методических рекомендациях по геолого-экономической оценке и картографированию ресурсов нерудных полезных ископаемых», одобренных Министерством геологии СССР (1977), а также в других работах (Борзунов, 1969; Быховер, 1971; Шаманский, 1975; Хрущов, 1974; и др.). Однако все эти работы освещают методические приемы экономической оценки месторождений на стадиях предварительной и детальной разведки, когда уже имеется необходимая информация. На стадии поисковых и поисково-оценочных работ известны предложения в основном постановочного характера (Геолого-экономическая оценка..., 1975; Дегтярев, 1973; Киперман, 1974; Рекомендации ВИЭМС, 1972; Хрущов, 1969, 1974).

С развитием теории и практики оптимального планирования и применения ЭВМ в экономике найден принципиально новый подход к оценке месторождений полезных ископаемых на любой стадии геологоразведочных работ. Однако не все вопросы как теоретические, так и практические пока решены.

Исходя из сказанного, авторами предпринята попытка конкретизировать теоретические разработки на практических вопросах геолого-экономической оценки месторождений фосфатного сырья Сибири.

ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ ГЕОЛОГО-ЭКОНОМИЧЕСКОЙ ОЦЕНКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ФОСФАТНОГО СЫРЬЯ

Под геолого-экономической оценкой месторождений в широком смысле слова понимается определение, кроме денежной оценки, ряда показателей: оптимальных объемов добычи сырья и производства готовой продукции, сроков освоения месторождений, транспортных связей, необходимого

прироста запасов, задач и очередности геологоразведочных работ и других количественных величин, в совокупности составляющих оптимальный план освоения минеральных ресурсов.

Поскольку при оценке месторождений необходимо учесть развитие многих, зачастую сопряженных отраслей промышленности, многовариантность и наличие сложных внутри- и межотраслевых связей, разнообразие факторов и явлений, которые оказывают существенное влияние на конечный результат, исходной основой, так же как и в предпроектной оценке месторождений, должен быть оптимальный план развития и размещения минерально-сырьевой базы соответствующих горнодобывающих и перерабатывающих отраслей промышленности на перспективу 10—15 лет, составленный с помощью экономико-математических методов и ЭВМ. При составлении плана учитываются промышленные запасы, а также запасы категории С₂.

Денежная оценка месторождения определяется народнохозяйственным эффектом, приносимым месторождением при его разработке. Народнохозяйственный эффект равен разности между замыкающими и приведенными затратами у потребителя на прирост единицы продукции в оптимальном плане. Эта разность и будет экономической оценкой месторождения (дифференциальная рента по качеству и местоположению).

При оптимизации ресурсов фосфатного сырья авторы исходили из следующих положений.

В качестве критерия оптимальности принят минимум приведенных совокупных затрат на получение и использование фосфорного сырья при условии полного удовлетворения потребности в нем народного хозяйства страны.

Для установления ценности месторождения с народнохозяйственных позиций рассмотрена система: месторождение — отрасли переработки — потребители при условии всех возможных вариантов покрытия потребности Сибири с учетом всех возможных источников фосфатного сырья на территории СССР.

В частности, учтена возможность реконструкции и расширения мощностей действующих предприятий: производственных объединений «Апатит», «Каратау», «Фосфорит», Подмосковского горно-химического завода, Маардуского химического завода и других предприятий, а также возможность ввода в эксплуатацию месторождений Волковского на Урале, Тоолсе в Прибалтике, Чилисайского в Казахстане. Из сибирских рассмотрены разведанные месторождения Белкинское, Белозиминское, Телекское, Кручининское, Ошурковское, Обладжанское; разведываемые — Селигдарское, а также прогнозные запасы Окинского района и Маймеч-Котуйской провинции. При этом охвачены стадии переработки сырья от его добычи до производства конечной продукции с учетом ее эффекта в потреблении.

Некоторые из месторождений фосфатного сырья Сибири имеют благоприятные условия разработки, высокое качество сырья и др. Но в то же время почти все месторождения размещены в малоосвоенных районах с трудными климатическими и географо-экономическими условиями. Для освоения большинства месторождений необходимо создать заново социально-бытовую инфраструктуру и магистральные транспортные пути, что значительно удорожает добычу и переработку минерального сырья и может ослабить преимущества природных параметров сибирских месторождений перед показателями подобных объектов, расположенных в обжитых районах страны. Важной особенностью большинства месторождений агроруд Сибири является поликомпонентность их руд. Например, месторождения Маймеч-Котуйской провинции, кроме апатитов, содержат большое количество магнетита, флогопита и других полезных компонентов.

В этой связи учтено комплексное освоение ресурсов фосфатного сырья и оценка месторождений осуществлена в комплексно-территориальном раз-

резу, при котором оценочный процесс стал составной частью разработки долговременной комплексной программы осваиваемой территории (Аган-беян, Багряновский, 1967).

Оценка месторождений Сибири выполнена в три этапа.

На первом этапе проанализированы изученность и освоенность территории региона, размещение разведанных и эксплуатируемых месторождений, их технико-экономические характеристики и геологические параметры, состояние и перспективы развития отрасли на перспективу.

На втором этапе определены приведенные затраты на единицу добытой руды, концентрата, фосфатсодержащих минеральных удобрений по всем разведанным месторождениям и химическим предприятиям СССР. При этом в расчет принимались лишь те месторождения, по которым имелись хотя бы минимум информации, позволяющей определить необходимые технико-экономические показатели, а именно: количество и качество запасов, условия залегания, возможный способ разработки и схема обогащения руды.

Намечены транспортно-экономические связи и рассчитаны затраты по ним.

Себестоимость добычи, обогащения фосфатного сырья и удельные капитальные вложения в строительство карьера и обогатительной фабрики для оцениваемых месторождений Сибири определялись при помощи экономико-статистических моделей. Установлены корреляционные зависимости себестоимости добычи руды и удельных капитальных вложений в строительство карьера от мощности рудника, способа отработки месторождения, коэффициента вскрыши (для открытой отработки) и глубины шахты (для подземной отработки), а себестоимости обогащения и удельных капитальных вложений в строительство обогатительного предприятия для различных типов руд — от содержания пятиоксида фосфора в исходной руде, ее минералогического состава и других показателей. В качестве исходных данных для определения корреляционной зависимости брались технико-экономические показатели по эксплуатируемым и намечаемым к освоению месторождениям, установленные прямым счетом. Другие факторы, например горно-геологические условия, район размещения месторождения, обогатимость руд, обводненность и т. д., учитывались статистическими и районными коэффициентами.

Приведенные затраты по транспортной составляющей рассчитывались по методике Института комплексных транспортных проблем при Госплане СССР (Сопоставимые издержки..., 1972). При этом путем применения поправочных коэффициентов учитывались полные издержки.

Использование экономико-статистических моделей позволило наметить варианты разработки каждого месторождения, которые различались между собой мощностью по добыче и обогащению руды, себестоимостью и капитальными вложениями в строительство карьера и обогатительного предприятия, средним и бортовым содержанием пятиоксида фосфора в руде.

Для сведения задачи к однопродуктивной осуществлено агрегирование продукции предприятий. Фосфатное сырье, получаемое на месторождениях, различается как по содержанию P_2O_5 (от 18 до 40%), так и по технологическим свойствам. Поэтому все виды фосфатного сырья в задаче представлены одним, со средним содержанием P_2O_5 30,5%. При этом, чтобы не исказить показатели производственных и транспортных затрат, они были скорректированы с учетом отклонений фактического содержания пятиоксида фосфора от среднего.

Потребность сельского хозяйства в фосфорсодержащих минеральных удобрениях может быть удовлетворена различными видами. Поэтому учитывалась главная их качественная характеристика — содержание удорастворимого P_2O_5 , что позволило принять условное удобрение с содержанием пятиоксида фосфора 30,5%. Пересчет на него всех видов удобрений осуществлен с помощью коэффициентов эквивалентности, выведенных

статистическим путем. В них учитывалось, что 1% P_2O_5 , содержащийся в различных видах минеральных удобрений, дает различную прибавку урожайности сельскохозяйственных культур из-за неодинаковой усвояемости питательных веществ, а также из-за наличия в некоторых удобрениях, наряду с фосфором, азота и калия, которые повышают эффективность рассматриваемого нами компонента (Цыпина и др., 1975). Таким образом, удалось добиться того, что минимум приведенных затрат на выпуск единицы условного сырья стал соответствовать максимуму его эффекта в конечном потреблении.

На третьем этапе осуществлена оптимизация развития минерально-сырьевой базы фосфатной промышленности в совокупности с развитием производства минеральных удобрений на расчетную перспективу. Реализована на ЭВМ БЭСМ-6 экономико-математическая модель однопродуктовой динамической трехэтапной производственно-транспортной задачи, разработанная авторами на основе «Методических положений...» (1972). Описание модели дано в Приложении. В найденном оптимальном плане каждое месторождение получило экономическую оценку. Из оптимального плана определены его двойственные оценки, по которым рассчитаны замыкающие затраты в районе потребления фосфатного сырья и фосфорсодержащих минеральных удобрений. Замыкающие затраты явились базой для определения синтезирующего критерия эффективности оцениваемых месторождений. Синтезирующий критерий определяется как разность замыкающих и совокупных приведенных затрат на единицу питательного вещества удобрения, вырабатываемого из сырья оцениваемого месторождения.

ГЕОЛОГО-ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ФОСФАТНОГО СЫРЬЯ СИБИРИ

Геолого-экономическая оценка месторождений апатитов и фосфоритов Сибири осуществлена согласно изложенной выше методике в процессе оптимизации развития и размещения минерально-сырьевой базы фосфатной промышленности СССР. Ниже кратко приводятся результаты этой оценки.

Ошурковское месторождение апатита рассмотрено по трем вариантам его разработки, различающимся между собой производительностью рудника. Техничко-экономические показатели по ним представлены в табл. 11.

Переработка апатитового концентрата предусматривается дигидратным способом с получением фосфорной кислоты. В качестве конечной продукции принят аммофос с содержанием P_2O_5 48%, N — 11%.

Совокупные приведенные затраты на 1 т питательных веществ этого вида удобрения у потребителя получились выше, чем на других разведен-

Таблица 11

Техничко-экономические показатели освоения Ошурковского месторождения

Мощность предприятия по концентрату, %	Содержание P_2O_5 , %		Приведенные затраты франко-обогатительного предприятия на 1 т P_2O_5 , %	Совокупные приведенные затраты на единицу питательных веществ удобрения у потребителя, руб/т
	в руде	в концентрате		
100,0	3,86	35,0	100,0	360,0
200,0	3,86	35,0	86,5	340,0
250,0	3,86	35,0	84,0	330,0

ных месторождениях Сибири. Здесь в значительной степени сказалась бедность полезным компонентом руд Ошурковского месторождения, что повлияло на увеличение прямых расходов на обогащение. Кроме того, требуются большие затраты на транспортировку, складирование и хранение огромных объемов отходов, что связано с близостью оз. Байкал и необходимостью его охраны. Тем не менее в оптимальный план вошли все три варианта развития месторождения в зависимости от роста уровня потребности в фосфатном сырье по стране на соответствующий перспективный период времени. Поэтому все три варианта можно рассматривать последующими очередями ввода мощностей месторождения в эксплуатацию. Совокупные приведенные затраты на единицу P_2O_5 фосфатного сырья, полученного на базе Ошурковского месторождения, являются замыкающими по отрасли.

Проведенные расчеты подтверждают необходимость освоения месторождения. В настоящее время на его базе строится апатитовый комбинат в комплексе с заводом по выпуску аммофоса.

При оценке *Белозиминского месторождения* комплексных апатитосодержащих руд в расчетах учтены лишь разведанные запасы россыпных руд. Обогащение их принято по схеме, разработанной в ГИГХСе. Переработка концентрата предполагается разработанным в НИУИФе методом азотнокислотного разложения с получением нитроаммофоски. Этот метод позволяет применить комплексную переработку руды, в результате чего наряду с P_2O_5 могут извлекаться и все другие элементы.

Технико-экономические показатели освоения *Белозиминского месторождения* при перечисленных условиях вполне благоприятны. Содержание P_2O_5 в концентрате 35%. Приведенные затраты на единицу концентрата франко-обоганительное предприятие ниже, чем по Ошурковскому месторождению в 1,4 раза, а совокупные приведенные затраты на единицу питательного вещества конечной продукции (нитроаммофоски) у потребителя равны 220 руб., что на 120 руб. меньше, чем замыкающие затраты. Следовательно, *Белозиминское месторождение* является эффективным для освоения.

Руды *Кручининского месторождения* ввиду незначительных запасов и низкого содержания в них апатита, как показали расчеты, использовать только как фосфатное сырье не целесообразно. Здесь необходимо извлекать все имеющиеся в руде компоненты, комплексно перерабатывать их с получением высококачественного апатитового концентрата, содержащего около 39% P_2O_5 , а также и других ценных элементов. При комплексной переработке руд приведенные затраты на единицу концентрата ниже, чем по Ошурковскому месторождению на 8—10%. Совокупные приведенные затраты на единицу питательного вещества конечной продукции у потребителя меньше замыкающих затрат на 30 руб.

