

**ГЕОЛОГИЯ
И ЭКОНОМИКА
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ
ГОСУДАРСТВ
Индия
и Шри Ланка**

**ИЗДАТЕЛЬСТВО
• НАУКА •**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ИНСТИТУТ МИНЕРАЛОГИИ, ГЕОХИМИИ И КРИСТАЛЛОХИМИИ
РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

553.493.1540+

1706

Геология
и экономика
месторождений
редких
элементов
государств
Индия
и Шри Ланка



Издательство «Наука»

Москва 1975



Геология и экономика месторождений редких элементов государств Индия и Шри Ланка. "Наука", 1975. С.Е. Колотухина, В.М. Моралев, Г.А. Топунова, Л.И. Клаповская, В.В. Бурков, А.В. Рожанец.

В работе освещается геологическое строение Индийской платформы, кратко охарактеризованы архейско-протерозойский складчатый фундамент и чехол, сложенный комплексами протерозоя и фанерозоя. Дано тектоническое районирование и показана приуроченность редкометалльных провинций к определенным тектоническим структурам. Наиболее важную роль среди описанных эндогенных редкометалльных месторождений играют пегматиты, являющиеся источником слюды и попутно извлекаемых редких металлов: бериллия, лития, ниобия, тантала и редких земель. Рассмотрены недавно открытые весьма перспективные на ниобий, цирконий и редкие земли массивы карбонатитов и нефелиновых сиенитов.

Описаны медные (с селеном и теллуrom) золото-теллуровые, полиметаллические (с кадмием) и ванадиевые месторождения. Охарактеризованы россыпи, содержащие редкометалльные минералы (циркон, монацит), и проанализирована экономика редкометалльных ресурсов Индии.

Настоящая работа продолжает серию ранее опубликованных аналогичных монографий по Африке, Южной Америке, Австралии и рассчитана на широкий круг геологов (тектонистов, стратиграфов, рудников и др.). Табл. 26. Илл. 29. Библ. 410 назв.

Авторы:

КОЛОТУХИНА С.Е., МОРАЛЕВ В.М., ТОПУНОВА Г.А.,
КЛАПОВСКАЯ Л.И., БУРКОВ В.В., РОЖАНЕЦ А.В.

Ответственный редактор
доктор геол.-мин. наук Л.Н. Леонтьев

Монография "Геология и экономика месторождений Индии" (С.Е. Колотухина, В.М. Моралев, Г.А. Топунова, Л.И. Клаповская, В.В. Бурков, А.В. Рожанец) является четвертым выпуском единой серии аналогичных публикаций; три предыдущих выпуска по Африке, Южной Америке и Австралии были изданы в 1964, 1968 и 1974 гг. Огромные размеры и чрезвычайная гетерогенность Азиатского материка в целом заставили ограничить следующую монографию серии рамками только Индостанского субконтинента, точнее — собственно Индийской платформой.

Работа сохранила структуру предыдущих выпусков серии, это критическое обобщение публикаций (порядка 500), в подавляющей части зарубежных, и в общем мало известных или вообще неизвестных советским геологам. В данном случае, впрочем, один из авторов (В.М. Моралев) имел возможность использовать и результаты своих личных исследований в Индии.

Монография содержит четыре различные по объему части.

Часть I — "Геологическое строение" (почти треть общего объема работы) — прежде всего рассматривает комплексы докембрийского фундамента Индийской платформы и комплексы ее чехла (начиная от докембрийских и до деканских траппов включительно). Материал этих двух разделов очень интересно — причем, пожалуй, впервые в таком виде — синтезирован в обобщающей главе о тектонических структурах Индийской платформы и ее развитии: дана схема тектоники платформы с выделением в ней разновозрастных складчатых поясов, зон позднейшей тектоно-магматической активизации; рассмотрены структуры чехла — от нижне-среднепротерозойских до мезо-кайнозойских.

Исходя из очень крупной роли пегматитов (в основном бериллиевых) в редкометальных ресурсах Индии, подробно обсуждается вопрос о связи пегматитов с теми или иными гранитами — как непосредственно входящими в состав фундамента платформы, так и приуроченными к зонам позднейшей тектоно-магматической активизации.

Часть II посвящена эндогенным месторождениям Индийской платформы, среди которых основное значение имеют редкометальные гранитные пегматиты Индостана и о-ва Шри Ланка, а также карбонатиты весьма широкого возрастного диапазона (верхнепротерозойские, предвендские, палеогеновые).

Впервые в нашей литературе систематически рассмотрена очень своеобразная, но пока еще в общем недостаточно изученная широкая группа месторождений цветных и благородных металлов — золоторудных, а также медных и полиметаллических, содержащих теллур, селен, кадмий.

Очень короткая часть III ("Экзогенные месторождения") рассматривает прибрежные россыпи Индии и Республики Шри Ланка, а также редкие элементы в корях выветривания.

В части IV аналогично предыдущим томам серии рассмотрены экономические аспекты редкометального сырья Индии.

Помимо своей основной задачи — характеристики редкометальных ресурсов Индийского субконтинента, работа дает сжатый и хорошо систематизированный материал по геологическому строению и развитию фундамента и в меньшей мере чехла Индийской платформы.

Непрерывный рост потребностей народного хозяйства нашей страны в минеральном сырье, в частности в редкометальном сырье, требует развития методов прогнозирования. Развитие методов прогнозирования вызывает необходимость привлечения материалов по различным странам мира и в особенности по сопредельным странам.

Работа, посвященная Индии, является четвертой работой из цикла монографий, подготовленных в ИМГРЭ, посвященных теме "Геология и экономика месторождений редких элементов в зарубежных странах". В 1964 г. вышла в свет монография по Африке, в 1968 г. — монография по Южной Америке и в 1974 г. — монография по Австралии.

Территория Индии еще недостаточно изучена в отношении редкометального сырья. Не исключается возможность открытия новых редкометальных месторождений в благоприятных тектонических структурах. Так, например, Индийская платформа сравнительно недавно оставалась почти единственной древней платформой, где не были известны месторождения карбонатитов. Карбонатитовые тела с проявлениями редкометальной минерализации были обнаружены сравнительно недавно (1963 г.). Но количество находок карбонатитов с каждым годом увеличивается.

Настоящая работа освещает геологию Индийской платформы в целом, геологию и экономику важных месторождений редких элементов, а также экономическое значение отдельных металлов. Она выполнена в секторе зарубежной экономики минерального сырья Института минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ) под общим руководством С.Е. Колотухиной.

В качестве соавтора к работе был привлечен главный геолог ВАГТ В.М. Моралев, проработавший в Индии около двух лет.

1-я и 7-я главы написаны В.М. Моралевым, 2-я, 3-я — С.Е. Колотухиной совместно с В.М. Моралевым, 4-я, 6-я — Г.А. Топуновой, 5-я — С.Е. Колотухиной, 8-я — Л.И. Клаповской, 9-я и 10-я составлены В.В. Бурковым, часть IV монографии написана А.В. Рожанец при консультации Б.И. Когана. Все необходимые переводы и рефераты для работы были сделаны авторами монографии.

Часть I

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Индийская платформа является азиатским фрагментом древнего суперконтинента Гондваны, в настоящее время непосредственно примыкающим к Альпийско-Гималайскому (Средиземноморскому) складчатому поясу. Значительная часть платформы, занимающая почти всю территорию Индостанского полуострова, представляет собой древний щит, т.е. область распространения докембрийского фундамента. В пределах Индостанского щита располагается несколько отрицательных структур (синеклиз, грабенообразных впадин), vyplненных отложениями платформенного чехла.

В составе платформенного чехла главную роль играют докембрийские (рифейские) образования, верхнепалеозойские (гондванские) угленосные толщи, мезо-кайнозойские комплексы осадочных пород и покровы траптов. Отложения раннего палеозоя и раннего мезозоя распространены весьма ограниченно. На полуострове Индостан широко развиты кайнозойские коры выветривания, преимущественно латеритного профиля, а также четвертичные аллювиальные и прибрежно-морские (большой частью пляжевые) толщи рыхлых песчано-галечных отложений. В северной части Индии развиты плиоцен-четвертичные образования, близкие по характеру к среднеазиатским; здесь распространены покровы лёсса, залегающие на щебнистой коре выветривания, аллювиальные и пролювиальные толщи предгорных равнин, а местами золотые пески.

Северная часть Индийской платформы, примыкающая к складчатому поясу, представляет собой плиту, в пределах которой докембрийский кристаллический фундамент погружен на значительную глубину и перекрыт слабо дислоцированными толщами мезо-кайнозойских отложений. Эти толщи выполняют серию краевых впадин, крупнейшими из которых являются Камбейская (грабен), Синдо-Пенджабская (синеклиза Тар) и Бенгальская (Муратов, 1964, 1966).

Вблизи зоны альпийского орогенеза (Сулейман-Киртарских гор, Гималаев и Араканского хребта) располагается серия неоген-четвертичных краевых прогибов, являющихся пограничными структурами.

Абсолютное большинство редкометальных месторождений Индийской платформы локализуется в докембрийских образованиях (пегматиты, карбонатиты, а также полиметаллические, медные и золоторудные месторождения с редкими и рассеянными элементами). Особую, сравнительно немногочисленную группу месторождений образуют массивы щелочно-ультраосновной формации, пространственно и, видимо, генетически связанные с мел-палеогеновым траповым магматизмом. Также небольшую, но интересную и важную в экономическом отношении группу образуют плиоцен-четвертичные прибрежно-морские россыпи.

В соответствии с целевым назначением данной работы приводимое ниже геологическое описание содержит более полную характеристику тех образований, с которыми связано размещение редкометальных месторождений.

ДОКЕМБРИЙСКИЙ ФУНДАМЕНТ ИНДИЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Древнейшие комплексы кристаллического фундамента обнажаются на значительных пространствах Индостанского щита. Лишь местами породы фундамента перекрыты платформенным чехлом, состоящим из рифейских и фанерозойских толщ. Эти толщи выполняют две крупные отрицательные структуры (Виндийская синеклиза и Декканская амфиклиза¹) и несколько более мелких (впадины Куддапа, Чаттисгарх, Годовари, Маханади и др.).

В составе фундамента Индийской платформы обособляются две крупные группы комплексов, различающихся по составу, возрасту и тектонической природе слагающих их докембрийских пород. К первой принадлежит большая часть Индостанского щита, объединяющая область распространения пород архея. Более молодая протерозойская группа слагает фундамент северо-западной части щита, обнажаясь в пределах Араваллийско-Делийского складчатого пояса. Кроме того, протерозойские комплексы выполняют серию интеркратонных прогибов, приуроченных к субширотной зоне линеамента Нармада-Сон и разделяющих область распространения архейских комплексов фундамента на два крупных блока — северный и южный. Северный блок является относительно более погруженным, чем южный; большую часть его занимает виндийская синеклиза, выполненная отложениями верхнего протерозоя (рифей); архейские комплексы обнажаются только в сравнительно небольших выступах основания Араваллийско-Делийского складчатого пояса и в пределах массива Бандельканд. Южный блок, напротив, является более поднятым; платформенные отрицательные структуры занимают относительно небольшую, явно подчиненную его часть; архейские комплексы фундамента развиты широко и представлены во всем своем разнообразии.

Древнейшие образования кристаллического фундамента Индийской платформы принадлежат в основном к двум главным комплексам — дхарварскому и додхарварскому, однако, кроме того, существуют комплексы, имеющие гетерогенную природу. Последние сложены додхарварскими образованиями и инфицирующими их гранитоидами различного (в том числе последхарварского) возраста.