Для *Белкинского месторождения* фосфоритов институтом «Госгорхимпроект» разработан технико-экономический доклад. Рассмотрено три варианта его освоения с получением желтого фосфора электротермическим методом. Важнейшие их показатели приведены в табл. 12.

Рекомендован средний по мощности вариант. Третий практически не осуществим из-за недостаточного количества разведанных запасов.

Нами рассмотрен вариант, предусматривающий обогащение первичных карбонатных тонкокристаллических фосфоритов методом обжига с последующим гашением и дешламизацией в гидрокислоне с выходом концентрата, содержащего 30—32% P_2O_5 и с дальнейшей его переработкой кислотным способом на двойной суперфосфат. Стоимость 1 т последнего у потребителя 315 руб., что значительно меньше замыкающих затрат, равных 370 руб. Труднообогатимые вторичные карстовые (остаточно-метасоматические) фосфориты предусмотрено перерабатывать на фосфоритную муку и кормовые фосфаты. При этих условиях *Белкинское месторождение* вошло в оптимальный план и является эффективным для освоения в ближайшей

Технико-экономические показатели освоения
Белкинского месторождения, %

Мощность предприятия	Содержание P_2O_5 в концентрате (шихте)	Приведенные затраты франко-обогачительное предприятие на 1 т P_2O_5 желтого фосфора
100,0	22,8	100,0
150,0	22,8	90,0
200,0	22,8	83,0

перспективе. Однако окончательное решение о его разработке может быть принято лишь после доразведки месторождения.

Возможность освоения *Телекского месторождения* является проблематичной. Институтом «ЛенНИИГИПРОХИМ» рассмотрено два варианта его разработки: первый — с получением фосфоритного концентрата при содержании P_2O_5 27,3% и выработкой из него желтого фосфора методом электротермии; второй — с одновременной обработкой Телекского и близлежащего (около 200 км) Обладжанского месторождений (для перемешивания их руд с целью снижения содержания железа в шихте за счет маложелезистой обладжанской руды) с получением P_2O_5 22,3% и выработкой из него также желтого фосфора. Более целесообразным был признан второй вариант.

Однако, как показали последующие исследования, в связи с высоким содержанием окислов железа в концентрате последний является некондиционным для существующих методов производства желтого фосфора.

Авторами просчитан третий вариант, где предусмотрено добавлять в шихту Телекского и Обладжанского месторождений маложелезистый концентрат Белозиминского месторождения с целью снижения количества окислов железа до допустимой нормы. В этом случае совокупные приведенные затраты на 1 т пятиоксида фосфора оказались ниже подобных затрат по остальным рассмотренным месторождениям Сибири. Очевидно, есть и другие варианты освоения месторождения, поэтому следует продолжить исследование путей использования телекских фосфоритов в народном хозяйстве.

Разработка *Селигдарского месторождения* апатита рассмотрена по трем вариантам возможных уровней добычи руды с различным содержанием P_2O_5 , а также два варианта вывоза апатитового концентрата. Первый — по предлагаемой трассе железной дороги Селигдар—Беркамит и далее по строящейся северной ветке Байкало-Амурской магистрали — Тында — Беркамит; второй — по дороге Томмот — Селигдар — Беркамит и далее как в первом варианте. В первом случае все капитальные затраты по сооружению дороги протяженностью около 220 км относятся на стоимость апатитового концентрата. Во втором длина дороги достигает 300 км, по ней предполагается кроме апатитового концентрата перевозить и другие грузы (табл. 13).

Как видно из табл. 13, предпочтительнее строительство железной дороги по варианту Томмот — Селигдар — Беркамит.

Таблица 13

Ориентировочные технико-экономические показатели вариантов освоения Селигдарского месторождения, %

Варианты	Производство апатитового концентрата	Содержание P_2O_5		Приведенные затраты на производство концентрата франко-обогачительное предприятие без учета железной дороги	Те же приведенные затраты с учетом железной дороги	
		в руде	в концентрате		Селигдар—Беркамит	Томмот—Селигдар—Беркамит
I	100,0	12,0	33,0	100,0	160,0	120,0
II	170,0	8,0	33,0	115,0	150,0	130,0
III	260,0	6,2	33,0	125,0	145,0	140,0

Ориентировочные технико-экономические показатели освоения месторождений фосфоритов Окинского района, %

Показатели	Месторождения		
	Ухагольское	Боксонское	Производств. объединение «Каратау» (эталон)
Производительность предприятия:			
по руде	40,0	70,0	100,0
по концентрату	20,0	19,0	100,0
в пересчете на P_2O_5	26,0	21,0	100,0
Содержание P_2O_5 в концентрате	28,5	25,7	23,5
Приведенные затраты на единицу концентрата франко-обогатительное предприятие	350,0	500,0	100,0
То же, на ед. P_2O_5	300,0	450,0	100,0

Переработка апатитового концентрата предусмотрена экстракционным методом на химических предприятиях Восточной и Западной Сибири. Совокупные приведенные затраты в районе потребления конечной продукции на 1 т питательного вещества, полученные в оптимальном плане, близки к замыкающим, что характеризует пригодность месторождения к дальнейшей разведке и освоению.

Осуществлена оценка Ухагольского и Боксонского месторождений фосфоритов в Окинском районе. Ориентировочные технико-экономические показатели по ним в сравнении с показателями по месторождениям, которые эксплуатируются производственным объединением «Каратау», следующие (табл. 14).

При полученных показателях производства продукции оба месторождения не вошли в оптимальный план развития фосфатной промышленности Сибири на ближайшую перспективу, хотя Ухагольское месторождение и имеет технико-экономические показатели франко-обогатительное предприятие лучше, чем подобные показатели по замыкающему Ошурковскому месторождению. Это объясняется удаленностью и труднодоступностью месторождения.

Из месторождений апатита Маймеча-Котуйской провинции укрупненные расчеты выполнены по Ессею, Магану и Ыраасу. В приведенных затратах учтены капитальные вложения в строительство железнодорожной ветки от г. Норильска до месторождений. Условно принято, что до Норильска

Таблица 15

Ориентировочные технико-экономические показатели освоения месторождений апатита Маймеча-Котуйской провинции, %

Показатели	Месторождения			
	Ессей	Маган	Ыраас	Производств. объединение «Апатит» (эталон)
Производительность предприятия:				
по руде	20,0	50	15,0	100,0
по концентрату	18,5	55,0	13,5	100,0
в пересчете на P_2O_5	18,5	55,0	13,5	100,0
Содержание P_2O_5 :				
в руде	15,4	8,3	11,2	16,5
в концентрате	39,0	39,0	39,0	39,4
Приведенные затраты на единицу концентрата франко-обогатительное предприятие с учетом комплексного освоения территории	145,0	175,5	165,0	100,0
То же, в пересчете на ед. P_2O_5	150,0	180,0	170,0	100,0

железная дорога построена. Ориентировочные технико-экономические показатели в сравнении со средними показателями месторождений Хибинской группы представлены в табл. 15.

Как видно из табл. 15, технико-экономические показатели месторождений Маймеча-Котуйской провинции значительно уступают подобным показателям по эксплуатируемым месторождениям Кольского полуострова, но они лучше показателей по Ошурковскому месторождению. Однако если учесть расходы на переработку концентрата оцениваемых месторождений кислотным способом и затраты на доставку конечной продукции до потребителей юга Восточной и Западной Сибири, то эти месторождения в ближайшей перспективе становятся не конкурентоспособными с другими рассмотренными выше месторождениями Сибири. В отдаленной перспективе, по мере роста потребности страны в фосфатах, а также постепенного освоения территории, месторождения Маймеча-Котуйской провинции станут эффективными для разработки.

Таким образом, из всех рассмотренных месторождений эффективными для дальнейшей разведки и освоения в ближайшей перспективе оказались Ошурковское, Белозиминское, Селигдарское, Белкинское и, условно, Телекское.

ПУТИ СОЗДАНИЯ СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ ФОСФАТНОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ В СИБИРИ

На основе оптимального плана развития и размещения минерально-сырьевой базы фосфатной промышленности СССР составлен баланс потребности и производства фосфатного сырья, где определились перспективы освоения каждого месторождения Сибири (табл. 16).

В перспективе предусматриваются к освоению месторождения: апатитов — Ошурковское в Бурятской АССР, Белозиминское в Иркутской области, Селигдарское в Алданском районе Якутской АССР, а также в отдаленной перспективе месторождения Маймеча-Котуйской провинции на севере Красноярского края; фосфоритов — Белкинское в Западной Сибири, Телекское на юге Красноярского края (условно) и Кручининское в Читинской области; в качестве резервных рассматриваются Ухагольское и Боксовское в Бурятской АССР. Все эти месторождения размещены в районах с разными природными и экономическими условиями, различаются размерами запасов, качеством руд, горно-геологическими и горнотехническими возможностями разработки и соответственно экономическими показателями освоения.

Исключительно благоприятное транспортно-экономическое положение Ошурковского месторождения апатита в сочетании с развитым сельским хозяйством района размещения, несмотря на некоторые негативные моменты, выдвинуло его в число первоочередных объектов для освоения.

На базе Ошурковского месторождения в настоящее время строится Забайкальский горно-обогатительный комбинат. Первая очередь его должна быть введена в действие в ближайшей перспективе. В дальнейшем для наиболее полного обеспечения потребности Сибири в фосфатах мощность его целесообразно увеличить в 1,7 раза.

В составе горно-обогатительного предприятия предусматривается размещение завода по выработке аммофоса, который может использоваться как для прямого внесения в почву, так и в качестве основного компонента для приготовления сухих тукосмесей.

Ошурковское месторождение расположено в наиболее развитом в промышленном отношении районе Бурятской АССР. Помимо железной дороги здесь здесь проходят автомобильные тракты, что способствует расширению

Баланс потребности и наличия запасов фосфатного сырья в Сибири, млн. т. P_2O_5 *

Бассейн, провинция, месторождение	Разведанные запасы, категория A+B+C ₁ С ₂	Ближайшая перспектива			Отдаленная перспектива		
		потребность в запасах	ожида- емые запасы	необходи- мый объем прироста запасов	потребность в запасах	ожидаемые запасы	необходимый объем при- роста запаса- сов
<i>Фосфориты</i>							
Алтае-Саянский бассейн	29,8 <u>117,4</u>	245,0	100,0	145,0	275,0	145,0	130,0
в т. ч. месторожде- ния: Белкинское	7,4 <u>14,0</u>	70,0	35,0	35,0	50,0	35,0	15,0
Телекское . . .	22,4 <u>3,4</u>	70,0	50,0	20,0	45,0	30,0	15,0
Окинский район	— <u>100,0</u>	70,0	—	70,0	140,0	70,0	70,0
<i>Апатиты</i>							
Восточно-Саянская про- винция, Белозимин- ское месторождение	20,0 <u>19,7</u>	60,0	50,0	10,0	25,0	25,0	—
Южно-Байкальская про- винция, Ошурков- ское месторождение	34,8 <u>4,3</u>	65	35	30	65	45	20
Алданская провинция в т. ч. Селигдарское месторождение . . .	— <u>—</u>	340	140	200	300	160	140
Маймеча-Котуйская провинция	— <u>—</u>	100	—	100	200	100	100
Итого апатитов . . .	54,8 <u>24,0</u>	565	225	340	590	330	260
Всего фосфатов	84,6 <u>141,4</u>	810	325	485	865	475	390

* Составлено авторами на основе плана развития и размещения минерально-сырьевой базы фосфатной промышленности.

транспортно-экономических связей комбината с потребителями его продукции. Для стабильного обеспечения вывоза этой продукции запроектировано строительство железнодорожной ветки, которая соединит комбинат с Транссибирской магистралью.

Следующим рекомендуемым для освоения месторождением является Белозиминское. Его целесообразно ввести в эксплуатацию в ближайшей перспективе, постепенно наращивая мощности до максимальной по количеству запасов апатитовых руд. Необходима разведка коренных апатитовых карбонатитов.

Для освоения Белозиминского месторождения необходимо строительство значительной по протяженности железнодорожной ветки (около 130 км), что потребует больших капитальных вложений. Однако по природно-экономическим и горно-геологическим условиям месторождение находится в более выгодном положении, чем остальные подобные объекты Сибири, исключая Ошурковское, а по технико-экономическим показателям превосходит все месторождения Сибири при условии комплексной

переработки его руд. Белозиминское месторождение отнесено к первоочередным объектам для освоения.

Удобное транспортно-экономическое положение, значительные разведанные запасы фосфоритов и сравнительно дешевая продукция (она дешевле, чем на месторождениях Ошурковском и разрабатываемом Кингисеппском в европейской части страны) заставляют искать пути для скорейшего освоения Белкинского месторождения. Для наиболее полного удовлетворения потребности народного хозяйства страны в фосфатном сырье целесообразно начать его освоение уже в ближайшей перспективе. Предварительно следует осуществить исследования по выбору схемы обогащения и переработки фосфоритов, а также провести детальную разведку на нем, поиски и разведку на ближайших от месторождения новых участках.

На Телекском месторождении целесообразно вырабатывать фосфоритный концентрат для получения из него желтого фосфора электротермическим методом. Концентрат из руды месторождения содержит много окислов железа и потому непригоден непосредственно к переработке на желтый фосфор. Требуется шихтовать его с маложелезистым сырьем. Добавку целесообразно производить фосфоритами Обладжанского месторождения и белозиминским апатитовым концентратом. Такая шихта, согласно требованиям промышленности к фосфатному сырью, близка по составу к сырью, пригодному для электротермического метода. Следует изучить и другие пути получения из руд Телекского месторождения кондиционного концентрата для дальнейшей переработки.

При комплексном использовании руд становится эффективным для освоения Кручининское месторождение. Возможный объем производства P_2O_5 хотя и невелик, но достаточен для выработки минеральных фосфорсодержащих удобрений в объеме, частично обеспечивающем перспективную потребность в них сельского хозяйства Читинской области.

Тамальское месторождение, хотя и не разведано, но известные запасы фосфоритов по условиям их залегания благоприятны для разработки и могут стать резервом для расширения сырьевой базы предприятия при организации добычи телекских и обладжанских руд. Приведенные затраты на единицу P_2O_5 вполне приемлемы с точки зрения рентабельности будущего производства. В этой связи целесообразно его дальнейшее изучение.

Таким образом, перспективы освоения рассмотренных месторождений Сибири в основном благоприятны. Ввод их в эксплуатацию позволит удовлетворить 45—50% всей потребности в фосфатном сырье Сибири. Остальную часть потребности, а также частично нужды других районов страны предполагается покрывать за счет освоения ныне разведываемых месторождений фосфатов, прежде всего Селигдарского и первоочередных объектов Маймеч-Котуйской провинции.

Селигдарское месторождение по укрупненным расчетам целесообразно начать разрабатывать в ближайшей перспективе. В дальнейшем для устранения общесоюзного дефицита целесообразно увеличить производство концентрата на месторождении в значительных размерах.

В процессе дальнейшей разведки и проектных проработок отдельные показатели, принятые нами при его оценке, несомненно, будут уточнены. Уже сейчас предвидятся некоторые негативные стороны, которые могут отрицательно повлиять как на сроки освоения, так и на технологию добычи, обогащения и переработки апатита Селигдарского месторождения. Во-первых, для освоения месторождения потребуются строительство железной дороги протяженностью более 200 км; во-вторых, разработанные схемы обогащения свидетельствуют о трудной обогатимости руд и низком проценте извлечения основного компонента. Это связано с наличием в руде большого количества (до 60%) доломита при небольшом содержании апатита. Кроме того, положительное решение задачи осложняется тем, что в отечественной практике пока нет опыта переработки подобных руд. В настоящее время исследования по комплексному использованию этих руд

продолжены, по их результатам было бы целесообразно построить опытно-обогатительную установку.

Для освоения Селигдарского месторождения имеются значительные положительные предпосылки. Главная из них — строительство Байкало-Амурской магистрали и реальная возможность дальнейшего продолжения железнодорожного ответвления Тында—Беркакит, сначала до Томмота, затем до Якутска, что обосновывается насущными потребностями развития экономики Якутской АССР.

Большой промышленный интерес по предварительным данным о величине прогнозных запасов и качестве руды представляют месторождения Маймеча-Котуйской провинции — Ессей, Маган и Ыраас. Однако освоение их связано со значительными трудностями, главными из которых являются отсутствие надежных транспортных коммуникаций, социальной и бытовой инфраструктуры, недостаточность информации о запасах, локализации рудных тел, способах и технологии их добычи и переработки и других геологических параметрах.

Для освоения месторождений и вывоза продукции, полученной на их базе, возможны три варианта транспортного обеспечения: первый — продолжение до месторождений железной дороги Сургут — Уренгой — Норильск; второй — прокладка меридиональной трассы Богучаны — Тура — Ессей; третий — строительство морского порта Хатанга и вывоз концентрата через него морским путем.

Наиболее реальным представляется первый вариант, учитывая, что в настоящее время уже начато строительство железной дороги до Уренгоя и имеются проектные проработки продолжения ее до Норильска. Остается весьма трудный участок от Норильска до месторождений протяженностью около 600 км. Достоинство этого варианта заключается также и в том, что появляется возможность использования серной кислоты, получение которой целесообразно организовать из отходов Норильского горно-металлургического комбината.

Несмотря на сложность описанных проблем, экономические предпосылки для освоения месторождений провинции имеются. Более того, месторождения Ессей, Ыраас и Маган оказались конкурентоспособными с другими объектами страны и в отдаленной перспективе на их базе будет целесообразно производить значительное количество апатитового концентрата. Это определяет необходимость постановки здесь поисково-оценочных и геологоразведочных работ.

Окинский фосфоритоносный район по многим горно-геологическим и технологическим характеристикам аналогичен фосфоритоносному бассейну Каратау. К неблагоприятным факторам относятся: бедность руд, требующих обогащения для электротермической переработки; большая глубина залегания рудных тел, что определяет подземный способ отработки месторождений; высокогорная местность; необжитость территории; трудность прокладки железной дороги и т. д. Все это неблагоприятно отразилось на технико-экономических показателях освоения месторождений. В результате их разработка, по-видимому, отодвигается на отдаленную перспективу.

Таким образом, в перспективе имеется реальная возможность и экономическая целесообразность создать в Сибири надежную минерально-сырьевую базу фосфатной промышленности союзного значения. Примерная очередность освоения месторождений рассматриваемых регионов следующая: Белозиминское, Селигдарское, Белкинское, Телекское (условно), Кручининское и месторождения Маймеча-Котуйской провинции.

Для переработки фосфатного сырья целесообразно осуществить строительство химических заводов в сельскохозяйственных районах Сибири, организовав на них производство высокоэффективных фосфорсодержащих удобрений: нитроаммофоски, аммофоски, аммофоса, двойного суперфосфата, жидких комплексных удобрений и др. В общей сложности при

вовлечении в эксплуатацию всех рассмотренных месторождений потребуются строительство нескольких фосфатно-туковых заводов.

В общем объеме производства фосфорсодержащих удобрений удельный вес районов Сибири (включая Дальний Восток, частично Урал и Северный Казахстан) будет расти и в ближайшей перспективе может составить более 20% от общесоюзного объема.

Проведенные НИУИФом и СНИИГТИМСом технико-экономические расчеты производства экстракционной фосфорной кислоты и фосфорсодержащих удобрений из фосфатного сырья месторождений Сибири показали, что приведенные затраты будут не менее чем в 1,5—2,0 раза выше по сравнению с получением указанных продуктов из Кольского апатита и фосфоритов Каратау. Так, например, приведенные затраты на производство экстракционной фосфорной кислоты и аммофоса из апатита Ошурковского месторождения будут примерно в 1,5 раза выше по сравнению с аналогичными продуктами, полученными на базе апатита Хибинской группы месторождений. В этой связи организация производства фосфорсодержащих минеральных удобрений на основе фосфатного сырья Сибири потребует значительных материальных затрат. Но в конечном итоге за счет снижения транспортных расходов и потерь, а также повышения урожайности сельскохозяйственных культур народное хозяйство получит значительный экономический эффект.

Намечаемое развитие производства фосфорсодержащих минеральных удобрений в районах Сибири будет направлено (с учетом развития фосфатно-сырьевой базы страны) на полное удовлетворение потребности, в первую очередь, сельского хозяйства этих районов как по ассортименту, так и по объему поставок.

Наибольшую долю в производстве комплексных удобрений по расчетам НИУИФа составят нитроаммофоска марки 1 : 1 : 1 и аммофос марки 1 : 4 : 0. Значительную долю займут и комплексные удобрения марки 1 : 1,5 : 1 и 1,5 : 1 : 1, а также фосфорно-калийное удобрение марки 0 : 1 : 1, которое может быть получено на базе использования двойного суперфосфата путем или сухого смешения, или прессования его с калийным компонентом. В целом удельный вес комплексных фосфорсодержащих удобрений в перспективе должен достичь 65—67%.

Кроме комплексных удобрений, значительную часть в производстве будет занимать одностороннее фосфорное удобрение — двойной суперфосфат. Удельный вес этого продукта в общем объеме выпуска будет составлять (с учетом марки 0 : 1 : 1) от 30 до 37%.

Развитие производства фосфорсодержащих удобрений в Сибири позволит практически полностью удовлетворить потребность в них сельского хозяйства этого района. Если в 1980 г. возможное удовлетворение потребности сельского хозяйства в фосфорсодержащих удобрениях в районах Сибири составит около 20%, то в ближайшей перспективе — 80%, в отдаленной — 100%.

Таким образом, создание собственной сырьевой базы фосфатной промышленности и производства фосфорсодержащих минеральных удобрений и кормовых фосфатов в Сибири позволит коренным образом изменить сложившуюся схему транспортно-экономических связей. Прекратятся дальние и неэкономичные поставки удобрений. Сибирь может превратиться из ввозящего района в район вывоза.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамов А. В., Исаков В. М., Коробейников В. П. Позднерифейско-нижнекембрийский орогенный прогиб Восточной Тувы (стратиграфия, основные черты строения и развития).— В кн.: Материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири. Новосибирск, 1972, с. 29—37. (Труды СНИИГГИМС, вып. 146).
- Абрамович И. И., Груза В. В. Фациально-формационный анализ магматических комплексов. Л., «Недра», 1972. 238 с.
- Аганбегян А. Г., Багриновский К. А. О задачах народнохозяйственного оптимума.— «Вопросы экономики», 1967, № 10, с. 116—122.
- Аладышкин А. С., Сметанин А. С., Иванов А. Х. Опыт применения количественных методов металлогенического анализа.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Нижнего Приангарья. Красноярск, 1975, с. 124—129.
- Александров Г. П., Журавлева З. А., Степанова М. В. Новые данные о позднепротерозойских и раннекембрийских отложениях Сангилены.— В кн.: Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. III. Кызыл, 1974, с. 3—22.
- Алтухов Е. Н., Смирнов А. Д. О границе кембрия и докембрия в Забайкалье.— «Геол. и геофиз», 1971, № 5, с. 16—27.
- Алтухов Е. Н., Смирнов А. Д., Леонтьев Л. Н. Тектоника Забайкалья. М., «Недра», 1973. 171 с.
- Амантов В. А., Тихомиров Н. И. Тектоника.— В кн.: Геологическое строение СССР. М., «Недра», 1968, с. 268—271.
- Андреев Г. В. Метасоматическая зональность, обусловленная процессами апатитизации в плутоне Сыныр.— «Докл. АН СССР», 1964, т. 157, № 2, с. 345—348.
- Андреев Г. В. Генетические особенности Омурковского апатитового месторождения.— В кн.: Апатиты. М., «Наука», 1968, с. 300—304.
- Андреев Г. В. О формационной принадлежности Сынырского и Сайженского комплексов щелочных пород.— В кн.: Палеозойские магматические формации Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ, 1972, с. 72—78.
- Андреев Г. В., Гордиенко И. В., Кузнецов А. Н., Кравченко А. И. Апатитоносные диориты Юго-Западного Забайкалья. Улан-Удэ, 1972. 158 с.
- Андреев Г. В., Шарахшинов А. О., Литвиновский Б. А. Интрузии нефелиновых сиенитов Западного Забайкалья. М., «Наука», 1969. 186 с.
- Андреева Е. Д. Апатитоносность щелочных пород юго-западной части складчатого обрамления Сибирской платформы.— В кн.: Апатиты. М., «Наука», 1968, с. 102—107.
- Арсеньев А. А. Апатитовые месторождения и рудопроявления Восточной Сибири.— В кн.: Апатиты. М., «Наука», 1968, с. 361—370.
- Архангельская В. В. Апатитоносность Сынырского щелочного массива.— В кн.: Апатиты. М., «Наука», 1968, с. 133—141.
- Баженова Г. Н. Анортозиты Каларского массива.— В кн.: Анортозиты СССР. М., «Наука», 1974, с. 85—99.
- Басков Е. А., Драгунов В. И., Краснов И. И., Малич Н. С., Масайтис В. Л. Тектоника.— В кн.: Геология Сибирской платформы. М., «Недра», 1966, с. 345—397.
- Бгатов В. И. Некоторые закономерности в локализации фосфоритов.— В кн.: Условия локализации фосфоритоносных осадков Сибири. Л., 1966, с. 30—40. (Труды ВСЕГЕИ, вып. 45, т. 146).
- Беловожко Л. Б., Леонтьев А. Н. О находке эндогенных силикатно-карбонатных пород в связи с докембрийскими щелочными гранитами Кодаро-Удокана.— «Докл. АН СССР», 1976, т. 226, № 6, с. 1411—1414.
- Богатиков О. А. Основные породы Алтае-Саянской складчатой области и связанная с ними апатитовая и титаномагнетитовая минерализация.— В кн.: Апатиты. М., «Наука», 1968, с. 281—295.
- Богатиков О. А. Анортозиты СССР (ассоциации и типы, петрография, минералогия). Автореф. докт. дис. М., 1974. 70 с.

Богатиков О. А., Биркис А. П. Авортзитовые провинции СССР и их минералогическо-петрохимические особенности.— В кн.: Авортзиты СССР. М., «Наука», 1974, с. 5—20.

Богомолов М. А. Апатитоносные породы Кондерского массива.— В кн.: Апатиты. М., «Наука», 1968, с. 224—227.

Борзунов В. М. Месторождения нерудных полезных ископаемых, их разведка и промышленная оценка. М., «Недра», 1969. 335 с.