Додхарварский комплекс

Наиболее древними образованиями фундамента Индостанского щита, имеющими возраст более 3000 млн. лет, являются толщи додхарварского комплекса, для которого Л.И. Салоп (1966) предложил название "Индостанский". Последнее название не получило пока широкого распространения, а если иметь в виду сложность строения и вероятность дальнейшей детализации схемы расчленения этого древнейшего комплекса, в настоящее время представляется более целесообразным использовать временное нейтральное обозначение — додхарварский комплекс (Моралев, Перфильев, 1972). В составе додхарварского комплекса обособляются по крайней мере три толщи метаморфических пород, очевидно, отвечающие трем крупным стратиграфическим подразделениям (рис. 1).

В Южной Индии в качестве наиболее древней, видимо, может рассматриваться пестрая по составу толща биотитовых, пироксеновых и роговообманковых гнейсов с прослоями кварцитов, мраморов и кальцифиоров (Narayanawami, Purna Lakshmi, 1967). В составе этой толщи местами отмечаются амфиболиты, железистые кварциты и пироксеновые гранулиты, а также хлори-

¹ Термин "амфиклиза" введен М.В. Муратовым (1972) для обозначения крупных платформенных впадин, которые в отличие от синеклиз характеризуются проявлениями мощного вулканизма.

товые, тальк-хлоритовые, хлорит-актинолитовые и тальковые сланцы, являющиеся представителями диафторитов. Толща эта имеет, насколько можно судить по весьма отрывочным данным, довольно значительное распространение на крайнем юге Индостана в районе Тутыкарин. В составе средней толщи, кроме характерных для нее магнетитовых кварцитов и амфиболитов, слагающих, тем не менее, относительно небольшую часть разреза, отмечаются пироксеновые, главным образом гиперстенные и двупироксеновые гнейсы (гранулиты), пироксен-роговообманковые и гранат-биотитовые гнейсы (лептиниты), а также графит- и силлиманитсодержащие гнейсы и кварциты (кондалиты). Весьма примечательно, что именно для этой толщи постоянно отмечается ассоциация с чарнокитами (гиперстенсодержащие граниты), как пространственная, так, видимо, и генетическая, чего нельзя сказать ни о нижележащей, ни о верхней толще додхарварского комплекса.

Взаимоотношения средней и вышележащей толщ додхарварского комплекса наименее четкие, так как в большинстве случаев контакты между ними тектонические. Тем не менее в некоторых местах установлено, что выше толщи пироксеновых гнейсов с кондалитами, лептинитами, амфиболитами и магнетитовыми кварцитами залегает верхняя толща биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов с резко подчиненными прослоями (линзами) других метаморфических пород. Эта толща обычно контактирует с дхарварскими породами, и она в наибольшей степени мигматизирована и прорвана гранитами последнего дхарварского возраста, хотя местами в пределах областей ее распространения наблюдаются и интрузии чарнокитовых гранитов.

Общая мощность додхарварского комплекса метаморфических пород составляет не менее 6-8 тыс. м.

В пределах Восточных Гат к древнейшим образованиям относится кондалитовая серия и ее аналоги - гнейсы Безвода, Кайлаза и др. Кондалитовая серия слагается породами, метаморфизованными в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма и представленными высокоглиноземистыми кристаллическими сланцами, кварцитами, гранатовыми кварцитами, кальцифирами, мраморами. Среди кристаллических сланцев наиболее распространены кварц-гранат-силлиманитовые разновидности, часто графитсодержащие, которые известны под названием "кондалиты". В некоторых районах с кондалитами ассоциируют метаморфизованные марганецсодержащие породы, называемые "кодуритами". В состав кодуритов входит спессартин-андрадитовый гранат, ортоклаз, апатит и марганцевый пироксен (Моралев, Перфильев, 1970). Первичный состав пород кондалитовой серии характеризовался присутствием глинистых, песчаных, карбонатных и марганцевых осадков (Рао, 1960). Для кондалитовой серии характерна тесная ассоциация с байладильской железнорудной серией, сложенной амфиболитами, кварцитами, магнетит-гематитовыми кварцитами, амфибол-кварцевыми и слюдяными гнейсами. Взаимное стратиграфическое положение этих двух серий не вполне выяснено. Некоторые авторы, например Крукшенк (Crookshank, 1963), предположительно помещают кондалитовую серию выше байладильской. Большинство геологов полагает, что железнорудная серия отвечает верхним горизонтам кондалитовой серии (Krishnan, 1968). Однако, даже принимая неопределенность взаимного стратиграфического положения названных серий, можно считать, что они вместе формируют достаточно характерную толщу глубоко метаморфизованных образований, весьма сходную по составу с описанной выше средней толщей додхарварского комплекса. С кондалитовой серией также тесно ассоциируют чарнокитовые граниты, рассматриваемые как интрузивные палингенные породы, имеющие интрузивные контакты с кондалитами (Ghosh, 1941; Subramaniam, 1967).

Согласно Крукшенку (Crookshank, 1963), стратиграфически ниже кондалитовой и байладильской серий располагается толща гнейсов и сланцев (серии Сукма и бенгпальская), характеризующаяся метаморфизмом в условиях гранулитовой фации. В составе этой толщи преобладают роговообманковые и био-

тит-роговообманковые гнейсы, пироксеновые гнейсы (гранулиты), а также силлиманит- и андалузитсодержащие гнейсы и магнетитовые кварциты (Janardan Rao, Sudarsana Raju, 1968). Метаморфических комплексов, непосредственно перекрывающих кондалитовую серию (кроме серии Покал верхнего докембрия), в пределах собственно Восточных Гат не известно. По тектоническому контакту с кондалитами и породами нижележащей гнейсовой толщи соприкасаются серые и розовые гнейсы и граниты (карнатикские гнейсы).

Этот гнейсовый комплекс фактически непрерывно прослеживается отсюда к району Хайдерабада и, таким образом, может уверенно относиться к образованиям верхней толщи додхарварского комплекса. Правомочность намечаемого объединения подтверждается тем, что взаимоотношения серых и розовых гранито-гнейсов здесь оказываются такими же, как установлено для территории Тамилнада и Майсура, т.е. так называемые серые гранито-гнейсы, несомненно, представляют собой более древние породы и, видимо, действительно являются теньвыми реликтами (скиалитами) регионально метаморфизованных пород додхарварского комплекса, тогда как розовые граниты — более молодые образования и, видимо, могут сопоставляться с последхарварскими (кросепетскими) гранитоидами (Krishnan, 1968).

К додхарварскому комплексу южной части Индостанского щита принадлежат также метаморфические толщи о-ва Шри Ланка. Общая схема стратиграфического расчленения этих толщ представляется в следующем виде.

Наиболее древней толщей является гнейсовая серия Виджаян (Katz, 1971). К этой же толще принадлежат биндские гнейсы юго-восточного побережья и ваннийские гнейсы северо-западной части острова. Выше залегает толща кондалитов, гиперстеновых гнейсов, метаосадочных гранулитов и кристаллических сланцев с прослоями мраморов и железистых кварцитов, объединяемая в единую серию Хайлэнд (Соогау, 1962, 1969, 1972). Гнейсы и мигматиты юго-западной части острова в последнее время стали рассматриваться как аналоги серии Хайлэнд, залегающие на более древнем гнейсовом основании (Katz, 1971). Метаморфические породы серии Хайлэнд юго-западного побережья совместно с нижележащими толщами формируют крупную синклинорную структуру, в центральной части которой залегают гнейсы Кадуканава, очевидно представляющие нижние горизонты третьей, самой верхней толщи додхарварского комплекса острова (Krishnan, 1968).

Намеченная таким образом трехчленная схема стратиграфического расчленения метаморфической толщи о-ва Шри Ланка оказывается вполне сходной с общей схемой строения додхарварского комплекса Южной Индии и Восточных Гат. Это свидетельствует о единстве додхарварского комплекса южной части Индостанского щита.

Возраст додхарварского комплекса определяется как нижнеархейский на основании геологических данных и изотопных определений возраста. К первым относится синклинорный характер структур, выполненных отложениями дхарварского комплекса, что позволяет предполагать более древний возраст метаморфических пород, слагающих разделяющие их положительные структуры (Radhakrishna, 1967). Петрологическое и геохимическое изучение метаосадочных пород Дхарвара (Naqvi, Hussain, 1972) показало, что они формировались за счет материала областей сноса, которые были сложены комплексом пород преимущественно основного состава. В этих областях существовало, вероятно, более одного цикла седиментации, орогенеза, метаморфизма и гранитизации до главного дхарварского цикла (2000 млн. лет). Таким образом, дхарварский комплекс является, вероятно, не самым древним образованием Индостанского щита, как думали ранее. Изучение состава галек конгломератов дхарварского комплекса, показывающее присутствие в них серых гнейсогранитов и мигматитов (Салоп, 1966, Sreenivas, Srinivasan, 1968), подтверждает это положение.

Радиологические определения возраста пород додхарварского комплекса показывают значения, близкие или превышающие 3000 млн. лет. Так, возраст

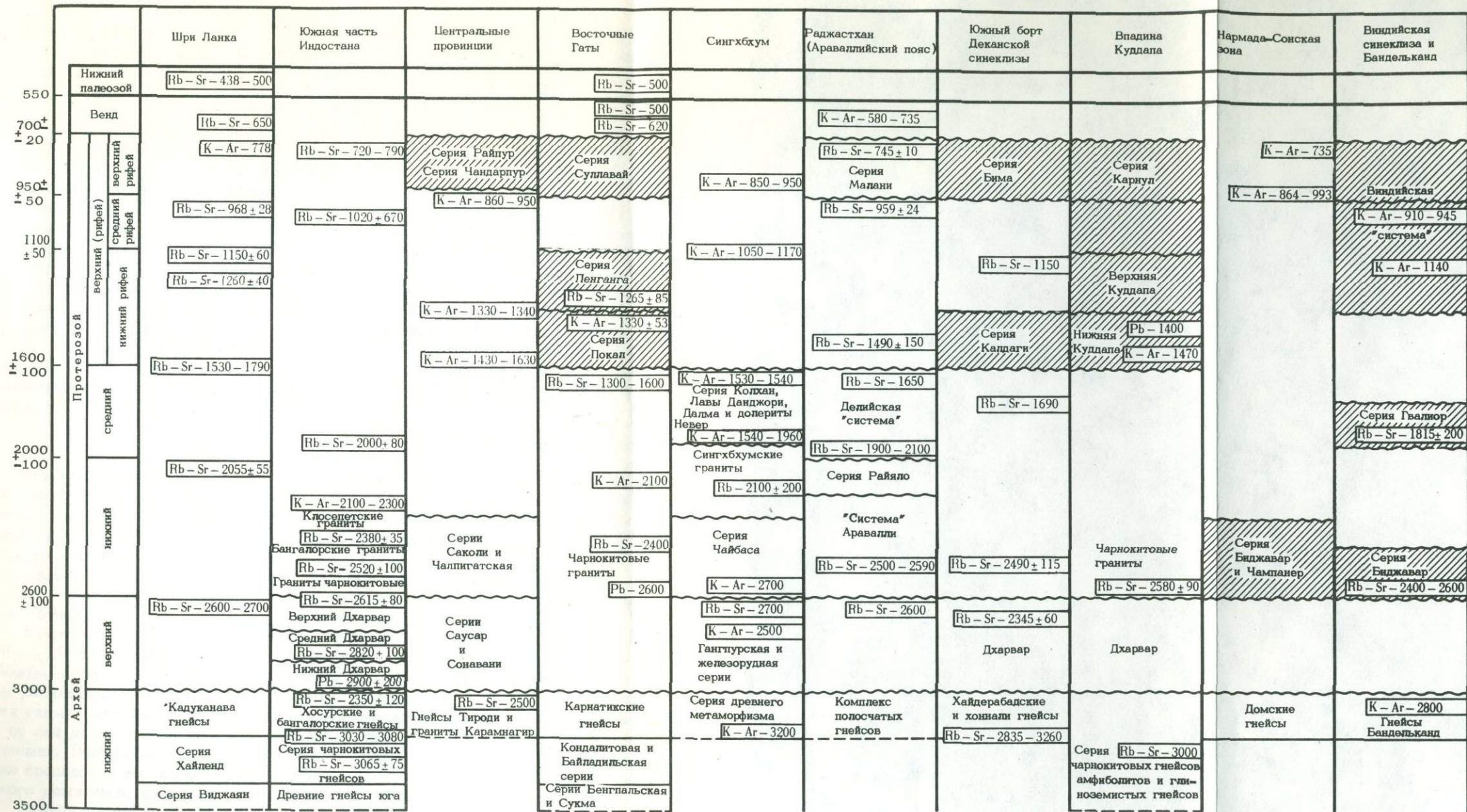


Рис. 1. Схема сопоставления докембрия Индийской платформы

1 - кристаллический фундамент; 2 - платформенный чехол (волнистыми линиями показаны несогласия)