Борисенко Л. Ф., Ванадий М., «Недра», 1973. 192 с.

Бородин Л. С., Лапин А. В., Харченков А. Г. Редкометалльные камафориты. М., «Наука», 1973. 176 с.

Борченко Н. И. Химизация — важнейший фактор интенсификации сельского хозяйства.— «Плановое хозяйство», 1976, № 9, с. 28—34.

Булин Н. К., Афанасьева Н. А., Проняева Е. А., Эглис Е. И. Глубинный разрез юго-востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления по сейсмическим данным.— «Сов. геол.», 1972, № 10, с. 134—140.

Бушинский Г. И. Карстовые бокситовые и фосфоритовые месторождения и роль карста в боксито- и фосфатонакоплении. М., 1964, с. 54—65. (Труды МОИП, т. 12).

Бушинский Г. И. О происхождении морских фосфоритов.— «Литология и полезные ископаемые», 1966, № 3, с. 23—48.

Быховер Н. А. Основные принципы и методы прогноза минеральных ресурсов. М., ВИЭМС, 1971. 37 с.

Васильева З. В. Минералогические особенности и химический состав апатита.— В кн.: Апатиты. М., «Наука», 1968, с. 31—58.

Викман М. К., Асташкин В. А., Краевский Б. Г. Схема расчленения докембрийских и кембрийских отложений Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Салаира и Горного Алтая. Новосибирск, 1964, с. 34—49. (Труды СНИИГГИМС, вып. 29).

Вировлянский Г. М. Предпосылки поисков апатитовых руд, связанных с массивами нефелиновых сиенитов.— В кн.: Новые данные по геологии апатитовых месторождений. М., 1976, с. 4—9. (Труды ГИГХС, вып. 37).

Владимирский Г. М., Волков В. В. Новые данные о кембрии нагорья Сангилен (Тува).— В кн.: Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск, 1967, с. 179—184.

Геологическое строение СССР. Т. 3, Магматизм. М., «Недра», 1968, с. 256—260. Авт.: Н. В. Шталь, Л. А. Козубова, В. В. Павлова и др.

Геология Армянской ССР. Т. VII. Ереван, Изд-во АН АССР, 1966. 578 с.

Геолого-экономическая оценка месторождений твердых полезных ископаемых на ранних стадиях их изучения. М., ВИЭМС, 1975. 101 с.

Герасимов Е. К. Эпохи фосфатонакопления и их межрегиональное сопоставление.— В кн.: Литолого-геохимические методы корреляции разрезов осадочных толщ. Новосибирск, «Наука», 1972, с. 13—17.

Герасимов Е. К., Матухин Р. Г., Суховерхова М. В. Апатитоносная формация протерозойской коры выветривания Алданского щита.— «Сов. геол.», 1978, № 4, с. 112—119.

Герасимов Е. К., Журавель Р. Ф., Матухин Р. Г., Суховерхова М. В. О составе терригенных пород Селигдарского апатитового месторождения (Центрально-Алданский район).— В кн.: Материалы по литологии и осадочным полезным ископаемым Сибири. Новосибирск, 1976, с. 116—120. (Труды СНИИГГИМС, вып. 218).

Герасимов Е. К., Родин Р. С., Шматко А. В. К вопросу о происхождении фосфоритов.— В кн.: Условия локализации фосфоритовых осадков Сибири. Л., 1966, с. 40—50. (Труды ВСЕГЕИ, вып. 45, т. 146).

Герасимовский В. И., Поляков А. И., Тузова А. М., Холина Ю. Б. Апатитоносность Сынырского щелочного массива.— В кн.: Апатиты. М., «Наука», 1968, с. 143—148.

Гиммельфарб Б. М. Закономерности размещения месторождений фосфоритов СССР и их генетическая классификация. М., «Недра», 1965. 307 с.

Гизбург А. И., Эпштейн Е. М. Карбонатитовые месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Наука», 1968, с. 152—216.

Глазнейшие провинции и формации щелочных пород. М., «Наука», 1974. 376 с.

Глаголев А. А. Апатитоносность массива Арбарастах.— В кн.: Апатиты. М., «Наука», 1968, с. 218—224.

Глуховский М. З. О кольцевых структурах и линейных разломах Алданского щита и Становой области (по материалам дешифрирования телевизионных космических снимков).— «Геотектоника», 1976, № 5, с. 36—48.

Голубев В. П., Барков В. В. Опыт применения метода «Двух показателей» при составлении прогнозной карты на апатиты.— В кн.: Тезисы докладов к V Всесоюзной конференции молодых научных сотрудников «Новые методы прогнозов и поисков полезных ископаемых в условиях Восточной Сибири». Иркутск, 1977, с. 69—71.

Гордиенко И. В. Магматические формации ранних и завершающих этапов развития каледонид Восточного Саяна.— В кн.: Палеозойские магматические формации Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ, 1972, с. 31—57. (Труды Отдела геологии Бурятского филиала СО АН СССР, вып. 4 (12)).

Гуревич Б. Г., Георгиевский А. Ф. Особенности диагенетического конкрециеоб-

разования при формировании докембрийских фосфоритов Ухагольского прогиба (Восточный Саян).— В кн.: Рудные конкреции и конкреции рудоносных формаций (Тезисы докладов на III Всесоюзном семинаре «Конкреции и конкреционный анализ»). Л., 1976, с. 77—78.

Гуревич Б. Г., Георгиевский А. Ф. О генезисе фосфоритов Ухагольского и некоторых других месторождений Хубсугульского фосфоритового бассейна.— В кн.: Промышленность горнохимического сырья. М., 1977, с. 3—6. (Труды ГИГХС, вып. 3).

Дав В. Н. Материалы к геологии и петрографии Обрубского месторождения апатита.— В кн.: Геология Алдана, Восточного Саяна и Северного Приладожья. Л., Изд-во АН СССР, 1959, с. 353—369. (Труды Лаборатории геологии докембрия, вып. 8).

Данилин Е. Л., Гордиенко Н. И. Апатитовое месторождение Ыраас на севере Сибирской платформы.— В кн.: Апатитовосность севера Сибири. Л., 1976, с. 95—108.

Дашкевич Н. Н., Яскевич В. И., Четвергов А. П., Мусатов Д. И., Фейгин Е. Б. Глубинное строение западной части Сибирской платформы по геофизическим данным.— В кн.: Геология и полезные ископаемые западной части Сибирской платформы. Красноярск, 1970, с. 28—29. (Труды Первой Эвенкийской геологической конференции).

Дегтярев В. С. Минимальное необходимое количество разведанных запасов — основной критерий оценки месторождений цветных металлов на ранних стадиях их разведки.— В кн.: Вопросы экономики минерального сырья и геологоразведочных работ. Казахстан, 1973, с. 22—34.

Делицин И. С. Кварцево-диопсидовые породы Юго-Западного Прибайкалья и особенности локализации в них апатита. М., 1961, с. 175—201. (Труды ИГЕМ, вып. 48).

Довгаль В. Н. Узасский габбро-сиенитовый интрузив в юго-восточной части Кузнецкого Алатау и его некоторые аналоги.— «Геол. и геофиз.», 1962, № 3, с. 106—108.

Додин А. Л. Восточный Саян.— В кн.: Геологическое строение СССР. Т. IV. Полезные ископаемые. М., «Недра», 1968, с. 59—65.

Додин А. Л., Гурьянова В. Н. Восточный Саян и Хамар-Дабан.— В кн.: Геологическое строение СССР. Т. III. М., «Недра», 1968, с. 191—199.

Доливо-Добровольский А. В. К вопросу об изучении кольцевых структур на космических снимках.— В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. М., 1974, с. 90—92. (Труды ВИНТИ, т. 2).

Доминиковский В. Н., Либрович В. Л. Формации ордовика Иркутского амфи-театра и их фосфоритовосность.— «Сов. геол.», 1959, № 4, с. 126—132.

Доминиковский В. Н., Либрович В. Л. О закономерностях распределения ордовикских фосфоритов в южной части Сибирской платформы.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. II. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 209—220.

Домышев В. Г. Рифейские базиты Байкало-Саяно-Енисейского краевого обрамления Сибирской платформы. Новосибирск, «Наука», 1976. 85 с.

Драгунов В. И., Либрович В. Л., Матухина В. Г., Немцев В. Д. Фосфатопроявления в нижнепалеозойских отложениях северо-запада Средне-Сибирского плоскогорья.— В кн.: Условия локализации фосфоритовосных осадков Сибири. Л., 1966, с. 95—103. (Труды ВСЕГЕИ, вып. 45, т. 146).

Дьячков Н. П., Замараев С. М., Мандельбаум М. М., Савинский К. А., Анисимов К. Н. Тектоническое районирование юга Сибирской платформы по данным геофизических работ.— В кн.: Геофизические работы при решении геологических задач в Восточной Сибири. М., Госгеолтехиздат, 1961, с. 99—106.

Дюков А. В. Апатитовосность Ударнинского щелочного массива (Кузнецкий Алатау).— В кн.: Апатиты. М., «Наука», 1968, с. 108—111.

Егин В. И., Кичигин Л. Н., Крук Н. И. Апатитовое оруденение Центрального Алдана.— В кн.: Фосфаты Якутии. Якутск, 1975, с. 75—80.

Егоров И. И., Кузнецов В. Г. Белозиминское месторождение апатитов.— «Разведка и охрана недр», 1974, № 7, с. 10—13.

Егоров Л. С. Глубинные разломы и закономерности размещения интрузивных тел в Маймеча-Котуйской провинции щелочных ультраосновных пород.— В кн.: Глубинные разломы. М., «Недра», 1964, с. 166—178.

Егоров Л. С. Маймеча-Котуйская флогопит-магнетит-apatитовая (карбонатитовая) провинция и перспективы освоения ее ресурсов.— В кн.: Проблемы геологии полярных областей Земли. Л., 1974, с. 95—102.

Егоров Л. С., Сурнина Н. П., Поршнев Г. И. Новые данные об Ессейском карбонатитовом комплексе и приуроченному к нему апатитовому месторождению.— В кн.: Апатитовосность севера Сибири. Л., 1976, с. 76—94.

Ельянов А. А., Моралев В. М. Новые данные о возрасте ультраосновных и щелочных пород Алданского щита.— «Докл. АН СССР», 1961, т. 141, № 3, с. 687—689.

Ельянов А. А., Моралев В. М. Глубины формирования и эрозионного среза массивов ультраосновных и щелочных пород Алданского щита.— «Геология рудных месторождений», 1972, № 5, с. 32—40.

Жалсабон Д. Ж., Лямина Н. А., Максимова Э. А., Скрипкина В. В., Перинова Э. П., Языр М. М. Магматические формации Западного Забайкалья.— В кн.: Геология и металлогения Забайкалья. Улан-Удэ, 1969, с. 59—69.

Жданов В. К. К вопросу о выпадении из разреза ордовика отложений мамырской свиты на Ийско-Удинском водоразделе.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Иркутской области. Вып. 4 (XXXI). Иркутск, 1962, с. 32—34.

Жидков А. Я. Апатитоносность щелочных интрузий Северного Прибайкалья.— В кн.: Апатиты. М., «Наука», 1968, с. 126—132.

Жирова Л. Т., Данилин Е. Л. Влияние метасоматических процессов на образование апатита в габброидных массивах Кузнецкого Алатау.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., «Недра», 1975, с. 195—198.

Журавель Р. Ф., Гаврилов В. В., Данилин Е. Л., Егин В. И., Кичигин Л. Н., Косолобов Н. И., Матухин Р. Г., Мусатов Д. И., Петров П. А., Почивалов А. А., Шерман М. Л. К проблеме апатитоносности Восточной Сибири и Дальнего Востока.— В кн.: Проблемы агроруд Сибири. Новосибирск, 1974, с. 6—26. (Труды СНИИГГИМС, вып. 197).

Забродин В. Ю., Малышев А. А. Новый комплекс щелочно-основных пород и карбонатитов в Енисейском кряже.— «Докл. АН СССР», 1975, т. 223, № 5, с. 1223—1224.

Зайков В. В. Рудоносные вулканические комплексы протерозоя и кембрия Тувы. Новосибирск, «Наука», 1976. 127 с.

Зак С. И., Дудкин О. Б. Сравнительная характеристика Сыннырского и Хибинского массивов.— В кн.: Геологическое строение и апатитоносность Сыннырского щелочного массива. М., «Наука», 1969, с. 136—142.

Зак С. И., Пак А. С., Горстка В. Н., Дудкин О. Б. Новые данные о геологическом строении и апатитоносности Сыннырского массива.— В кн.: Апатиты. М., «Наука», 1968, с. 141—143.

Замарев С. М., Кузнецов Г. А., Цобин В. А. О крупной флекуре на юге Иркутского амфитеатра.— «Геол. и геофиз.», 1962, № 1, с. 42—54.

Занин Ю. Н. Геология мезозойских и кайнозойских фосфатноносных кор выветривания Алтае-Саянской области и Прибайкалья.— «Геол. и геофиз.», 1967, № 4, с. 35—43.

Занин Ю. Н. Геология фосфатноносных кор выветривания и связанных с ними месторождений фосфатов. М., «Наука», 1969. 160 с.

Занин Ю. Н. Ордовикские и силурийские отложения Иркутского амфитеатра. Новосибирск, «Наука», 1970. 218 с.

Занин Ю. Н. Вещественный состав фосфатноносных кор выветривания и связанных с ними месторождений фосфоритов. Новосибирск, «Наука», 1975. 210 с.

Занин Ю. Н., Жирова Л. Т. К вопросу об условиях образования фосфатных брекчий Маймеча-Котуйской провинции ультраосновных — щелочных пород.— «Докл. АН СССР», 1972, т. 205, № 3, с. 622—695.

Занин Ю. Н., Матухина В. Г., Кренделев Ф. П. Карстовые фосфориты Енисейского кряжа.— «Геол. и геофиз.», 1973, № 11, с. 21—27.

Зверев А. С., Файзуллин Р. М., Михайлов А. С., Козлов Е. Н. Метаморфогенные месторождения апатитовых руд и их перспективная оценка. М., ВИЭМС, 1976. 57 с.

Звягина Р. А. Программа реализации на М-20 модифицированного симплекса метода с узкоблочной матрицей.— В кн.: Оптимальное планирование. Вып. 4. Новосибирск, «Наука», 1966, с. 63—124.

Зоненцайн Л. П., Кудрявцев Г. А. Место главнейших интрузий в тектонической структуре Саяно-Тувинской горной области.— В кн.: Каледонская орогенция (МГК, XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 19). М., Гостеолтехиздат, 1960, с. 69—79.

Ивания Л. А. Важнейшие этапы формирования мезозойско-палеогеновых поверхностей выравнивания и кор выветривания западной части Алтае-Саянской области.— В кн.: Поверхности выравнивания. М., «Наука», 1973, с. 146—153.

Иванов В. М., Волохов И. М., Полякова З. Г., Оболенская Р. В. Основные черты химизма пород габбро-пироксенит-дуинтовой формации Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, «Наука», 1972. 80 с.

Иванова Т. Н. Тува.— В кн.: Геологическое строение СССР. Т. III. М., «Недра», 1968, с. 200—211.

Ильин А. В. Стратиграфия.— В кн.: Геология СССР. Т. XXIX. М., «Недра», 1966, с. 46—64.

Ильин А. В. О находке фосфоритов в юго-восточной части Восточного Саяна.— «Литология и полезные ископаемые», 1970, № 6, с. 102—111.

Ильин А. В. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн. М., «Наука», 1973. 167 с.

Интрузивные комплексы Забайкалья. М., «Недра», 1964. 215 с. Авт.: Н. И. Тихомиров, Л. А. Козубова, И. Н. Тихомиров и др.

Казаков И. К., Митрофанов Ф. П. Полиметаморфизм гранулитового основания Сангиленского срединного массива Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., «Наука», 1976, с. 313—316.

Казаринов В. П. Проблема поисков крупных месторождений богатых фосфоритов в Сибири.— В кн.: Условия локализации фосфоритоносных осадков Сибири. Л., 1966. с. 3—15. (Труды ВСЕГЕИ, вып. 45, т. 146).

Казаринов В. П. Циклы докембрия. — В кн.: Литология и осадочные полезные ископаемые докембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 4—15.

Казаринов В. П., Смилькстын А. О. Геолого-геоморфологические условия локализации вторичных фосфоритов Сибири. — В кн.: Фосфоритоносные формации Сибири. Новосибирск, 1968, с. 86—89. (Труды СНИИГГИМС, вып. 69).

Кассандров Э. Г. О метаморфизованных высокофористых железных рудах и породах Холзунского месторождения на Алтае. — В кн.: Фосфоритоносные формации Сибири. Новосибирск, 1968, с. 102—111. (Труды СНИИГГИМС, вып. 69).

Каштанов В. А., Резапов А. Н. Фосфатность верхнемеловых железоносных отложений бассейнов рек Турухана и Елогуя. — В кн.: Условия локализации фосфоритоносных осадков Сибири. Л., 1966, с. 137—139. (Труды ВСЕГЕИ, вып. 45, т. 146).

Киперман Ю. А., Наумова Н. Э. Рекомендации по методике оценки месторождений фосфатного сырья на стадии поисково-разведочных работ. М., ВИЭМС, 1974. 44 с.

Киперман Ю. А., Недогон А. В., Тимченко А. И. Экономика фосфатного сырья зарубежных стран. М., «Химия», 1975. 112 с.

Клитин К. А., Павлова Т. Г., Постельников Е. С. Байкалиды юго-востока Сибири. М., «Наука», 1970, с. 50—54. (Труды ГИН, вып. 219).

Ковальский Ф. И., Костромин С. В. Геолого-технологическая характеристика Ошурковского апатитового месторождения. — В кн.: Апатиты. М., «Наука», 1968, с. 304—307.

Коков Г. А. Новые данные по апатитности Патынского интрузивного массива. — В кн.: Проблемы агрономического сырья Сибири. Новосибирск, 1971, с. 106—108. (Труды СНИИГГИМС, вып. 108).

Комаров Ю. В. Каледонские магматические формации в структуре Западного Забайкалья. — В кн.: Палеозойские магматические формации Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ, 1972, с. 5—30. (Труды Отдела геологии Бурятского филиала СО АН СССР, вып. 4 (12)).

Конев А. А. Некоторые закономерности размещения комплексов нефелинодержащих пород и общая оценка нефелинового сырья Саяно-Байкальской горной области. — В кн.: Проблемы нефелинового сырья (тезисы докладов). М., Изд-во АН СССР, 1975, с. 25—26.

Копаев В. А., Фатхуллаев Г., Посохов М. М., Голиков А. Н. Геосинклинальные сидурийские фосфориты Южного Тянь-Шаня. — В кн.: Условия образования геосинклинальных фосфоритов. М., «Наука», 1973, с. 93—99.

Корчагин А. М. Апатитовые проявления в Инаглинском массиве. — В кн.: Апатиты. М., 1968, с. 210—217.

Красильникова Н. А. Фосфориты Катангского бассейна. — В кн.: Геология месторождений горнохимического сырья. М., Госхимиздат, 1959, с. 79—106.

Красильникова Н. А. Фосфориты Сибири — закономерности геологического размещения и перспективы поисков. Автореф. докт. дис. М., 1966. 27 с.

Красотов Ю. М. Континентальные (эпигенетические) фосфориты Енисейского кряжа. — В кн.: Экзогенные полезные ископаемые. М., «Наука», 1976₁, с. 68—85.

Красотов Ю. М. Рифейские фосфориты Енисейского кряжа. — «Экспресс-информация ВИЭМС. Геология, методы поисков и разведки месторождений неметаллических полезных ископаемых», 1976₂, № 2, с. 27—31.

Краткая объяснительная записка к карте магматических формаций СССР. Л., ВСЕГЕИ, 1971. 87 с.

Кривенко А. П. Особенности строения и некоторые вопросы генезиса габбро-сиенитового плутона Большой Таскыл в Кузнецком Алатау. — В кн.: Магматические формации Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 3—20. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 79).

Кудрявцев Г. А. Тектоника. — В кн.: Геология СССР. Т. ХХIX. М., «Недра», 1966, с. 333—384.

Кузешный В. С., Марьян А. М. Габброидные интрузии Рудного Алтая и особенности их формирования. — В кн.: Особенности формирования базитов и связанной с ними минерализации. М., «Наука», 1965, с. 114—182.

Кузнецов А. Н. Петрография апатитоносных диоритов Юго-Западного Забайкалья. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1977. 24 с.

Кузнецов В. А. Новые данные о геологическом строении Тувы. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1946, № 5, с. 91—104.

Кузнецов В. А. О зоне сопряжения Западного Саяна и Тувы. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1950, № 6, с. 92—95.

Кузнецов В. А., Пинус Г. В. О некоторых спорных вопросах геологии Тувы. (В связи с работой Л. Н. Леонтьева «Краткий геологический очерк Тувы»). — «Изв. вост. филиалов АН СССР», 1957, № 2, с. 125—128.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964. 386 с.

Кузнецов Ю. А., Белоусов А. Ф., Богнибов В. И., Волохов И. М., Дистанова А. Н., Довгаль В. Н., Иванов В. М., Кривенко А. П., Поляков Г. В., Сергеева Е. С., Телешев А. Е., Федосеев Г. С. Магматические формации каледонид Алтае-Саянской складчатой области. — В кн.: Магматизм и металлогения Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 5—11.

- Кулиш Е. А. Нижнеархейские коры выветривания Алданской подвижной области. — В кн.: Докембрийские коры выветривания. М., 1975, с. 80—82.
- Ланда Э. А., Егоров Л. С. Апатитовые месторождения карбонатитовых комплексов. М., «Недра», 1974. 145 с.
- Лебедев А. П. Расслоенные текстуры и титановая минерализация в Ангапанском габброидном массиве. — В кн.: Особенности формирования базитов и связанной с ними минерализации. М., «Наука», 1965, с. 5—113.
- Лукашев Г. Н. Дешифрирование кольцевых структур на космических фотоснимках юга Алтае-Саянской складчатой области. — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. М., 1974, с. 78—82. (Труды ВИНТИ, т. 2).
- Мазанов Д. Д. О проявлениях фосфорита в Нахичеванской АССР. — «Изв. АН АзербССР. Серия геол.-геогр.», 1960, № 5, с. 93—99.
- Малич Н. С., Старицкий Ю. Г. Краткий очерк тектонического строения и развития Сибирской платформы. — В кн.: Минералогия Сибирской платформы. М., «Недра», 1970, с. 63—80.
- Малышев И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. М., Госгеолтехиздат, 1957. 269 с.
- Мальцев Ю. М., Межеловский Н. В. Новые данные по биостратиграфии рифея Сангилены. — В кн.: Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск, 1967, с. 376—380.
- Маракушев А. А. О генезисе апатитовых месторождений в докембрийских толщах магнезиальных мраморов. — В кн.: Апатиты. М., «Наука», 1968, с. 339—347.
- Марков Е. П. О перспективах фосфоритности среднего ордовика Тунгусской синеклизы. — «Литология и полезные ископаемые», 1978, № 1, с. 166—169.
- Маршинцев В. К. Карбонатитовые образования восточного склона Анабарского сводового поднятия. Якутск, 1974. 119 с.
- Маршинцев В. К. Апатит в кимберлитах и карбонатитах Западной Якутии. — В кн.: Фосфаты Якутии. Якутск, 1975, с. 81—85.
- Материалы XXV съезда КПСС. Политгиздат, 1976, с. 181—182.
- Матухин Р. Г. Фосфориты в разведочинской свите девона на территории Южно-Пясинской площади (Норильский район). — «Геол. п геофиз.», 1966, № 7, с. 126—130.
- Матухин Р. Г. Девонские фосфориты Норильского района. — В кн.: Условия локализации фосфоритоносных осадков Сибири. Л., 1966₂, с. 121—126. (Труды ВСЕГЕИ, вып. 45, т. 146).
- Матухина В. Г. Фосфатопоявления в ордовикских и силурийских отложениях долины р. Норилка. — В кн.: Материалы по геологии, геофизике и полезным ископаемым Сибири. Новосибирск, 1965, с. 56—62. (Труды СНИИГГИМС, вып. 34, ч. II).
- Махин Г. В. О докембрии крайнего востока Тувы. — В кн.: Материалы по региональной геологии. М., Госгеолтехиздат, 1959, с. 3—14. (Труды ВАГТ, вып. 5).
- Межеловский Н. В., Мальцев Ю. М. Докембрий Тувы. — В кн.: Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск, 1967, с. 358—364.
- Методические положения оптимального отраслевого планирования в промышленности. Новосибирск, «Наука», 1972. 312 с.
- Методические рекомендации по геолого-экономической оценке и картографированию ресурсов нерудных полезных ископаемых. Новосибирск, СНИИГГИМС, 1977. 60 с. Авт.: И. Л. Шаманский, В. И. Ботвинников, Д. К. Русанов и др.
- Милашев В. А., Томановская Ю. И. Проявления щелочно-ультраосновного магматизма в прибрежной части моря Лаптевых. — В кн.: Кимберлитовый вулканизм и перспективы коренной алмазности северо-востока Сибирской платформы. Л., 1971, с. 127—134.
- Мирошников Л. Д., Щеглова О. С. Фосфориты Норильского района. — В кн.: Условия локализации фосфоритоносных осадков Сибири. Л., 1960, с. 78—83. (Труды НИИГА, вып. 14, т. 114).
- Миртов Ю. В. К литологии и стратиграфии фосфоритоносных отложений Горной Шории. — В кн.: Условия локализации фосфоритоносных осадков Сибири. Л., 1966, с. 70—84. (Труды ВСЕГЕИ, вып. 45, т. 146).
- Мишин В. М. Фосфориты Якутии. — В кн.: Фосфаты Якутии. Якутск, 1975, с. 105—111.
- Мкртычян А. К., Пыкин Р. А. О фосфоритах Обладжанского месторождения. — В кн.: Закономерности размещения главнейших осадочных полезных ископаемых Сибири. Новосибирск, 1968, с. 147—156. (Труды СНИИГГИМС, вып. 68).
- Орлова Е. В. Фосфоритоносные бассейны зарубежных стран. М., Госгеолтехиздат, 1951. 184 с. (Минеральные ресурсы, вып. 19).
- Основные положения методики экономической оценки месторождений твердых полезных ископаемых (проект). М., Госкомитет по науке и технике при Совете Министров СССР, 1974. 12 с.
- Осокин П. В. Фосфоритность докембрийских и нижнепалеозойских отложений юго-восточной части Восточного Саяна, Южного и Восточного Прибайкалья. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1972. 31 с.
- Павловский Е. В. Ранние стадии развития земной коры. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1970, № 5, с. 23—39.