древнейших гнейсов района Коимбатора определяется в 3065±75 млн. лет, возраст чарнокитовых гнейсов Нилгири — 3130–3205 млн. лет, гнейсов района Бангалуру — от 2950 до 3080 млн. лет, чарнокитов района Майсур — 2950 млн. лет и т. д. (Aswathanarayana, 1968^{1,2}; Crauford, 1969^{1,2}; Venkatasubramanian et al., 1968, 1971; Pichamuthu, 1971).

Недавно впервые в метаморфизованных породах Южной Индии удалось установить органические остатки. Некоторые из них сходны с микрофосилиями серии Фиг–Три нижнеархейской формации Свазиленд Южной Африки, возможно с представителями рода *Archaeosphaerides* (Лопухин, Моралев, 1973).

В северной части Индостанского щита к подхарварскому комплексу относятся метаморфические толщи, слагающие несколько обособленных выступов фундамента (Банделькандский выступ, Сингхбхумский блок и несколько более мелких выступов). Здесь подхарварский комплекс представлен, видимо, лишь верхней толщей монотонных гнейсов. Такие характерные породы, как чарнокитовые гнейсы и кондалиты, здесь не установлены. Так, например, серия древнего метаморфизма Сингхбхума состоит из амфиболитовых сланцев, кварцитов, гнейсов, гранито–гнейсов и мигматитов. Сходный состав пород имеет комплекс гнейсов Бандельканда, домские гнейсы Нармада–Сонской зоны, полосчатые гнейсы в срединных массивах Араваллийско–Делийского складчатого пояса.

Дхарварский комплекс

Отложения дхарварского комплекса впервые были выделены в южной части Индостанского щита. Здесь к этому комплексу относятся отложения "системы" Дхарвар. Последняя слагает в пределах штата Майсур несколько узких синклинорных структур и крутопадающих моноклинальных чешуй, располагающихся среди обширных полей гнейсов и гранито–гнейсов. В северо–западном направлении "зеленокаменные пояса" дхарварского комплекса сначала несколько расширяются, а затем скрываются, погружаясь под позднедокембрийские отложения южной окраины Деканской амфиклизы (см. рис. 2).

"Система" Дхарвар была выделена Футом на территории штата Майсур (Foot, 1876). Основные черты строения этого комплекса, впервые установленные на примере сланцевого комплекса Шимога–Дхарвар, отражены в схеме расчленения, разработанной Рама Рао (Rama Rao, 1940). Эта обобщенная схема нормальной последовательности отложений дхарварского комплекса и по сей день принимается большинством индийских геологов почти без изменений. Правда, на геологических картах территории штата Майсур отложения среднего и верхнего Дхарвара обычно объединяются. Строение дхарварского комплекса, согласно схеме Рама Рао, представляется следующим:

Нижний Дхарвар: а) плотные зеленокаменные породы и зеленые сланцы, слюдястые или известковистые хлоритовые сланцы, основные и средние лавы, переслаивающиеся с туфами; б) кислые и средние лавы (риолиты, кератофиры и др.), переслаивающиеся с туфами и аргиллитами; в) кварцевые порфиры, фельзиты и их сланцевые разновидности.

Средний Дхарвар (хосурская серия): а) конгломераты (с галькой кварцитов, кварцевых порфиров), гравелиты и граувакки; б) серицитизированные гравелиты и кварциты с крупными зернами опаловидного кварца; в) серые и зеленоватые филлиты и хлоритовые сланцы; г) известняки, дбломиты и кремнистые известняки; д) полосчатые гематитовые кварциты.

Верхний Дхарвар (сулекерская серия): а) конгломераты, содержащие гальку гранитов, железистых кварцитов, кристаллических сланцев; б) кварциты; в) аргиллиты, известковистые алевролиты и тонкозернистые кварциты с мелкими зернами опаловидного кварца; г) рыхлые железистые породы и слюдястые железистые гравелиты, переслаивающиеся со слоями известняка; д) железистые кварциты и кремнистые железистые сланцы с тонкими прослоями аргиллитов и вулканического пепла.

Этот разрез характеризует строение дхарварского комплекса в центральной части штата Майсур (Лазько, 1966; Муратов, 1966; Салоп, 1966). В южной части штата так же, как и на севере, вблизи южной окраины Деканской амфиклизы, расчленение Дхарвара на серии обычно не производится.

Большая часть лав дхарварского комплекса представляет собой излияния подводного характера.

Петрологическое и геохимическое изучение показало (Srinivasan, Sreenivas, 1972; Naqvi, 1972; Naqvi, Hussain, 1972, 1973^{1,3}), что их состав варьирует от толеитовых базальтов до спилитов и андезитов. Первичная магма, по-видимому, была толеитовой. Сходный состав имеют верхнеархейские метабазальты Канадского и Австралийского щитов. Они также имеют низкое содержание K_2O , что, по-видимому, характеризует первичный океанический тип магмы. Лавы испытали низкую степень регионального метаморфизма до зеленосланцевой фации, что выразилось в новообразованиях хлорит-эпидот-плагиоклазовой ассоциации¹.

Геохимическое изучение даек основного состава, прорывающих дхарварский комплекс (Naqvi et al., 1974), подтвердило петрологическую характеристику лав дхарварского комплекса.

В северной и центральной частях Индостанского щита отложения, относимые к дхарварскому комплексу, известны в двух районах: в Сингхбхуме и в Центральных провинциях (горы Сатпура). В Сингхбхуме к рассматриваемому комплексу относится железорудная серия, в основании которой залегают базальные конгломераты и песчаники, сменяющиеся выше по разрезу слабо метаморфизованными лавами основного состава, кремнистыми, слюдястыми и амфиболовыми сланцами нижнего горизонта, рудной пачкой слоистых железистых кварцитов и, наконец, верхним горизонтом слюдястых сланцев и пирокластических пород. Отложения железорудной серии залегают с несогласием на породах серии древнего метаморфизма, относящейся к додхарварскому комплексу. Определения возраста пород железорудной серии, выполненные калий-аргоновым методом по образцам пород и мусковиту, дают значения около 2500 млн. лет (Sarkar et al., 1969).

К дхарварскому комплексу принадлежат также отложения гангпурской серии, весьма сходные по составу с отложениями железорудной серии, но содержащие прослой мраморов и марганценосных пород (гондитов). Породы гангпурской серии обнажаются к западу от Сингхбхума. В состав железорудной серии Сингхбхума раньше включалась также серия Чайбаса; однако исследования Саркара и других геологов в настоящее время показали более высокое стратиграфическое положение этой серии.

В центральной части Индостана (штат Мадхья-Прадеш) к дхарварскому комплексу может быть отнесена саусарская серия, известная как главнейшая марганценосная толща докембрия Индии (Моралев, Перфильев, 1970). Отнесение этой серии к дхарварскому комплексу основывается на сходстве ее состава с отложениями гангпурской и железорудной серий Сингхбхума. Известные определения возраста пород саусарской серии калий-аргоновым методом (по мусковиту) дают, видимо, заниженные значения - 1340 и 846-996 млн. лет, очевидно отвечающие эпохам активизации (амгаонская и саусарская эпохи), когда в зоне линеймента Нармада-Сон и Сатпурских гор породы фундамента неоднократно подвергались наложенному метаморфизму (Sarkar et al., 1967).

Отложения саусарской серии выполняют широтную синклинорную структуру и представлены пестрой слоистой толщей роговообманковых и биотитовых, часто гранатсодержащих гнейсов, хлоритовых и мусковит-биотитовых сланцев с пачками кварцитов, амфиболитов, доломитовых мраморов, кальцифиров

¹ Они испытали также метаморфизм, обусловленный воздействием более поздних гранитов.

и марганцевистых пород (Pascoe, 1965). К этому же комплексу, очевидно, принадлежит толща пород серии Сонавани, сходная по составу и коррелируемая с саусарской серией (Krishnan, 1968).

Породы дхарварского комплекса являются более молодыми по отношению к кристаллическим породам додхарварского комплекса, что отчетливо следует из характера структур "зеленокаменных поясов", анализа состава дхарварских конгломератов, а также радиологических данных. Последние были выполнены различными методами и по различному материалу (Тугаринов, Войткевич, 1970; Aswathanarayana, 1968; Crawford, 1969; Sarkar, 1968; Pichamuthu, 1968, 1971). Цифры, получаемые по породам дхарварского комплекса, показывают значения от 2345 до 3095±200 млн. лет, а прорывающие их граниты и пегматиты — от 2000–2100 до 2300–2600 млн. лет. Эти определения позволяют считать возраст дхарварского комплекса верхнеархейским, а основной интервал времени его формирования ограничивать от 3000 до 2600 млн. лет. С "зеленокаменными поясами" дхарварского комплекса связаны интрузии ультраосновных и основных пород. Массивы базитов и ультрабазитов невелики по размерам и располагаются обычно среди более древних пород додхарварского комплекса. В Сингхбхуме известны, однако, линзовидные массивы хромитоносных серпентинизированных перидотитов и саксонитов, прорывающих отложения железорудной серии.

Рей (Ray, 1969) дал предварительную интерпретацию состава этих базитов и гипербазитов. Согласно полученным им данным, родоначальные базальтовые расплавы могли иметь толеитовый и щелочно-базальтовый состав. Первоначальная базальтовая магма, по-видимому, отвечала оливиновому толеиту, что говорит о ее связи с верхней мантией.

Более широко распространены гранитоиды, прорывающие дхарварский комплекс. Они образуют как крупные интрузивные массивы (сингхбхумские, клосепетские граниты и др.), так и многочисленные мелкие и крупные мигмоплутоны, залегающие в центральных частях куполовидных структур додхарварского комплекса и не имеющие четких границ. В связи с этим в составе кристаллического фундамента Индостанского щита большое, можно сказать преимущественное распространение получили гетерогенные комплексы, сформировавшиеся благодаря двукратному наложению процессов гранитизации на метаморфизованные породы додхарварского комплекса. Примерами таких гетерогенных комплексов являются гнейсы Бандельканда в северной части щита и гнейсы Полуострова — в южной. В настоящее время метаморфические породы, граниты и мигматиты додхарварского комплекса не картируются отдельно и не выделяются в составе гетерогенных комплексов, так как обычно они слагают подчиненные по площади ксенолиты среди мигмоплутонов более молодых (последхарварских) гранито-гнейсов. В то же время надо отметить, что последхарварские гранитоиды локализованы преимущественно в пределах поднятий, разделяющих синклинорные пояса дхарварского комплекса и в связи с этим в основном залегают среди гнейсов додхарварского комплекса. Отсюда следует, что хотя гетерогенные комплексы в значительной части сложены последхарварскими образованиями, площади их распространения близко совпадают с областями развития додхарварского метаморфического комплекса.