- Пак А. С., Зак С. И.** Краткий обзор исследований.— В кн.: Геологическое строение и апатитовосность Сынырского щелочного массива. Л., «Наука», 1969, с. 5—6.
- Парфенов В. Д., Юдин Н. И.** Об апатитовосности протерозойской коры выветривания на Центральном Алдае.— В кн.: Докембрийские коры выветривания. М., 1975, с. 87—89.
- Петров П. А., Попова А. Ф.** Апатитовосность интрузивных комплексов Сибири.— В кн.: Проблемы агрономического сырья Сибири. Новосибирск, 1971, с. 76—92. (Труды СНИИГГИМС, вып. 108).
- Поляков Г. В., Кривенко А. П., Орлов Д. М., Федосеев Г. С., Балыкин П. А.** Дифференцированные габбровые интрузии каледонид Восточного Саяна. Новосибирск, «Наука», 1974. 130 с.
- Пругов В. П.** Среднетерсинский габбро-пироксенит-дунитовый плутон (Кузнецкий Алатау).— В кн.: Магматические формации Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1971, с. 44—60.
- Рекомендации по методике оценки месторождений молибденовых, вольфрамовых и меднопорфировых руд на стадии поисково-разведочных работ.** М., ВИЭМС, 1972. 48 с. Авт.: Н. А. Хрущов, Ю. И. Королев, Н. Б. Стеркина, В. В. Поспеев, Л. А. Болотов.
- Рогов Н. В., Копылова Л. В.** О нижнем кембрии Сангилена.— В кн.: Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. I. Кызыл, 1969, с. 23—30.
- Ромачев Б. П., Жирова Л. Т.** Апатитовая минерализация массивов Маган и Эссей.— «Геохимия», 1977, № 1, с. 147—152.
- Савинский К. А.** Глубинная структура Сибирской платформы по геофизическим данным. М., «Недра», 1972. 168 с.
- Савицкий В. Е., Шишкин Б. Б.** О фосфатности нижнекембрийских отложений северного склона Анабарского щита.— В кн.: Материалы по геологии Арктики. Л., 1963, с. 108—114. (Труды НИИГА, т. 136).
- Сагунов В. Г.** Геология агрономических руд Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1971. 192 с.
- Салон Л. И.** Геология Байкальской горной области. Т. 2. Магматизм, тектоника, история геологического развития. М., «Недра», 1967. 699 с.
- Самойлов В. С., Багдасаров Ю. А.** Фаши глубинности карбонатитов и генетически связанных с ними пород.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1975, № 10, с. 27—35.
- Самойлова Н. В.** Апатитосодержащие щелочные породы северной части Енисейского края.— В кн.: Апатиты. М., «Наука», 1968, с. 111—112.
- Сахарова М. С.** Метаморфические апатитовосные породы архея Южного Прибайкалья.— В кн.: Геология горнохимического сырья. М., 1955, с. 146—180. (Труды ГИГХС, вып. 2).
- Свешникова Е. В., Семенов Е. И., Хомяков А. П.** Заангарский щелочной массив, его породы и минералы. М., «Наука», 1976. 80 с.
- Сейфуллин Ш. М., Сералин Р. С.** Фосфориты из верхнего мела — нижнего палеогена Северного Тургая.— В кн.: Литология и осадочные полезные ископаемые Казахстана. Алма-Ата, 1976, с. 134—138.
- Семейкин И. Н., Колесников В. Л., Белоголовов В. Ф., Храпаль Ю. И.** Геологическое строение и типы руд северной части Ухагольского месторождения фосфоритов (Восточный Саян).— «Геол. и геофиз.», 1976, № 9, с. 82—91.
- Сердюк З. Я., Яшина С. М.** Фосфориты мезозойских отложений Обь-Иртышского междуречья.— В кн.: Тезисы докладов Всесоюз. семинара «Вещественный состав фосфоритов». Новосибирск, 1977, с. 68—70.
- Скляров Р. Я.** Верхнепротерозойская кора выветривания юго-восточной части Сибирской платформы.— В кн.: Докембрийские коры выветривания. М., 1975, с. 85—86.
- Скобелев Ю. Д.** Магматизм и явления метаморфизма. Кузнецкий Алатау и Горная Шория.— В кн.: Геология СССР. Т. XIV. М., «Недра», 1967₁, с. 431—465.
- Скобелев Ю. Д.** Тектоника. Кузнецкий Алатау и Горная Шория.— В кн.: Геология СССР. Т. XIV. М., «Недра», 1967₂, с. 509—520.
- Скобелев Ю. Д., Сухарина А. Н., Кулешова Н. К.** Об апатитовосности интрузивных комплексов Кузнецкого Алатау и Горной Шории.— В кн.: Закономерности размещения главнейших осадочных полезных ископаемых Сибири. Новосибирск, 1968, с. 136—147. (Труды СНИИГГИМС, вып. 68).
- Смирнов А. И.** Докембрийские фосфориты Енисейского края.— В кн.: Геология горнохимического сырья. М., 1955, с. 96—126. (Труды ГИГХС, вып. 2).
- Смирнов С. М., Перельгина А. И.** О некоторых основных чертах строения и рудоносности массивов основных и средних пород в хребте Монстой.— «Изв. вузов. Серия геол. и разв.», 1959, № 6, с. 3—12.
- Смирнов Ф. Л.** Новый генетический тип промышленных месторождений апатита.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 230, № 3, с. 685—687.
- Смирнов Ф. Л., Гостромин С. В., Жукова Г. В.** Геологическое строение и апатитовосность Ошурковского месторождения.— В кн.: Апатиты. М., «Наука», 1968, с. 295—300.
- Смирнов Ф. Л., Матвеевков В. В., Шабашев В. Я.** Петрохимические особенности габбро-диоритовых пород Ошурковского месторождения апатита.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1971, № 12, с. 56—65.

Смирнов Ф. Л., Энтин А. Р., Угрюмов А. Н., Бурнайкин А. И. Докембрийская апатитовая минерализация в зонах разломов центральной части Алданского щита.— В кн.: Фосфаты Якутии. Якутск, 1975, с. 53—74.

Сомина М. Я. О специфике комплексов ультраосновных щелочных пород и карбонатов платформенных и субплатформенных областей.— В кн.: Проблемы метасоматизма (Материалы к симпозиуму). Л., 1969, с. 342—348.

Сопоставимые издержки разных видов транспорта при перевозке грузов. ИКТП при Госплане СССР, М., «Транспорт», 1972. 324 с.

Спандерашвили Г. И. Новые данные о фосфоритности Горной Шории.— «Вестн. ЗСГУ», 1957, № 2, с. 51—55.

Спизарский Т. Н. Сибирская платформа.— В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 3. М., Госгортехиздат, 1958, с. 35—47.

Стратиграфия ордовика Сибирской платформы. Новосибирск, «Наука», 1975. 254 с.

Стулов А. Т. Ордовикские фосфориты р. Подкаменной Тунгуски.— В кн.: Геология и полезные ископаемые западной части Сибирской платформы. Красноярск, 1970. с. 235—237.

Сухарина А. Н., Сажин А. И., Спандерашвили Г. И. Горношорский фосфоритоносный бассейн.— «Разведка и охрана недр», 1961, № 2, с. 10—17.

Тарасова С. М., Миртов Ю. В., Быч А. Ф. Типы разрезов отложений алданского яруса нижнего кембрия Кузнецкого Алатау в связи с их рудоносностью.— В кн.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Вып. 8. Томск, изд-во ТГУ, 1973, с. 31—37.

Тектоника и глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области. М., «Недра», 1973. 144 с. Авт.: В. С. Сурков, О. Г. Жеро, Д. Ф. Уманцев и др.

Тихоненкова Р. П., Осокин Е. Д., Мухитдинов Г. Н. Генетические типы апатитовой минерализации Сырнырского массива.— В кн.: Апатиты. М., «Наука», 1968, с. 148—154.

Требования промышленности к качеству минерального сырья. Вып. 19. Фосфатное сырье. М., Госгеолтехиздат, 1959. 44 с.

Тугозик Г. И. Структурно-тектонические особенности многофазной гранитоидной интрузии в бассейне р. Кыджимита (Северо-Западное Забайкалье).— В кн.: Материалы по тектонике Забайкалья и сопредельных территорий. Улан-Удэ, 1968, с. 109—120.

Тушина А. М. Фосфориты мезокайнозойских отложений восточного склона Урала.— В кн.: Геология месторождений фосфоритов. М., Госгортехиздат, 1962, с. 191—215. (Труды ГИГХС, вып. 7).

Фосфоритность древних отложений Алтае-Саянской складчатой области. М., 1968. 151 с. (Труды ГИГХС, вып. 12). Авт.: Н. А. Красильникова, Б. Г. Гуревич, Ю. Ф. Шмелькова и др.

Фосфоритносные формации юга Сибири. Красноярск, 1972. 223 с.

Фролов А. А. Геологическое строение и апатитосность массивов ультраосновных щелочных пород и карбонатов Восточного Саяна.— В кн.: Апатиты. М., «Наука», 1968, с. 198—210.

Фролов А. А. Структура и оруденение карбонатитовых массивов. М., «Недра», 1975. 160 с.

Ханин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1973. 512 с.

Харин Г. С. О фосфатосности ордовикских отложений восточной части Салаира.— В кн.: Фосфориты Западной Сибири. Вып. 65. М., «Недра», 1965, с. 75—79.

Харин Г. С. Фосфоритосность среднего палеозоя западной части Алтае-Саянской области.— В кн.: Фосфоритосные формации Сибири. Новосибирск, 1968, с. 35—39. (Труды СНИИГИМС, вып. 69).

Холодов В. Н. О металлогении венда и кембрия Евразии. Статья I. Довендские поднятия как источник рудных компонентов.— «Литология и полезные ископаемые», 1970, № 2, с. 130—147.

Холодов В. Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М., «Наука», 1973. 261 с. (Труды Геол. ин-та, вып. 251).

Хрущов Н. А. Основные принципы разработки оценочных (браковочных) кондиций на стадии поисковых и поисково-разведочных работ.— «Сов. геол.», 1969, № 6, с. 125—130.

Хрущов Н. А. Принципы и методы расчета кондиций для оценки месторождений твердых полезных ископаемых в странах — членах СЭВ. М., ВИЭМС, 1974. 23 с.

Цыпина Э. И., Забелешинский Ю. А., Унаниянц Т. П. Экономика производства минеральных удобрений. М., «Химия», 1975. 280 с.

Черкасов Г. Н. О перетолженных продуктах коры химического выветривания в породах криволинейного яруса в нижнем течении р. Подкаменной Тунгуски.— В кн.: Вопросы литологии и геохимии Сибири. Новосибирск, 1967, с. 174—179. (Труды СНИИГИМС, вып. 46).

Черкасов Г. Н. Ордовикская кора выветривания в бассейне нижнего течения р. Подкаменной Тунгуски.— В кн.: Проблемы бокситов Сибири. Новосибирск, 1967, с. 135—141. (Труды СНИИГИМС, вып. 58).

Черкасов Г. Н. Геохимия литогенеза в ордовике — нижнем силуре в западной части Сибирской платформы.— «Геол. и геофиз.», 1968, № 9, с. 119—126.