Геологические и радиологические данные дают основания полагать, что последхарварская эпоха характеризовалась ультраметаморфизмом и гранитизацией, наиболее интенсивно и широко латерально проявленными. Время их проявления может быть датировано как 2600–2300 млн. лет, хотя пегматиты этой эпохи нередко характеризуются цифрами 2100–2000 млн. лет. Процессы метаморфизма и гранитизации этого времени охватили, видимо, всю территорию Индийской платформы и явились главнейшими для формирования кристаллического фундамента, обусловив его консолидацию и начало перехода к платформенному этапу развития.

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ КОМПЛЕКСЫ АРАВАЛЛИЙСКО-ДЕЛИЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Араваллийско-Делийский складчатый пояс располагается в северо-западной части Индийской платформы. В пределах рассматриваемого пояса распространены отложения трех складчатых комплексов: араваллийского, делийского и комплекса Малани. Кроме того, известны значительные по размерам выступы пород основания, объединяемые в комплекс полосчатых гнейсов и коррелируемые с додхарварскими отложениями Индостанского щита. На северо-западе складчатые комплексы Араваллийско-Делийского пояса перекрываются горизонтально лежащими вендскими отложениями свиты Дходпур, которая совместно с пенджабской соляной серией залегает в основании платформенного чехла североиндостанской плиты. К араваллийскому и делийскому складчатым комплексам принадлежат также некоторые толщи докембрийских пород Нармада-Сонской зоны.

Араваллийский комплекс

К араваллийскому комплексу принадлежат отложения "системы" Аравалли, описанные впервые под этим названием в 1877 г. Хакетом К.А. и в течение многих лет изучавшиеся Хероном (Heron, 1935, 1953). По представлениям Херона, в основании араваллийского комплекса, с несогласием залегающего на полосчатых гнейсах, располагаются базальные слои, представленные аркозовыми песчанистыми конгломератами, глинистыми сланцами и миндалекаменными основными лавами, местами измененными до хлоритовых и тальковых сланцев. Выше залегает мощная толща песчанистых и глинистых пород. В ее нижней части преобладают песчаники и филлиты с прослоями кварцитов и конгломератов, а в верхней — глинистые сланцы, граувакковые песчаники, доломиты и углистые сланцы. На отложениях араваллийской системы с размывом и мало-мощным базальным конгломератом в основании залегают карбонатные породы серии Райяло (Krishnan, 1968) (см. рис. 1).

Отложения араваллийского комплекса смяты в сложные линейные и фес-тончатые складки и неравномерно метаморфизованы в условиях альмандин-амфиболитовой фации (Das Gupta, 1968). На отдельных участках породы инъецированы гранитным материалом и превращены в слюдяные гнейсы с гранатом, ставролитом и кианитом (Ghosh, 1971). В таких случаях из-за метаморфизма и тектонического расщепления пород базальных горизонтов переход между отложениями араваллийского комплекса и полосчатыми гнейсами становится постепенным. Это является основанием для пересмотра некоторыми геологами стратиграфической схемы Херона и утверждения, что полосчатые гнейсы представляют собой мигматизированные породы араваллийского комплекса (Naha, Majumdar, 1971_{1,2}). Однако предложено и другое объяснение этих явлений, не отрицающее, а лишь дополняющее схему Херона в отношении существования молодого постараваллийского-предделийского комплекса гранитов и мигматитов (Singh, 1970). Эти представления хорошо согласуются с новыми изотопными определениями возраста пород Араваллийского пояса, которые свидетельствуют о гетерогенности комплекса полосчатых гнейсов и о действительном наличии постараваллийских-предделийских гранитов, имеющих возраст 2030 ± 300 млн. лет. В составе комплекса полосчатых гнейсов устанавливается присутствие постараваллийских гранитов нескольких возрастных групп (включая постделийские), однако наряду с этим определенно имеются и породы с возрастом, более древним, чем 2550 млн. лет. На это указывает и определение возраста обломочного циркона из пород араваллийского комплекса, показавшее 3500 ± 200 млн. лет (Crawford, 1970). Это дает основания считать уточненную схему Херона наиболее отвечающей имеющимся фактам, а время формирования отложений араваллийского комплекса ограничивать нижним протерозоем — от 2500–2600 до 2000 млн. лет (см. рис. 1).

Отложения араваллийского комплекса принадлежат к песчано-глинисто-сланцевой формации флишоидного характера.

В южной части складчатого пояса, а также в зоне линеамента Нармада-Сон докембрийские отложения, относящиеся к араваллийскому комплексу, обнажаются в нескольких разрозненных блоках, которые выступают из-под чехла, сложенного верхнепалеозойскими и мезозойскими осадочными породами и деканскими траппами. К такого типа образованиям принадлежат отложения серии Чампанер района Барода в штате Гуджерат, представленные толщей кварцитов, конгломератов, глинистых сланцев (филлитов) и кристаллических известняков. В качестве прослоев здесь, так же как и в араваллийской "системе", присутствуют марганецсодержащие породы. Метаморфизм толщи неравномерен и местами достигает амфиболитовой фации (Krishnan, 1968).

В Нармада-Сонской зоне к араваллийскому комплексу принадлежат складчатые толщи слюдястых сланцев, филлитов, конгломератов с прослоями мраморов, железистых и марганцовистых пород, обнажающиеся в районе г. Джабалпур. Эти толщи относятся к серии Биджавар, которая сопоставляется по возрасту с араваллийской системой (Crawford, Compston, 1970; Lakshmanan, 1968).

В некоторых районах Сингххума и в центральных провинциях, прилегающих к Нармада-Сонской зоне, в нескольких изолированных прогибах известны также дислоцированные толщи неравномерно, частью значительно метаморфизованных песчано-глинистых пород с горизонтами железистых и марганецсодержащих пород, объединяемые в несколько серий с местными названиями. Это серии Саколи, Чилпигат, Чайбаса и другие, сходные по составу с отложениями араваллийской системы. Для некоторых из них установлено более высокое стратиграфическое положение по отношению к толщам дхарварского комплекса, другие относятся к араваллийскому комплексу менее уверенно, так как для них были получены более "молодые" значения абсолютного возраста (Sarkar et al., 1967, 1969).

Делийский комплекс

К делийскому комплексу принадлежат отложения делийской "системы", широко развитые в горах Аравалли. Терригенно-глинистая толща делийских пород слагает вытянутую складчатую зону, протягивающуюся вдоль северо-западной окраины Араваллийского пояса и отделенную от нее крупным региональным разломом. Название "делийская система" было введено Хакетом и закрепилось после исследований Херона (Heron, 1953).

Долгое время геосинклинальные отложения делийского комплекса считались стратиграфическим аналогом куддапахских отложений платформенного чехла Индийской платформы (Krishnan, 1968). Однако геохронологические исследования последних лет показали, что отложения делийского комплекса являются более древними и почти не имеют аналогов среди комплексов платформенного чехла платформы. Единственный пример нескладчатых отложений, сопоставляющихся по возрасту с делийской системой, — гвалиорская серия. Кроме того, стратиграфическими аналогами делийских отложений являются серия Колхан, основные лавы Данджори, Далма и долериты Невер, ограниченно развитые в Сингххуме.

Делийская система несогласно залегает на более древнем араваллийском комплексе (см. рис. 1). В разрезе делийского комплекса выделяются две серии. Нижняя — альварская — состоит из аркозовых песчаников, гравелитов, конгломератов и кварцитов, а верхняя — аджабгарская — сложена филлитами, биотитовыми сланцами, кварцитами, известняками (иногда со строматолитами), кальцифирами. Общая мощность отложений делийской системы достигает 4500–6000 м. Метаморфизм пород делийской системы в целом незначительный, но местами в южной части пояса достигает эпидот-амфиболитовой фации (Mitra, 1970).

Возраст отложений делийского комплекса определяется как среднепротерозойский на основании того, что для прорывающих их гранитов рубидий-стронциевым методом получена датировка 1650 млн.лет. Кроме того, породы делийского комплекса прорываются нефелиновыми сиенитами Кишангарх, имеющими возраст 1490 ± 150 млн.лет, и более молодыми гранитами и пегматитами, для которых получена целая серия датировок — 950–1000, 850, 750, 650 и 580 млн.лет (Grawford, 1970). Уже указывался возраст доделийских-постараваллийских гранитов — 2030 ± 300 млн.лет.

Коррелируемые с делийской системой отложения платформенного чехла представлены слабо дислоцированными или горизонтально лежащими толщами песчаников и филлитов с прослоями известняков, горизонтами и sillами основных лав (Далма, Данджори, Невер). В Сингхбхуме эти отложения объединяются в серию Колхан, которая прорывается габбро, имеющими возраст 1470 млн.лет (Виноградов, Тугаринов, 1964; Sarkar et al., 1969). Аналогичный состав имеет гвалиорская серия выступа Бандельканд.

Комплекс Малани

Отложения комплекса Малани распространены ограниченно. Они известны только в северо-западной части Араваллийско-Делийского складчатого пояса в Западном Раджастхане (см. рис. 1).

В составе комплекса преобладают риолиты довольно однородного состава и текстуры и туфы. Среди последних преобладают пепловые разности, в разной степени сваренные (игнимбриты). Наблюдаются породы с флюидалным сложением (реоигнимбриты) и породы, близкие к ромбенпорфирам Норвегии (Rutten, 1965). С кислыми лавами ассоциируют многочисленные тела гипабиссальных интрузивных пород, представленных гранитами, гранофирами и микрогранитами. Совместно они образуют вулcano-плутонический комплекс специфического типа, характерного для орогенного этапа развития складчатых зон.

Возраст пород комплекса Малани 745 ± 10 млн.лет; это позволяет считать его верхнерифейским и коррелировать с верхними горизонтами виндийской системы платформенного чехла Индостана (Pichamuthu, 1971).

Глава 2

ПЛАТФОРМЕННЫЙ ЧЕХОЛ

Кристаллический фундамент Индийской платформы на значительных пространствах перекрыт слабо дислоцированными отложениями платформенного чехла. В состав отложений чехла входят докембрийские и фанерозойские отложения.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА

В пределах Индостанского шита на породах фундамента залегают разнообразные осадочные и вулканогенные породы докембрия, принадлежащие к платформенному чехлу. Комплексы этих пород, широко распространенные и выполняющие значительные по размерам синеклизы и впадины, принадлежат в основном к верхнему протерозою (рифей).

Более древние (нижне- и среднепротерозойские) нескладчатые комплексы чехла, коррелятные складчатым комплексам Араваллийско-Делийского пояса, развиты крайне ограниченно: только на южной и северной окраинах Банделькандского выступа, обращенных в первом случае к авлакогену Нармада-Сон, а во втором — непосредственно к складчатому поясу. Долгое время эти отложения, объединяемые в биджаварскую (на южной окраине Банделькандского выступа) и гвалиорскую (на севере) серии, считались разновозрастными. В обоих случаях они представлены маломощными (200–300 м) толщами поч-

ти горизонтально лежащих песчаников, вмещающих покровы и силлы основных лав. Исследованиями Кроуфорда и Компстона (Crawford, Compston, 1970) была, однако, показана принадлежность отложений биджаварской серии к более древнему комплексу, имеющему возраст 2400–2600 млн. лет, а гвалиорской – к более молодому, имеющему возраст 1815±200 млн. лет. Обе толщи залегают с несогласием на древних породах кристаллического фундамента (гнейсы Бандельканда) и перекрываются осадочными породами виндийского комплекса платформенного чехла. В соответствии с определениями возраста основных лав биджаварская серия считается платформенным аналогом араваллийского складчатого комплекса, а биджаварская – дельийского (Crawford, Compston, 1970).

Поскольку собственно араваллийский и дельийский комплексы являются складчатыми и рассматриваются отдельно, к нескладчатым комплексам платформенного чехла Индостанского щита могут быть отнесены лишь рифейские комплексы: куддапахский и виндийский. Вендский комплекс, объединяющий отложения пенджабской соляной серии и свиты Дходпур, известен только в пределах Североиндостанской плиты и обнажается главным образом в краевых частях зоны альпийского орогенеза Гималаев. В связи с этим этот комплекс ниже не рассматривается.

Куддапахский комплекс

Отложения куддапахского комплекса распространены во впадине Куддапа, в небольших, частью грабенообразных прогибах (например, Годавари) в Восточных Гатах, а также на южном борту Деканской амфиклизы.

В Куддапахской впадине к рассматриваемому комплексу относится нижняя часть "системы" Куддапа, состоящая из трех серий общей мощностью около 5600 м (Krishnan, 1968).

Нижняя серия (Папагни) состоит из конгломератов, песчаников, гравелитов, кварцитов и глинистых сланцев, которые выше сменяются толщей известняков и доломитовых известняков с прослоями глинистых сланцев. Средняя серия (Чейяр) в низах представлена песчаниками, кварцитами, конгломератами и гравелитами. Галька в конгломератах состоит из кварцитов нижележащей серии. Верхняя часть серии Чейяр состоит из глинистых сланцев, известняков и кремнистых пород. Среди отложений серий Папагни и Чейяр присутствуют пластовые интрузии основных пород. Верхняя серия (Налламалай) в низах сложена кварцитами, которые со слабым несогласием залегают на нижележащих породах серии Чейяр. Выше они сменяются глинистыми сланцами с прослоями кварцитов и известняков. В некоторых районах эти породы метаморфизованы до состояния филлитов.

В южном борту Деканской амфиклизы к куддапахскому комплексу относится серия Калдаги. Нижняя часть ее состоит из базальных конгломератов, песчаников и кварцитов, которые выше сменяются кремнистыми и глинистыми сланцами с мощными пачками мраморизованных известняков. Мощность этих пород 2400–3300 м. Верхняя часть серии состоит из кварцитов, глинистых сланцев с прослоями кремнистых гематитовых сланцев и конгломератов мощностью до 1000 м. Породы серии Калдаги прорываются мелкими телами гранитов и основных пород, в контакте с которыми они превращены в роговики и кристаллические сланцы. Данные о возрасте интрузий отсутствуют.

В долине р. Годавари к куддапахскому комплексу отнесена серия Пакал. Она состоит из глинистых сланцев, переслаивающихся с песчаниками и известняками, которые вверх по разрезу сменяются толщей песчаников. В разрезе серии Пакал наблюдаются горизонты железистых пород. Местами вблизи крупных разломов породы этой серии дислоцированы и несколько метаморфизованы.

Возраст отложений куддапахского комплекса ранее определялся по глаукониту калий–аргоновым методом. Для пород серии Пакал получен возраст 1330±

+53 млн. лет (Виноградов, Тугаринов, 1964). Кроме того, известны датировки рубидий-стронциевым методом для основных лав (от 1250 до 1400 млн. лет) и для кимберлитов, прорывающих ниже горизонты куддапахского комплекса, - 1340 млн. лет (Pichamuthu, 1971). Определения возраста, сделанные в последнее время рубидий-стронциевым методом из образцов основных пород нижней серии Куддапахского комплекса, дали 1700 млн. лет (Crawford, Compston, 1973). Отсюда следует, что куддапахский комплекс древнее виндийского.

Виндийский комплекс

Отложения виндийского комплекса выполняют обширную синеклизу в северной части Индостанского щита. Развитые здесь толщи осадочных пород выделяются в виндийскую "систему", которая издавна считается более молодой, чем Куддапахская, и по возрасту относится к верхнему докембрию (Krishnan, 1968).

В полном разрезе отложений виндийской системы выделяется несколько серий, разделенных перерывами и несогласиями. Нижняя часть отложений виндийского комплекса объединяется в серию Семри, которая начинается базальными конгломератами, залегающими с резким несогласием на кристаллических породах Банделькандского массива. Выше они сменяются известняками, аркозовыми песчаниками, глинистыми сланцами, порцелланитами. В верхах залегают известняки и глауконитовые песчаники, среди которых встречаются сланцы (горизонт Сукет) с отпечатками проблематичных органических остатков. Общая мощность отложений серии Семри 1110 м. Вышележащая серия Каймур начинается с горизонта кварцитов, залегающего с разрывом, а местами со слабым несогласием. Выше кварцитов следуют песчаники, аргиллиты, брекчии, которые опять сменяются кварцитами. Общая мощность серии 2000 м. Отложения серий Семри и Каймур объединяются в нижнюю часть виндийской системы (комплекса).

Верхняя часть виндийского комплекса также состоит из двух серий. Нижняя из них - серия Рева - сложена довольно грубыми песчаниками с прослоями глинистых сланцев и алмазонасных конгломератов. Песчаники серии Рева красноцветные, часто косослоистые. Мощность отложений этой серии 150-300 м.

Самая верхняя серия виндийского комплекса - серия Бандер - сложена красноцветными песчаниками и глинистыми сланцами с прослоями известняков и изредка конгломератов. Последние частично также являются алмазонасными. Встречаются прослой и жилы гипса. В песчаниках обычны следы ряби и трещины усыхания. Общая мощность слоев Бандер 450-1000 м.

К виндийскому комплексу принадлежат также отложения верхней Куддапахской впадины отложения серии Кистна представлены песчаниками, кварцитами и глинистыми сланцами. На них с разрывом залегают отложения серии Карнул, для которых характерно переслаивание песчаников и известняков. Мощность этих двух серий совместно около 1000 м.

В прогибе Годавари аналогом серии Кистна является серия Пенганга, сложенная известняками, глинистыми сланцами, кремнями и глауконитовыми песчаниками. Выше по разрезу здесь залегают серия Суллавай, являющаяся аналогом серии Карнул и представленная глинистыми сланцами, песчаниками и конгломератами.

На южной окраине Деканской амфиклизы к верхним горизонтам виндийского комплекса относится серия Бима, сопоставляемая с серией Карнул. Отложения серии Бима представлены толщей глинистых сланцев, песчаников и известняков мощностью около 350 м.

Значительную площадь занимают также отложения верхних горизонтов виндийского комплекса во впадине Чаттисгарх. Здесь выделяются две серии: ниж-

няя — Чандарпур — и верхняя — Райпур. Нижняя серия имеет мощность 780—800 м и представлена песчаниками, кварцитами, глинистыми сланцами, конгломератами. Верхняя серия сложена известняками, глинистыми известняками, глинистыми сланцами и кварцитовидными песчаниками. Мощность отложений этой серии 450 м.

Отложения виндийского комплекса в ряде мест вмещают дайки и силлы долеритов и других пород основного состава. В нижних горизонтах комплекса в отложениях серии Семри известны горизонты силицифицированных обломочных пород, ранее рассматривавшихся как туфы, а в последнее время как тиллитоподобные образования (Ahmad, 1962). Нижняя часть отложений виндийского комплекса, в частности песчаники серии Каймур, прорваны кимберлитами, слагающими крупную алмазоносную трубку Маджгаван, расположенную вблизи г. Панна. Возраст кимберлитов, определенный рубидий—стронциевым методом по флогопиту, оказался равным 1140 ± 12 млн. лет (Crawford, Compston, 1970).

Наиболее убедительные данные для определения возраста нижних горизонтов виндийского комплекса были получены калий—аргоновым методом по глаукониту (Тугаринов и др., 1965). Для песчаников серии Семри получены значения от 1070 до 1170 млн. лет, а серии Каймур — от 910 до 945 млн. лет. Эти данные дают возможность ограничивать время образования отложений виндийского комплекса рубежом 1200—1300 млн. лет. Верхний предел возраста остается неясным. Некоторые исследователи полагают, что верхние горизонты комплекса могут соответствовать даже нижнему палеозою (Krishnan, 1968). Большинство, однако, считает отложения виндийской системы докембрийскими, отвечающими главным образом средней и верхним частям верхнего протерозоя (риффея), но, возможно, захватывающими и часть нижнего риффея (Crawford, Compston, 1970).

ФАНЕРОЗОЙСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА

На породах фундамента Индийской платформы и местами на породах рифейского чехла полого залегают породы фанерозойского чехла. В последнем четко выделяются три комплекса пород: первый представлен Гондванской серией преимущественно континентальных осадочных пород с подчиненными эффузивами, второй — морскими осадками и третий — преимущественно вулканогенными породами — траппами.

Гондванская серия (верхний палеозой — мезозой)

Как уже отмечалось, консолидация фундамента Индийской платформы и начало перехода ее к платформенному этапу развития восходят к концу среднего протерозоя (2000 млн. лет). После формирования рифейского чехла платформы в нижнем и среднем палеозое (от кембрия до среднего карбона) на Индийской платформе наблюдается большой перерыв в накоплении осадков. Этот перерыв обусловлен крупной тектонической перестройкой земной коры, произошедшей на всем земном шаре.

В конце палеозоя в южном полушарии существовал еще, по-видимому, суперконтинент Гондвана, на котором преобладали однородные климатические условия и отлагались однотипные осадки (Кришнан, 1954; Krishnan, 1968).

Эпоха отложения осадков на Индийской платформе, как и всюду на древних платформах Южного полушария, началась в верхнем карбоне в условиях холодного климата, на что указывает наличие ледниковых отложений с валунами в основании разрезов. Здесь с конца карбона в перми, триасе, юре и начале мела отлагались толщи с преобладанием континентальных осадков Гондванской серии. Морские слои, развитые на севере платформы, имеют подчиненное значение. Вслед за ледниковыми валунными образованиями отлагалась мощная толща речных и озерных осадков с прослоями углей, содержащими многочисленные остатки папоротникообразных растений — *Glossopteris* и *Gongamopteris*. Район распространения этой флоры приурочен к области гондванского

оледенения или к сопредельным областям. Не раз остатки растений наблюдались непосредственно на горизонте тиллита (Криштофович, 1957; Вахрамеев, 1971). Главные роды глоссоптериевой флоры были встречены впервые в угленосных отложениях Индии.

Термин "Гондвана" был введен Медликотом в 1872 г., а впервые появился в печати в работе Фейстмантела (Feistmantel, 1876).

Гондванские породы были развиты, по-видимому, на большой площади платформы, но сохранились лишь во впадинах, с которыми связаны угленосные бассейны Индии. Главные из них приурочены к долинам рек Годавари, Дамодар, Сон, Нармада и Маханади. Отложения Гондванской серии встречаются также на восточном побережье Индии, в центральных провинциях, а также на о-ве Шри Ланка.

Гондванская серия на основании палеофитологических данных подразделяется на две части. Двухчленное деление было принято геологической службой Индии и поддержано Фоксом (Fox, 1931), изучавшим угольные месторождения Индии.

Нижнегондванская серия состоит из трех свит (снизу-вверх): Талчер, Дамуда (Дамодар) и Панчет. Верхнегондванская серия состоит также из трех свит: Махадева, Раджмахал и Джаббалпур. Граница между сериями проходит над свитой Панчет. Нижняя Гондвана характеризуется глоссоптериевой флорой, а верхняя — мезофитной флорой, богатой цикадовыми и бенетитами (Раджмахал) (Krishnan, 1968).