- Шабашев В. Я. Особенности распределения апатитового оруденения в Ангапанском габбро-анортозитовом массиве.— В кн.: Новые данные по геологии апатитовых месторождений. М., 1976, с. 99—107. (Труды ГИГХС, вып. 37).
- Шабашев В. Я. Закономерности размещения концентрации апатита в интрузивных массивах базитовых формаций. Автореф. канд. дис. М., 1977. 23 с.
- Шаманский И. Л. Геолого-экономическая оценка неметаллических минеральных ресурсов.— «Сов. геол.», 1975, № 5, с. 29—41.
- Шаракшинов А. О. Петрология нефелиновых сиенитов Витимского плоскогорья. Новосибирск, «Наука», 1975. 154 с.
- Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритоносных залежей.— В кн.: Совещание по осадочным породам. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 7—100.
- Шафеев А. А. Докембрий Юго-Западного Прибайкалья и Хамар-Дабана. М., «Наука», 1970. 180 с.
- Шейнманн Ю. М. Формация ультраосновных щелочных пород.— В кн.: Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. Вып. 12—13. М., Госгеолтехиздат, 1961, с. 15—54.
- Школьник Э. Л. Фосфатоносность силурийских отложений Зeya-Селемджинского междуречья.— «Геол. и геофиз.», 1976, № 3, с. 112—116.
- Шмелькова Ю. Ф. Основные условия образования фосфоритовых месторождений в коре выветривания и предпосылки для их поисков.— В кн.: Фосфоритоносные формации Сибири. Новосибирск, 1968, с. 90—96. (Труды СНИИГГИМС, вып. 69).
- Шмелькова Ю. Ф. Месторождения карстовых фосфоритов Алтае-Саянской складчатой области. Автореф. канд. дис. М., 1971. 25 с.
- Щеглов А. П. Основные типы разрезов кембрийских отложений Тувы и их тектоническая позиция.— В кн.: Материалы по палеонтологии и стратиграфии Сибири. Новосибирск, 1969, с. 30—38. (Труды СНИИГГИМС, вып. 84).
- Энтин А. Р., Смирнов Ф. Л., Угрюмов А. Н., Бурнайкин А. И. Апатитоносные геологические комплексы Алданского щита.— В кн.: Фосфаты Якутии. Якутск, 1975, с. 29—52.
- Эпштейн Е. М., Анжесва Л. И., Михайлова А. Ф. Метасоматические породы и флогопитоносность Гулинской интрузии.— В кн.: Гулинская интрузия щелочных пород. М., Госгортехиздат, 1961, с. 143—148.
- Эпштейн Е. И., Паншин И. П., Моралев В. М., Волкодав И. Г. О вертикальной зональности массивов ультраосновных щелочных пород и карбонатитов.— В кн.: Геология, минералогия и генезис карбонатитов. М., «Недра», 1972. 184 с.
- Эрлих Э. Н. Тектоника Суханского прогиба и окружающих его поднятий. Автореф. канд. дис. Л., 1962. 21 с.
- Эрлих Э. Н. Новая провинция щелочных пород на северо-востоке Сибирской платформы.— «Зап. Всес. минерал. об-ва», 1964, ч. 93, вып. 6, с. 682—693.
- Юдин Н. И., Арсеньев А. А. Фосфатоносность древних толщ юга Восточной Сибири. М., «Наука», 1970. 124 с.
- Юдин Н. И., Красотов Ю. М. Фосфоритоносность рифейских отложений Енисейского кряжа.— В кн.: Полезные ископаемые в осадочных толщах. М., «Наука», 1973, с. 112—125.
- Яковлев Н. А., Скублова Н. В. Дешифрирование космических снимков с целью выявления кольцевых вулканоплутонических структур и изучения закономерностей их размещения.— В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. М., 1974, с. 83—87. (Труды ВИНТИ, т. 2).
- Яковлева М. А. Программа для решения транспортной задачи.— В кн.: Оптимальное планирование. Вып. 6. Новосибирск, «Наука», 1966, с. 31—91.
- Яшина Р. М., Кононова В. А., Кортман Р. В. Фосфор в породах Юго-Восточной и Восточной Тувы.— В кн.: Апатиты. М., «Наука», 1968, с. 113—125.

ПРИЛОЖЕНИЕ

ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ПОСТАНОВКА И МАТЕМАТИЧЕСКАЯ ФОРМАЛИЗАЦИЯ ЗАДАЧИ ГЕОЛОГО-ЭКОНОМИЧЕСКОЙ ОЦЕНКИ СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ ФОСФАТНОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ

Экономическая постановка задачи заключалась в том, чтобы выбрать такие варианты разработки месторождений апатитов и фосфоритов, а также варианты мощностей и размещения химических заводов по выработке фосфорсодержащих минеральных удобрений и другой продукции, схем транспортных связей, при которых бы полностью обеспечивалась заданная потребность народного хозяйства в фосфатном сырье и фосфорсодержащей продукции на расчетный 1990 г. при минимальных совокупных приведенных затратах на добычу руды, получение концентрата, его доставку до химических заводов, а также производство и доставку до потребителей (областных, краевых, автономных административных центров) фосфорсодержащей продукции. Поставщиками фосфатного сырья приняты действующие, строящиеся и намечаемые к строительству горнодобывающие предприятия; потребителями его — действующие, строящиеся и намечаемые к строительству химические заводы по выработке фосфорсодержащих минеральных удобрений и другой фосфорной продукции.

Математическая формализация задачи следующая. Введем обозначения.

ПАРАМЕТРЫ МОДЕЛИ

φ — номер предприятия по добыче руды и ее обогащению (производство фосфатного сырья) ($\varphi \in \Theta = \Theta_1^1 \cup \Theta_2^1 \cup \Theta^2$);

Θ_1^1 — множество номеров предприятий, выпускающих фосфатное сырье, пригодное для кислотной переработки;

Θ_2^1 — множество номеров предприятий, выпускающих сырье, пригодное для термической переработки;

Θ^2 — множество номеров предприятий, выпускающих фосфоритную муку;

i — номер завода по производству фосфорсодержащей продукции ($i \in I = I_1 \cup I_2$);

j — номер района потребления фосфорсодержащей продукции ($j = 1, 2, \dots, m$);

I_1 — множество номеров заводов, перерабатывающих фосфатное сырье экстракционным способом;

I_2 — множество номеров заводов, перерабатывающих фосфатное сырье термическим способом;

r — номер варианта развития r -го предприятия ($r = 1, 2, \dots, R_\varphi$);

k — номер вида фосфатного сырья. $k = 1$ — апатитовый, фосфоритный концентрат и фосфоритная мука для переработки; $k = 2$ — фосфоритная мука для непосредственного внесения в почву;

- t — индекс расчетного года ($t = 1, 2, \dots, T_{\text{пл}}$);
 $D_{\varphi k}^r t$ — объем производства k -го вида фосфатного сырья на φ -м предприятии по r -му варианту его развития в t -м году;
 $\lambda_{\varphi t}$ — норма расхода сырья φ -го предприятия на производство единицы фосфорсодержащей продукции в t -м году;
 $y_{\varphi i t}$ — объем поставок фосфатного сырья с φ -го месторождения i -му заводу в последний год предпланового периода;
 $a_{i t}^{\max}$ — максимально допустимая мощность i -го завода в t -м году;
 $b_{j t}$ — потребность j -го района в фосфорсодержащей продукции в t -м году;
 q_{φ}, q_i — коэффициенты технической эквивалентности для перевода всех подвидов взаимозаменяемых фосфорсодержащих удобрений к одному виду;
 l — коэффициент, пропорциональности между объемами поставок на заводы апатитового и фосфоритного концентрата;
 $\Pi_{\varphi \text{инт}}^r$ — интегральные приведенные затраты по r -му варианту развития φ -го предприятия;

$$\Pi_{\varphi \text{инт}}^r = \sum_{t=1}^{T_{\text{пл}}} \Pi_{\varphi t}^r \cdot B_t,$$

где

$$B_t = (1 + E)^{t_c - t},$$

- B_t — коэффициент дисконтирования;
 t_c — год, к которому приводится значение экономического показателя (год соизмерения);
 $\Pi_{\varphi t}^r$ — суммарные приведенные затраты на весь выпуск продукции на φ -м предприятии по r -му варианту его развития в t -м году;
 $c_{\varphi i t}$ — приведенные дисконтированные транспортные затраты на перевозку единицы фосфатного сырья с φ -го предприятия до i -го завода в t -м году;
 $\Pi_{\varphi i t}$ — приведенные дисконтированные затраты на производство единицы фосфорсодержащей продукции на i -м химическом заводе из сырья φ -го месторождения в t -м году;
 $c_{i j t}$ — приведенные дисконтированные транспортные затраты на перевозку единицы фосфорсодержащей продукции с i -го завода до j -го района потребления в t -м году;
 $c_{\varphi j t}$ — приведенные дисконтированные транспортные затраты на перевозку фосфоритной муки с φ -го предприятия до j -го района потребления в t -м году;
 α, β — номера видов сырья, поставки которых на заводы должны осуществляться в определенных пропорциях;

ИСКОМЫЕ ПЕРЕМЕННЫЕ

- z_{φ}^r — интенсивность развития φ -го предприятия по r -му варианту;
 $y_{\varphi i t}$ — объем вывоза фосфатного сырья с φ -го предприятия на i -й завод в t -м году;
 $x_{i j t}$ — объем вывоза фосфорсодержащей продукции с i -го завода в j -й район потребления в t -м году;
 $h_{\varphi j t}$ — объем вывоза фосфатной муки с φ -го предприятия в j -й район потребления в t -м году;

ОГРАНИЧЕНИЯ МОДЕЛИ

1. Вывоз фосфатного сырья с каждого φ -го предприятия не должен превышать его производства.

$$\sum_r D_{\varphi k}^{rt} \cdot z_{\varphi}^r \geq \sum_{i \in I_1 \cup I_2} y_{\varphi it} \cdot \begin{pmatrix} \varphi \in \Theta_1^1 \cup \Theta_2^1; \\ t = 1, 2, \dots, T_{\text{пл}}; \\ k = 1 \end{pmatrix}. \quad (1)$$

2. Потребность каждого i -го завода в фосфатном сырье должна быть полностью удовлетворена.

$$\sum_{\varphi} \frac{1}{\lambda_{\varphi t}} \cdot y_{\varphi it} = \sum_j x_{ijt} \begin{pmatrix} i \in I_1 \cup I_2; \\ t = 1, 2, \dots, T_{\text{пл}} \end{pmatrix}. \quad (2)$$

3. Вывоз фосфоритной муки с каждого φ -го предприятия не должен превышать ее производства

$$\sum_r D_{\varphi k}^{rt} \cdot z_{\varphi}^r \geq \sum_j h_{\varphi jt} \begin{pmatrix} \varphi \in \Theta^2; \\ t = 1, 2, \dots, T_{\text{пл}}; \\ k = 2; \end{pmatrix}. \quad (3)$$

4. Условие, означающее недопустимость связи между собой предприятий и заводов с разнотипной технологией переработки фосфатного сырья.

$$y_{\varphi it} = 0 \quad (t = 1, 2, \dots, T_{\text{пл}});$$

если $\varphi \in \Theta_1^1, i \in I_2$ или $\varphi \in \Theta_2^1, i \in I_1$. (4)

5. Условие пропорциональности поставок различных видов сырья на заводы.

$$y_{\alpha it} \geq l \cdot y_{\beta it} \cdot \begin{pmatrix} i \in I; \alpha, \beta \in \Theta_1^1; \\ t = 1, 2, \dots, T_{\text{пл}}; \end{pmatrix}. \quad (5)$$

6. Поставки сырья с месторождения на завод не могут уменьшаться от периода к периоду.

$$y_{\varphi it+1} \geq y_{\varphi it} \geq y_{\varphi it_0} \quad (t = 1, 2, \dots, T_{\text{пл}} - 1),$$

если $\varphi \in \Theta_1^1, i \in I_1$ или $\varphi \in \Theta_2^1, i \in J_2$ (6)

7. Производство фосфорсодержащей продукции на заводе не может превышать его максимальную мощность.

$$\sum_j x_{ijt} \leq a_{it}^{\max} \begin{pmatrix} i \in I_1 \cup I_2; \\ t = 1, 2, \dots, T_{\text{пл}}; \end{pmatrix}. \quad (7)$$

8. Потребность каждого j -го района в фосфорсодержащей продукции должна быть полностью удовлетворена.

$$\sum_{\varphi \in \Theta^2} h_{\varphi jt} \cdot q_{\varphi} + \sum_i x_{ijt} \cdot q_i = b_{jt} \begin{pmatrix} j = 1, 2, \dots, n \\ t = 1, 2, \dots, T_{\text{пл}} \end{pmatrix}. \quad (8)$$

9. Условие целочисленности переменных и выбора единственного варианта развития φ -го предприятия.

$$\sum_r z_{\varphi}^r \leq 1; z_{\varphi}^r = \begin{cases} 0 & (r = 1, 2, \dots, R_{\varphi}); \\ 1 & (\varphi \in \Theta); \end{cases}. \quad (9)$$

10. Условие неотрицательности переменных.

$$y_{\varphi it} \geq 0; \quad x_{ijt} \geq 0; \quad h_{\varphi jt} \geq 0; \quad (i \in I; \quad j = 1, 2, \dots, n; \\ \varphi \in \Theta; \quad t = 1, 2, \dots, T_{\text{пл}}). \quad (10)$$

11. При соблюдении условий (1—10) должна быть минимизирована следующая целевая функция:

$$\sum_{\varphi \in \Theta} \sum_r \Pi_{\varphi \text{инт}}^r \cdot z_{\varphi}^r + \sum_{\varphi \in \Theta_1 \cup \Theta_2} \sum_{i \in I} \sum_t \left(c_{\varphi it} + \frac{1}{\lambda_{\varphi t}} \Pi_{\varphi it} \right) \cdot y_{\varphi it} + \\ + \sum_{\varphi \in \Theta} \sum_j \sum_t c_{\varphi jt} \cdot h_{\varphi jt} + \sum_{i \in I} \sum_j \sum_t c_{ijt} \cdot x_{ijt}. \quad (11)$$

ОСОБЕННОСТИ ЭКОНОМИЧЕСКОЙ ПОСТАНОВКИ ЗАДАЧИ

При экономической постановке задачи учитывались следующие особенности.

1. Для покрытия общесоюзной потребности в фосфатном сырье к 1990 г. необходимо будет приступить к разработке ряда сибирских и дальневосточных месторождений, сырье которых целесообразно перерабатывать на вновь построенных местных заводах. Следовательно, поставки концентрата из восточных районов в западные не целесообразны, а поставки готовых фосфорсодержащих удобрений вполне возможны.

2. Условие (5) модели отражает тот факт, что фосфоритный концентрат некоторых месторождений (Кингисеппского, Маарду) используется только на второй фазе производства двойного суперфосфата, основным сырьем для которого служит апатитовый концентрат. При этом должна соблюдаться приблизительно следующая пропорция: фосфоритного концентрата должно быть не больше 20% от общего количества сырья.