Нижнегондванская серия (мощностью до 3000 м) начинается верхнекаменноугольной свитой Талчер, связанной с материковым оледенением. В основании ее залегают тиллиты, выше — глинистые сланцы. Свита Дамуда представлена песчаниками и сланцами, слагающими баракарскую угленосную толщу (нижняя пермь), она содержит горизонт морских отложений — Умария; затем идет непромышленная толща песчаников и сланцев ("пустые пласты" верхней перми), а на них располагается раниганджская угленосная толща свиты Панчет, которая относится уже к нижнему триасу. Она залегают со слабым несогласием на толще пустых пластов, а иногда перекрывает баракарскую толщу.

Верхнегондванская серия начинается махадевской свитой, сложенной красноцветными песчаниками и глинами; возраст ее средне- и верхнетриасовый. Раджмахалскую свиту слагают покровы базальтовых лав и их туфы, переслаивающиеся с углистыми и глинистыми сланцами. Они относятся по возрасту к нижней и средней юре. Джаббалпурская свита сложена песчаниками, глинистыми и углистыми сланцами с пластами углей. Эти породы относятся к верхней юре и нижнему мелу.

С гондванскими отложениями связаны промышленные угольные месторождения Индии. Лучшие угольные пласты подчинены баракарской свите, но имеются угольные пласты в раниганджской свите и в верхнегондванской серии (Джаббалпур).

Отложения верхнегондванской серии известны также на о-ве Шри Ланка под названием свиты Таббова. Они состоят из песчаников, конгломератов, глинистых и углистых сланцев с прослойками известняков.

МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Морские комплексы

Вдоль западного и восточного краев Индийской платформы развиты прибрежно-морские отложения юры, мела, палеогена и неогена.

В северо-западной Индии юрские отложения выходят на поверхность в Каттаваре, Каче и Раджпутане. Юрские толщи здесь сложены известняками, песчаниками, гравеллитами и конгломератами.

Наиболее полный, фаунистически охарактеризованный разрез юрских отложений наблюдается в районе Кача. Он начинается отложениями батского яруса. В верхах разреза уже появляется фауна апта (нижний мел) (Krishnan, 1968).

Выходы юрских пород известны также на восточном побережье Индостанского полуострова у устья р. Годавари и близ Мадраса. Предполагается их существование на глубине в районе дельты р. Ганг.

Меловые отложения развиты вдоль восточного края Индийской платформы. На юге Тамилнада они представлены несколькими горизонтами с фауной альба, сеномана, турона, маастрихта и датского яруса; наиболее полный разрез известен в округе Тричинополи. Он сложен раковинными известняками, мергелями, песчаниками и глинистыми сланцами, которые представляют мелководно-морскую фацию. Их перекрывают известняки с фораминиферами эоцена. Общая мощность меловых и эоценовых пород около 2500 м.

Отложения эоцена развиты и в районе Кача, где они несогласно перекрывают верхнеюрские-нижнемеловые породы. Нижние слои представлены гипсоносными, пиритсодержащими и углистыми глинистыми сланцами; они перекрывают известняками мощностью более 100 м, содержащими остатки нуммулитов, иглокожих и другой фауны. На них залегают отложения олигоцена серии Нары, представленные известняками с пелециподовой и нуммулитовой фауной мощностью около 300 м. Слои падают по направлению к Аравийскому морю (Krishnan, 1968).

Выше залегают слои известняков, переслаивающиеся с пестрыми глинистыми сланцами и мергелями, которые Кришнан считает эквивалентными серии Гадж (миоцен).

На восточном побережье Индостанского полуострова близ устья р. Годавари на эоценовых породах залегают морские песчаники Куддалура, содержащие фауну верхнего миоцена и плиоцена.

Деканские базальты (траппы)

Деканские базальты занимают на Индийской платформе площадь 518 000 км². Они встречаются в районах Махараштра, Гуджарата, Мадхья Прадеш, Кача и части Декана¹, являясь наиболее широко распространенной формацией на платформе после архейско-нижнепротерозойских комплексов метаморфических и магматических образований. По мнению индийских геологов (Кришнан, 1954; Krishnan, 1968), значительная часть траппов была смыта эрозией, а первоначальная площадь их распространения, вероятно, превышала 1 250 000 км².

В стратиграфическом отношении деканские базальты делятся по Кришнану на три группы:

1) верхние траппы (мощность 450 м) встречаются в районе Бомбея и Катиавара, содержат многочисленные межтрапповые осадочные слои и горизонты вулканического пепла;

2) средние траппы (мощность около 1200 м) встречаются в Центральной Индии в штате Мадхья Прадеш; содержат многочисленные слои пепла в верхней части и практически лишены межтрапповых осадочных слоев;

3) нижние траппы (мощность около 150 м) встречаются в центральных провинциях и восточных районах, иногда содержат межтрапповые слои осадочных пород, но пепловые слои редки.

Мощность базальтов уменьшается на восток и возрастает на запад. По данным Бозе (Bose, 1972), мощность средних траппов на западе в окрестностях Бомбея превышает 2000 м. По сравнению с нижними траппами они содержат большее количество пирокластов, что говорит о возрастающей активности главной стадии извержения.

Базальты в Андхра-Прадеш, распространенные на юго-восточном побережье, некоторые авторы считают продолжением деканских траппов. Но эти базальты отделены от главной провинции Декан выходами докембрия.

¹ Они были встречены на некоторой глубине в буровых скважинах в Синде (Пакистан) на северо-северо-западе от Кутча (Bose, 1972).

Деканские траппы считаются продуктами трещинных излияний. Мало достоверных доказательств существования таких трещин; в долине р. Нармада дайковые тела могут быть рассмотрены как заполнения таких трещин. На это указывает также приуроченность карбонатитовой провинции Нармада-Сон к рифтовой зоне на окраине траппового поля.

Возраст деканских базальтов являлся долго объектом дискуссий. Суммируя стратиграфические доказательства возраста, Кришнан (Krishnan, 1968) утверждает, что их основание располагается в разных местах на морских слоях верхнего мела (датского яруса, сенона, турона и сеномана). Неморские осадки внутри траппов (межтрапповые слои) содержат остатки растений и рыб, которые относятся по возрасту к палеоцену.

Определения радиологического возраста базальтов, сделанные калий-аргоновым методом, приведенные Уеллманом и Мак Эллини (Wellman, McElhinny, 1970), дали цифры от 43 до 64 млн. лет. По-видимому, определения возраста базальтов основания показали 62 ± 2 млн. лет. Цифры 45,43 и 42 млн. лет показывают возраст верхних базальтов и более поздних риолитов. В последних цифрах Уеллман и Мак Эллини предполагают потерю радиогенного аргона, что несколько завышает возраст. Авторы считают, что лавы близ Бомбея имеют возраст 60 млн. лет и древнее.

Таким образом, возраст траппов Декана должен быть в основном палеоценовым; но излияния, вероятно, могли начаться в конце верхнего мела и закончиться в олигоцене.

Деканские траппы относятся к типу пород, которые были названы Вашингтонским (Washington, 1922) платобазальтами.

В то время, как на большей части площади своего развития деканские траппы принадлежат к толеитовым базальтам, в долине р. Нармада и особенно в районе западного побережья Индостана развиты породы различного состава. Это разнообразие проявляется не только в вулканитах, но и в плутонических и гипабиссальных породах (Zose, 1972). На западном побережье встречаются лавовые потоки и интрузивные массивы, состав которых изменяется от ультраосновных и основных пород до щелочных и кислых. Среди последних встречаются гранофиры, микрограниты, риолиты, фельзиты, риодациты, дациты, трахиты, туфы, игнимбриты и обсидианы (Subba, Rao, 1972).

Химический состав базальтов Декана изучался последние годы довольно интенсивно. Бозе свел данные многочисленных химических анализов. Мы приводим только часть из них (табл. 1).

В статье Прасада (Prasad, 1972) приводятся результаты петрохимического изучения траппов из района Линга в штате Мадхья Прадеш севернее Бомбея. Автор сделал вывод о толеитовом составе первичной магмы. Он дает следующее среднее значение состава изученных пород (в %): SiO_2 - 49,66; Al_2O_3 - 12,41; $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ - 14,06; MgO - 5,41; CaO - 10,21 и около 3% щелочей, среди которых преобладает Na.

Платобазальты (типа трещинных излияний) при сравнении с базальтами вулканов центрального типа обнаруживают более высокое содержание железа и титана, причем железо присутствует преимущественно в закисной форме. Магнезии и щелочей здесь также больше, что минералогически выражается в присутствии в платобазальтах энстатит-авгита вместо диопсид-авгита. Согласно приведенному нормативному составу (см. табл. 1), нижние траппы богаче в целом пироксенами, чем верхние. Общее содержание щелочей, так же как и ортоклаза, в верхних потоках больше, чем в нижних.

Чатерджи (Chatherjee, 1964) доказывал генетическую связь щелочных оливковых базальтов Индии с траппами Декана, он считал их продуктами дифференциации толеитовой магмы. Сукесвала и Полдерваарт (Sukheswala, Poldervaart, 1958) еще ранее приходили к такому же выводу.

Современные исследования траппов Декана дали множество новых находок щелочных пород. По мнению Субба Рао (Subba Rao, 1972), формирование щелочной магмы происходило локально и было приурочено к ослабленным

Таблица 1

Химический состав деканских траппов (в %) (Bose, 1972)

Окислы	Нижние траппы		Средние траппы	Верхние траппы
	Среднее из четырех анализов (Washington, 1922)	Среднее, класс А (Sukheswala, Poldervaart, 1958)	Среднее (Karkare, 1965)	Среднее, класс А (Sukheswala, Poldervaart, 1958)
SiO ₂	49,51	50,51	52,65	52,55
TiO ₂	2,34	2,85	1,70	2,56
Al ₂ O ₃	13,05	12,65	14,42	13,89
Fe ₂ O ₃	3,07	3,12	2,76	2,25
FeO	10,39	11,23	10,02	8,84
MgO	5,71	5,45	4,98	5,43
MnO	0,22	0,23	0,14	-
CaO	10,18	10,57	8,96	9,93
Na ₂ O	2,25	2,48	3,01	2,47
K ₂ O	0,51	0,61	1,08	1,52
P ₂ O ₅	0,37	0,35	0,28	-
H ₂ O	2,31	-	-	2,38
Сумма	99,81	100,05	101,00	99,44
Минералы	Нормативный состав			
Кварц	4,68	3,60	2,49	3,90
Ортоклаз	2,78	3,88	6,38	9,45
Альбит	18,86	20,43	25,66	20,96
Анортит	24,19	21,68	22,38	22,06
Диопсид	19,70	23,69	16,92	22,29
Гиперстен	17,65	15,59	17,72	12,84
Оливин	-	-	-	-
Магнетит	4,41	4,41	4,17	3,25
Ильменит	4,41	5,47	3,04	4,86
Апатит	0,93	0,91	0,67	-

тектоническим зонам (рифтам). Автор считает, что нет оснований для ассоциации щелочной оливин-базальтовой магмы с толеитовой магмой, которая является родоначальной для траппов Декана; он даже высказывает мысль о проявлении процессов щелочного метасоматоза.

Синха и др. (Sinha et al., 1968) провели геохимические исследования более 1000 образцов из обнажений и 200 керновых образцов нижних, средних и верхних базальтов Декана в пяти областях их развития (Нагпур, Паталнаки, Махабалесвар, Амба и Нипани). Было сделано 120 полных спектраль-

но-химических анализов. Рассеянные элементы определялись спектрографически в 200 образцах.

Изучение показало, что, несмотря на сходство минерального состава изучавшихся потоков по их вертикальным и горизонтальным профилям, они имеют тончайшие, но вполне достаточные для диагностики химические различия. Установлено, что ранее принятое представление о том, что Mg, Fe, Ca и Ti всегда наблюдаются у основания потока, а количество Si, Al, Na и K постепенно увеличивается к верхним слоям, неверно. На основе изучения отношения MgO/FeO , CaO/Na_2O и SiO_2/MgO установлено, что одни потоки более дифференцированы в верхних частях, а другие — в основании. Рассеянные элементы — Ba, Pb, Sr, V, Sc, Co, Ni, Cr, Li и Cu — распределены равномерно во всему потоку, а содержание Ga колеблется. Средний состав всех трех отделов траплов показывает постепенное уменьшение воды и щелочей и увеличение извести и магнезии от нижних к верхним горизонтам.

Синха и Тивари (Sinha, Tiwari, 1968), изучавшие геохимию вулканических пород Павагарха (штат Гуджарат), относят эти породы также к деканским платобазальтам. Состав серии следующий: толеитовые базальты, андезиты, муджириты, олигоклазовые базальты, латиты и трахитовые пехштейны. Установлено обогащение железом и щелочами на ранней стадии дифференциации.

Редкие элементы — Cr, Cs, Ni, V, Li, Co и Y — концентрируются на ранних стадиях дифференциации; In, Cu, Sr, Pb — на средних стадиях, а Ga, Ba (Sr) и W — на поздних. Zr и Mo связаны с определенными типами пород, особенно с трахитовыми пемзами и латитами. Последовательность выделения элементов следующая: Cr, Ni, Co, Sc, Y, Li, In, Cu, Sr, Pb, Ga, Sn и Ba.

Авторы делают вывод, что породы Павагарха являются хорошим примером сосуществования обоих типов магм — оливин-базальтовой и толеитовой.

Положение карбонатитовой провинции Нармада-Сон на окраине трапсового поля, там, где развиты щелочные оливиновые базальты Павагарха, позволяет предполагать генетическое родство пород щелочно-ультраосновных массивов со щелочными базальтами (Sukheswala, Udas, 1964).

Трапфы Декана изучались уже давно, они представляют большой интерес для решения ряда петрологических проблем, в том числе проблемы связи их с верхней мантией под континентом.

Траптовый магматизм — единственный процесс, который затрагивает одновременно огромные массы мантийного материала.

Бозе (Bose, 1972) считает деканскую траптовую провинцию в основном толеитовой. По его мнению, уникальный характер базальтам Декана придает обогащение их железом и титаном. С другой стороны, они беднее магнием и алюминием, чем в среднем основные породы. Высокое Fe/Mg в базальтах Декана указывает на более продвинутую стадию фракционирования по сравнению с нормальными базальтами. Содержание титана в деканских базальтах также больше, чем в океанических толеитах. Потоки, богатые мафическими минералами, распространены ограниченно вдоль западного прибрежного пояса. Такая ассоциация ультраосновных потоков с нормальными базальтами не уникальна для базальтов провинции Декана; в большинстве толеитовых вулканических провинций небольшая часть лав имеет пикритовый состав (Bose, 1972).

Доступные данные Индийского проекта верхней мантии указывают на наличие высокого теплового потока ($2,03 \pm 0,3 \mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$) в районах западного побережья Индостанского полуострова; они вполне сравнимы с данными по тепловым потокам океанических хребтов ($1,82 \pm 0,56 \mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$). Для континентальных районов получены иные значения ($1,43 \pm 0,56 \mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$). Это указывает на наличие активной мантии на относительно небольшой глубине в районах западного побережья. Возможная мощность гранитного слоя в районе Декана — 22,5 км, базальтового слоя — 18,5 км; таким образом, поверхность Мохо находится на глубине 41 км (Bose, 1972).

Разнообразие состава пород на западном побережье и большая мощность лав, вероятно, ассоциируют с наблюдающимся здесь возрастанием теплового

потока и близостью активной мантии. Пикритовые базальты здесь произошли, вероятно, в результате фракционирования материнской магмы оливин-толеитового состава. Незначительные количества кислых разновидностей могли кристаллизоваться из остаточных расплавов этой магмы. Фракционирование базальтов могло происходить под тонкой континентальной корой или внутри океанической коры. На западном побережье мощность континентальной коры, по-видимому, сильно уменьшалась; местами она могла даже отсутствовать.

Другой областью, где континентальная кора достигала, вероятно, незначительной мощности, является простирающаяся широтно вдоль северной границы провинции Декан зона Нармада-Сон, которая представляет собой, по-видимому, рифтовую зону, что подтверждается также открытием вдоль этой зоны карбонатитово-щелочных комплексов.

На напряженный характер коры в Декане может указывать происшедшее 11 декабря 1967 г. в Кайнагаре, в центре Декана, землетрясение (Mithaya, Subramaniam, 1969). Оно, вероятно, произошло вдоль линии сброса северо-восточного простираения. Его возникновение авторы связывают с оживлением тектонической активности вдоль глубинных разломов, которые в свое время служили подводными каналами для внедрения траппов.

Глава 3

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ИНДИЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ, ИХ СТАНОВЛЕНИЕ И РАЗВИТИЕ

Индийская платформа — одна из крупных древних платформ Южного полушария. Ее фундамент слагают метаморфические и плутонические породы докембрия, выступы которого образуют Индостанский щит в южной части полуострова (рис. 2). Северная часть платформы, примыкающая к Альпийско-Гималайскому складчатому поясу, представляет собой плиту, в пределах которой докембрийский фундамент погружен на глубину от 1 до 3 км.

Самыми древними структурами Индийской платформы являются чарнокитовые пояса, развитые в южной части Индостанского щита (Долгинов и др., 1973). Они сложены гнейсами чарнокитовых серий крайнего юга Индии, Восточных Гат и о-ва Шри Ланка. Для этих пород уже получены радиологические определения возраста, давшие цифры более 3000 млн. лет (3260, 3765 млн. лет Crawford, 1969). Для чарнокитовых поясов характерны интрузии гиперстеновых гранитов (чарнокитов), анортозитов и гипербазитов. В пределах чарнокитовых поясов гранитизация не сопровождалась образованием купольных структур, и поэтому они смогли сохранить свою первичную линейную складчатую структуру. Здесь широко проявились повторный метаморфизм, термальная активизация и радиологическое "омоложение".

Чарнокитовые пояса в южном полушарии являлись древнейшими ослабленными зонами земной коры, которые продолжали существовать на протяжении последующей истории геологического развития. Вдоль них в рифейское и раннепалеозойское время происходили процессы тектоно-магматической активизации. В связи с этим их часто рассматривали как более молодые складчатые пояса (Яншин и др., 1966). Весьма вероятно, эти пояса сыграли существенную роль в процессе разобщения континентов, начавшемся в мезозое.

Формирование протофиолитовых толщ чарнокитовых поясов может рассматриваться как начальная стадия образования базальтового слоя коры океанического типа; последующее развитие в громадных масштабах процессов гранитизации приводило к созданию гранитного слоя коры.

Стадия развития земной коры, приведшая к образованию чарнокитовых поясов, может быть сопоставима с "лунной стадией" развития Земли, намеченной в последнее время Е.В. Павловским и М.З. Глуховским (1973). Эта стадия,

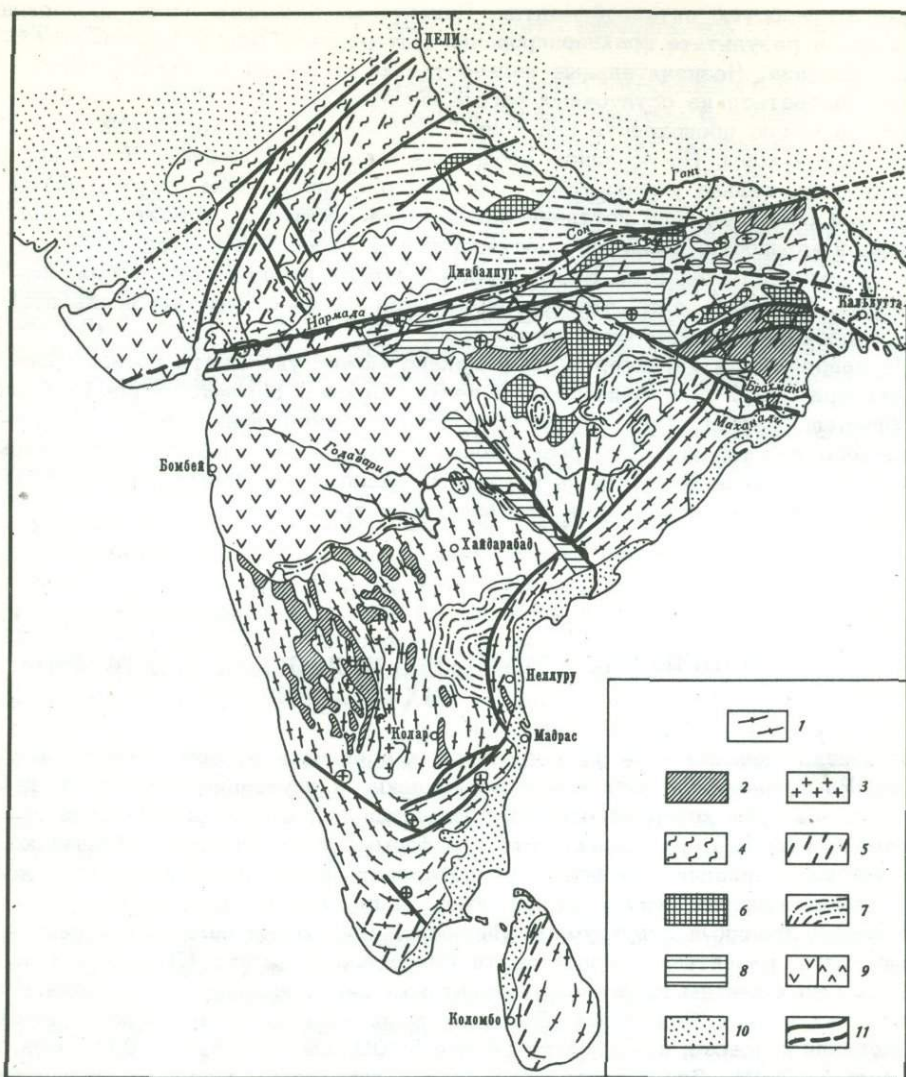


Рис. 2. Схема тектоники Индийской платформы

1 - додхарварский (нижнеархейский) кристаллический фундамент; 2 - дхарварские (верхнеархейские) складчатые пояса; 3 - последхарварские гранитоиды; 4 - протерозойские складчатые пояса (Аравалли-Делийский, Малани); 5 - зоны тектоно-магматической активизации. Платформенный чехол: 6 - нижне-среднепротерозойские впадины; 7 - верхнепротерозойские впадины (Куддапа и Виндийская). Фанерозойские платформенные структуры: 8 - гондванские грабенообразные прогибы; 9 - амфиклизы, заполненные трапами верхнего мела и палеогена; 10 - краевые прогибы, заполненные мезо-кайнозойскими отложениями; 11 - крупнейшие разломы

по мнению выделивших ее авторов, представляет самую раннюю планетарную стадию, завершившуюся на Алданском щите на рубеже 4,5-4,7 млрд. лет.