3. Поскольку на некоторых месторождениях (например, бассейна Каратау) часть фосфоритного сырья может перерабатываться только термическим способом на желтый фосфор и затем на удобрения, то чтобы учесть это, в модели введено условие (4). Так как некоторые действующие предприятия (например, Подмосковский горнохимический комбинат, Брянский фосфоритный рудник и др.) вырабатывают фосфоритную муку для непосредственного внесения в почву, то для них также введено дополнительное условие (3).

ЭКОНОМИКО-МАТЕМАТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧИ

При реализации математической модели (1—11), кроме показателей, являющихся искомыми переменными, могут быть получены двойственные оценки оптимального плана, на основе которых рассчитываются замыкающие затраты на единицу фосфорсодержащей (конечной) продукции и фосфатного сырья по районам их потребления, а также находятся экономические оценки каждого вошедшего в оптимальный план месторождения.

В результате специфики постановки задачи каждое месторождение характеризуется двумя двойственными оценками: оценкой ограничения

(1) — u^{Φ} ; оценкой ограничения (9) без условия целочисленности — τ^{Φ} , которые в силу теорем двойственности связаны в оптимальном плане соотношением:

$$u^{\Phi} = \frac{\Pi_{\Phi}^r}{D_{\Phi}^r} + \frac{\tau_{\Phi}^r}{D_{\Phi}^r} \quad (12)$$

для тех r , которые вошли в оптимальный план.

При решении реальной задачи для каждого месторождения в оптимальный план вошло по одному варианту его развития (r^0), т. е. уравнение (12) записывается в виде:

$$u^{\Phi} = \frac{\Pi_{\Phi}^{r^0}}{D_{\Phi}^{r^0}} + \frac{\tau_{\Phi}^{r^0}}{D_{\Phi}^{r^0}}. \quad (13)$$

Показатель $\frac{\tau_{\Phi}^{r^0}}{D_{\Phi}^{r^0}}$ — удельная двойственная оценка месторождения, которая показывает, на сколько уменьшится целевая функция (11) при увеличении производства фосфатного сырья на Φ -м месторождении на единицу.

По своему экономическому содержанию этот показатель близок к дифференциальной ренте по качеству и местоположению месторождения. Поэтому в анализе он принимается в качестве синтезирующего критерия народнохозяйственной эффективности месторождений.

В результате реализации модели получены также объективно обусловленные оценки (О. о. оценки) фосфорсодержащей продукции в районах потребления (замыкающие затраты на конечную продукцию) — W_j — как оценки ограничения (8).

О. о. оценка W_j показывает, на сколько возрастет функционал (11) при увеличении потребности в удобрениях в районе j на единицу. В оптимальном плане структура ее следующая:

$$W_j = \lambda_{\Phi} \Pi_{\Phi}^{r^0} + \lambda_{\Phi} c_{\Phi i} + \Pi_{\Phi i} + c_{ij} + \frac{\tau_{\Phi}^{r^0}}{D_{\Phi}^{r^0}} + \Theta_i, \quad (14)$$

где Θ_i — оценка химического завода (оценка ограничения (7)).

Таким образом, из выражения (14) видно, что замыкающие затраты на продукцию в районе потребления складываются из прямых затрат на добычу, обогащение и транспортировку сырья до заводов; на производство и транспортировку фосфорсодержащей продукции до потребителей, включая двойственные оценки месторождения и завода.

Допустим, что Φ' — номер наихудшего из месторождений, вошедших в оптимальный план. Его оценка $\frac{\tau_{\Phi}^{r^0}}{D_{\Phi}^{r^0}} = 0$. Тогда из (14) следует:

$$W_j = \lambda_{\Phi'} \Pi_{\Phi'}^{r^0} + \lambda_{\Phi'} c_{\Phi' i} + \Pi_{\Phi' i} + c_{ij} + \Theta_i. \quad (15)$$

Следовательно, замыкающие затраты на фосфорсодержащую продукцию по отрасли складываются из приведенных затрат на добычу и обогащение сырья на худшем из вошедших в оптимальный план месторождений, его транспортировку до заводов, приведенных затрат на производство и транспортировку фосфорсодержащей продукции до потребителей, включая двойственную оценку завода.

В результате реализации модели находятся оптимальный план развития и размещения производства фосфатного сырья в СССР с детализацией по Сибири и план развития и размещения производства фосфорсодер-

жащих минеральных удобрений. В оптимальном плане каждое месторождение получает объективную экономическую оценку.

Кроме того, из оптимального плана на основе его двойственных оценок определяются замыкающие затраты на сырье и фосфорсодержащую продукцию в районе потребления, которые служат экономической базой для оценки вновь открытых месторождений или прогнозных запасов фосфатного сырья.

Экономическая оценка прогнозных запасов осуществляется следующим образом. Используя замыкающие затраты на сырье для районов проведения поисков, для каждого конкретного промышленного типа месторождения определяются те пределы природных параметров, при которых разработка его будет целесообразной.

Иными словами, создается эталон промышленного типа месторождения с предельно допустимыми с экономической точки зрения природными параметрами, при которых этот тип месторождения является конкурентноспособным. Эти параметры рассчитываются путем подстановки в корреляционно-статистические модели замыкающих затрат на сырье (концентрат) для каждого района поисков и конкретного типа месторождения. Сравнивая ориентировочные параметры опоискованного проявления, участка, перспективной площади (обычно прогнозные запасы и среднее содержание полезного компонента) можно сделать предварительное заключение о вероятной целесообразности продолжения поисков. Если данные параметры идентичны или лучше эталонного месторождения, то в этом районе следует продолжать поисковые работы. При этом существует вероятность принятия ошибочного решения, которую можно определить с помощью соответствующего математического аппарата.

С использованием вышеизложенного подхода авторами были рассчитаны важнейшие параметры эталонных типов месторождений для Алданской и Маймеча-Котуйской апатитовых провинций. Параметры определялись с учетом их зависимости, во-первых, от удаленности района от существующих транспортных магистралей, а во-вторых, от возможного коэффициента долевого участия оцениваемого объекта в затратах на будущее освоение территории.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие.	В. П. Казаринов, Н. А. Красильникова, В. Г. Матухина	3
	Состояние сырьевой базы и перспективы развития фосфатной промышленности. М. В. Андреев, В. М. Борисов, Г. А. Жуков, В. М. Пустовойт, Д. К. Русанов, И. И. Снягин, И. Ф. Чуб, Р. З. Фахрутдинов, Н. Ф. Горбунов, В. М. Козлов	6
Фосфориты		
Фосфоритоносные формации.	Э. А. Еганов, В. П. Казаринов, Н. А. Красильникова	17
Фосфоритоносные бассейны	Алтае-Саянский бассейн	24
	Кузнецко-Алатауский район. Ю. В. Миртов, Р. Г. Матухин, В. В. Барков, А. Ф. Быч, Н. В. Григорьев, Б. Г. Гуревич, Н. А. Красильникова, В. Г. Матухина, С. М. Миртова, А. Н. Сухарина, М. В. Суховерхова	25
	Окинский район. П. В. Осокин, Б. Г. Гуревич, И. Н. Семейкин, А. Ф. Георгиевский, В. Л. Колесников	49
	Тувинский район. В. П. Кробейников, И. С. Боровская, Н. В. Григорьев, Н. И. Светлицкий, Н. И. Юдин	67
Восточно-Сибирский бассейн	Енисейский район. Н. И. Юдин, Ю. Н. Занин, Ю. М. Красотов, В. Г. Матухина	72
	Район Ийско-Туманшетского Присянья. П. В. Осокин, В. Г. Матухина	78
	Витимкан-Муийский район. П. В. Осокин, В. Г. Матухина	—
	Баргузино-Ангарский район. П. В. Осокин, В. Г. Матухина	79
	Прибайкальский район. П. В. Осокин, В. Г. Матухина	81
	Удино-Витимский район. П. В. Осокин, В. Г. Матухина	82
	Джидино-Селенгинский район. П. В. Осокин, В. Г. Матухина	83
Лено-Тунгусский бассейн	Ангаро-Ленский район. Ю. Н. Занин, Н. А. Красильникова, В. Г. Матухина, Ю. Н. Вольнец, Т. Р. Григорьева, Р. Г. Матухин, Ю. Н. Малиновский, Р. К. Пауль, Н. И. Юдин	84
	Катангский район. Ю. Н. Занин, Н. А. Красильникова, В. Г. Матухина, Т. Р. Григорьева, Р. К. Пауль	89
Фосфоритоносные формации за пределами выделенных бассейнов	Западно-Сибирская плита. В. И. Стасов, В. М. Алтухов	94
	Лено-Верхоянский район. В. М. Мишин, В. Г. Матухина	97
	Восточно-Забайкальский район. И. С. Боровская, А. А. Асипов	98
	Торфовиваниты. В. И. Стасов	100
Закономерности размещения фосфоритоносных формаций и их прогнозная оценка.	Э. А. Еганов, В. П. Казаринов, Н. А. Красильникова, И. С. Боровская, Р. Г. Матухин, В. Г. Матухина, А. К. Мкртычян, Ю. В. Миртов	102
	Алтае-Саянский фосфоритоносный бассейн	109
	Восточно-Сибирский фосфоритоносный бассейн	111
	Лено-Тунгусский фосфоритоносный бассейн	112
	Фосфоритоносная формация коры выветривания	113

Апатиты

Апатитоносные формации Сибири. Г. М. Вировлянский, В. Я. Шабашев, Е. Д. Андреева, Е. К. Герасимов, Л. Т. Жирова, Г. А. Коков, В. Д. Парфенов, П. В. Осокин, Ф. Л. Смирнов, М. В. Суховерхова, А. Р. Энтин, Н. И. Юдин	115
Апатитоносные провинции	126
Шорско-Кузнецкая провинция. Г. А. Коков, Е. Д. Андреева, Е. Л. Данилин, Л. Т. Жирова, В. Я. Шабашев	—
Маймеча-Котуйская провинция. В. В. Барков , В. П. Голубев, Е. Л. Данилин, Л. Т. Жирова	133
Уджинская провинция. — Э. Н. Эрлих, Л. Л. Степанов	143
Енисейско-Чадобецкая провинция. Е. Л. Данилин, Г. М. Вировлянский, В. П. Голубев, А. П. Лягушкин, В. Я. Шабашев	147
Восточно-Саянская провинция. И. И. Егоров, Г. М. Вировлянский, Л. Т. Жирова, В. И. Ничипуренко, И. С. Садыков, Р. М. Файзуллин	150
Южно-Байкальская провинция. П. В. Осокин, Ф. Л. Смирнов, В. Я. Шабашев	157
Северо-Байкальская провинция. П. В. Осокин, В. Я. Шабашев, Г. М. Вировлянский, Ф. Л. Смирнов, Р. М. Файзуллин	163
Джугджуро-Становая провинция (западная часть). Е. К. Герасимов, В. М. Иванов, В. Я. Шабашев	167
Сетте-Дабанская провинция. Ф. Л. Смирнов, В. Б. Воскресенская, Г. М. Вировлянский	172
Алданская провинция. Е. К. Герасимов, Г. М. Вировлянский, В. Д. Парфенов, В. А. Поташкин, Ф. Л. Смирнов, М. В. Суховерхова, В. Я. Шабашев, А. Р. Энтин, Н. И. Юдин	175
Апатитоносные формации за пределами выделенных провинций. В. Я. Шабашев, Г. М. Вировлянский	180
Закономерности размещения апатитоносных провинций, массивов, и концентраций апатита. Г. М. Вировлянский, В. Я. Шабашев, В. В. Барков , Е. К. Герасимов, Л. Т. Жирова, Г. А. Коков, Ф. Л. Смирнов, М. В. Суховерхова, А. Р. Энтин	182
О возможности прогнозирования апатитоносных провинций Сибири из космоса. М. Э. Глуховский, В. Я. Шабашев, Т. Е. Гусева, Б. Н. Леонов, Б. Я. Пономарев	192
Оценка апатитоносности Сибири. Г. М. Вировлянский, Е. К. Герасимов, В. Я. Шабашев, И. И. Егоров, Г. А. Коков, В. Д. Парфенов, Ф. Л. Смирнов, М. В. Суховерхова, Р. М. Файзуллин, А. Р. Энтин, Н. И. Юдин	196
Геолого-экономическое обоснование основных направлений поисков, разведки и освоения ресурсов фосфатного сырья в Сибири	
Основные положения геолого-экономической оценки месторождений фосфатного сырья. Д. К. Русанов	204
Геолого-экономическая оценка месторождений фосфатного сырья Сибири. Д. К. Русанов, В. В. Барков , А. А. Герт, И. И. Егоров, Ю. А. Киперман, Н. А. Красильникова, П. В. Осокин, В. М. Пустовойт, И. Ф. Чуб	207
Пути создания сырьевой базы фосфатной промышленности в Сибири. Д. К. Русанов, В. И. Ботвинников, А. А. Герт, В. П. Казаринов , Ю. А. Киперман, Н. А. Красильникова, В. М. Пустовойт, И. Ф. Чуб	211
Литература	216
Приложение. Д. К. Русанов, А. А. Герт	225