Кора гранитного типа слагает более поздние структуры Индостанского щита, представляющие собой складчатые овалы или овоиды (Долгинов и др., 1973). Эти сложные структуры жесткого гнейсового фундамента, как их описывают Л.И. Салоп (1970) и Г.И. Каляев (1970), представляют собой купола различных размеров, сложенные древнейшими гнейсами различного про-

стирания, возраст которых определяется цифрами до 3000 млн. лет и более. К ним относятся гнейсы Полуострова южной части Индостанского щита.

В составе комплекса гнейсов Полуострова наличие додхарварских образований доказывается прямыми геологическими наблюдениями — залеганием дхарварских пород в синклинорных структурах, обрамленных гнейсами, и присутствием в дхарварских конгломератах гальки этих гнейсов (Sreenivas, Srinivasan, 1968; Моралев, Перфильев, 1972).

В северной части Индостанского щита к таким структурам относятся Бандекалькандский выступ фундамента и Сингхбхумский блок (см. рис. 2), в пределах Восточных Гат — структуры, сложенные гнейсами Безвода, Кайлаза и др.

Жесткое гнейсовое основание Индийской платформы было позже расколото на блоки системой узких извилистых трогов, в которых образовались линейные складки дхарварского комплекса, так называемые зеленокаменные пояса. Возраст комплекса верхнеархейский (3000–2500 млн. лет).

Узкие синклинорные структуры и крутопадающие моноклиналильные чешуи Дхарвара локализируются в штате Майсур на юге Индийской платформы между складчатыми гнейсовыми овалами, сложенными породами Додхарвара. Такие зеленокаменные пояса очень типичны для многих древних щитов (например, для Западно-Австралийского) (Колотухина и др., 1974). Узкие сжатые линейные складки поясов субмеридионального простирания осложнены складками более высоких порядков, в том числе и поперечными, имеющими субширотное и северо-западное простирание. Крылья складок, особенно восточные, часто оборваны продольными взбросами, что придает структурам моноклиналильный характер.

В северной части Индостанского щита, в Сингхбхумском блоке, дхарварский комплекс слагает крупную синклинорную структуру субширотного простирания. Дхарварский комплекс залегает здесь с угловым несогласием на древнем метаморфическом комплексе, который относится к Додхарвару.

Додхарварские купола инъецированы более поздними гранитоидами. Такие гранитоиды прорывают также Дхарвар. Наиболее крупную структуру этого типа представляет многофазный массив Клоцепетских гранитоидов (2400–2000 млн. лет).

Более молодым структурным элементом Индийской платформы (2500–1700 млн. лет) является Араваллийско-Делийский складчатый пояс, располагающийся в ее северо-западной части (см. рис. 2). Этот пояс не был захвачен процессами массовой гранитизации, что сближает его в этом отношении с нижнепротерозойским поясом Гвианид и с верхнерифейско-нижнепалеозойскими складчатыми поясами Байкалид.

Принадлежность отложений араваллийско-делийского комплекса к песчано-глинисто-сланцевой формации флишоидного характера и наличие в пределах складчатого пояса выступов фундамента позволяют относить Араваллийско-Делийский прогиб к типу эпикратонных геосинклиналей, характерных для структур ограничения древних платформ. Завершение собственно геосинклинального этапа развития Араваллийско-Делийского прогиба ознаменовало собой окончательный переход к платформенному режиму (около 1600–1700 млн. лет назад).

В состав Араваллийско-Делийского пояса входят три складчатых комплекса: Аравалли, Дели и Малани. Кроме того, он заключает в себе несколько выступов фундамента, сложенных породами комплекса полосчатых гнейсов, сопоставляемого с Додхарваром.

Начало формирования платформенного чехла Индийской платформы восходит к концу нижнего протерозоя. Платформенным аналогом араваллийского комплекса является серия Биджавар, а делийского комплекса — серия Гвалиор. Но остатки этого чехла сохранились плохо.

Формационный характер и сравнительно небольшие мощности разновозрастных толщ в зоне Нармада-Сон позволяют думать, что в период образования араваллийского комплекса эта зона не представляла собой геосинклинального прогиба. Складчатые толщи араваллийского комплекса здесь быстро переходят

в нескладчатые платформенные отложения серии Биджавар, выходящие на южной окраине выступа Бандельканд (Crawford, Compston, 1970). Это позволяет рассматривать зону линеамента Нармада-Сон в араваллийское время как прогиб типа авлакогена, заложившегося в начальную стадию развития платформенного чехла одновременно с развитием араваллийского прогиба.

Верхнепротерозойский (рифейский) чехол сохранился шире в отрицательных структурах Индийской платформы (впадина Куддапа, Виндийская впадина и ряд более мелких впадин).

В Куддапахской впадине, примыкающей с запада к Восточно-Гатскому чарнокитовому поясу, отложения серии Куддапа залегают в основном горизонтально. Дислокации наблюдаются в восточной зоне и в зонах, связанных с глыбовыми подвижками. При этом образовались линейно-вытянутые асимметричные складки. Примеры такого типа дислокаций платформенного чехла в Куддапахской впадине приводятся Нарайанасвами (Narayanaswami, 1966).

Виндийская синеклиза, представляющая собой самую крупную отрицательную структуру чехла Индийской платформы, располагается в пределах северного блока Индостанского щита, примыкая одной стороной к Банделькандскому выступу, а другой — к Араваллийско-Делийскому складчатому поясу.

Фанерозойский платформенный чехол сохранился в грабенообразных прогибах, заполненных отложениями серии Гондвана, и юрскими трапами, во впадинах, заполненных трапами верхнемелового палеогенового возраста, и в серии краевых прогибов с отложениями мезо-кайнозоя.

Грабенообразные прогибы М.В. Муратов (1964, 1972) относит к системам авлакогенов. Их образование он связывает с глубинными разломами в фундаменте, заложившимися в раннюю стадию формирования платформы. Они ограничены более поздними разломами.

М.В. Муратов (1964) выделяет в пределах Индостанского щита четыре ряда (системы) гондванских авлакогенов. Самая длинная система вытянута в широтном направлении от долины Дамодар на западе через штат Бихар, где с ними связан Дамудский угольный бассейн, до крупной Сатпурской впадины в Центральной части платформы. Муратов дал название этой системе авлакогенов — Сатпурско-Дамодарская. Все эти грабенообразные впадины ограничены разломами.

Вторая система — Чаттисгарх-Маханадийская — ответвляется от первой на юго-восток. Она состоит из ряда асимметричных грабенов, оборванных разломами.

В третью систему входит очень сложная глубокая Годаварская грабенообразная впадина, на севере перекрытая трапами Декана. Вероятно, на севере под покровом траптов она соединяется с Сатпурско-Дамодарской системой, представляя также ее ответвление (Муратов, 1964).

Особое место занимает Раджмахалский авлакоген, ограниченный большим разломом на западе. Он заполнен отложениями верхнегондванской серии, представляющими чередование вулканогенных и угленосных осадков юры. Муратов рассматривает этот авлакоген как северное ответвление Сатпурско-Дамодарской системы.

Большой интерес представляет тектоническая природа Деканской впадины. Эту впадину, как нам представляется, следует отнести к типу "амфиклизы", выделенному недавно М.В. Муратовым (1972) на примере Тунгусской впадины. От синеклиз древних платформ амфиклизы отличает очень сложное строение. Их формирование связано с оживлением системы разломов, "которые служили путями проникновения огромных масс магматических продуктов, играющих первостепенную роль в заполнении впадины..." "Прогибание впадины сопровождалось проявлением интенсивного вулканизма и накоплением вулканогенно-осадочных толщ огромной мощности" (Муратов, 1972, стр. 64).

Кроме формирования чехла, платформенный этап развития Индостана характеризуется также образованием, начиная с нижнего рифея, зон тектономагматической активизации. В эти зоны были вовлечены и переработаны раз-

ные участки складчатого фундамента Индийской платформы архейского и ниже-среднепротерозойского возраста и отдельные участки чехла. Для них типичны проявления полиметаморфизма и радиологического "омоложения", обусловленные повышенной проницаемостью их для магматических расплавов, связанной с развитием целого ряда глубинных долгоживущих разломов. Такие зоны в пределах Индийской платформы в значительной мере наследуют положение более древних тектонических шовных структур (например, авлакогена Нармада-Сон, Восточно-Гатского чарнокитового пояса) и в свою очередь иногда наследуются более молодыми рифтовыми зонами (например, палеогеновый рифт Нармада-Сон).

Для зон тектоно-магматической активизации характерно приуроченное к ним развитие палингенно-метаморфогенных пегматитов, а также карбонатитов. Изотопные определения возраста минералов из пегматитов и вмещающих пород свидетельствуют об одновременности отдельных фаз пегматитообразования с фазами наложенного метаморфизма. Интервал времени проявления этих фаз соответствует 1600-450 млн.лет.

Формирование метаморфогенных пегматитов в зонах активизации Индийской платформы можно связывать (Моралев, 1973₂) с горизонтальными движениями. Зоны активизации ориентированы поперечно по отношению к осям спрединга; они являются границами блоков консолидированной континентальной коры, испытавших впоследствии горизонтальные перемещения.

Рифейские зоны тектоно-магматической активизации, весьма вероятно, вообще влияли на взаимное положение разделяемых ими докембрийских континентальных блоков, и последние, возможно, испытали некоторые горизонтальные перемещения вдоль этих зон. Но этот процесс не получил такого мощного планетарного развития, какое имело место в конце мезозоя. Такого же мнения придерживается В.И. Хаин (1973), который считает, что процессы спрединга дна океанов и смещения континентальных глыб в горизонтальном направлении, устанавливаемые по данным палеомагнетизма для последних 200 млн.лет существования Земли, могли происходить и в более отдаленные геологические эпохи вплоть до докембрия.

Многие исследователи, в том числе Кроуфорд (Crawford, 1969, 1970_{1,2}), неоднократно указывали на пространственную связь Индии с Австралией, Африкой и Антарктидой, которая была нарушена только в конце мезозоя.

Кроуфорд (Crawford, 1969, 1970_{1,2}) считает, что в архее Индостан и Австралия, были связаны воедино: блок Сингхбхум Индостана - с ядром Пилбара Западной Австралии и Южно-Деканское ядро - с ядром Йилгарн. Позже эти блоки были отделены друг от друга зоной глубинных долгоживущих разломов, вдоль которой могли развиваться процессы тектоно-магматической активизации в рифейское время (рис. 3). Эти разломы заложились вдоль ослабленных зон, сложенных на обоих континентах чарнокитовыми породами. При распаде суперконтинента Гондваны в конце мезозоя вдоль этой ослабленной зоны произошло раскол и отделение континентов друг от друга.

Автор указывает на большое сходство в геологическом строении Индостана, о-ва Шри Ланка и Австралии.

Особенный интерес в этом отношении представляет сравнение западной краевой части блока Йилгарн с самой южной частью Индии и с о-вом Шри Ланка. Линеамент Дарлинг, проходящий в краевой части Западной Австралии на протяжении около 1000 км, имеет очень древнее заложение; он периодически испытывал "омоложение", в рифее вдоль него развивалась зона тектоно-магматической активизации. То же самое справедливо для о-ва Шри Ланка и для южной оконечности Индостанского щита в штате Керала. Наложенные процессы метаморфизма, достигающие амфиболитовой и гранулитовой фаций в Западной Австралии в блоке Нортгемптон, имеют возраст 1040 млн.лет, а в блоке Луин-Натуралист - 680 млн.лет (Crawford, 1969). Такой же возраст имеют ретроградный метаморфизм и мигматизация в восточной части о-ва Шри Ланка, где породы в амфиболитовой фации имеют возраст 1150 млн. лет,

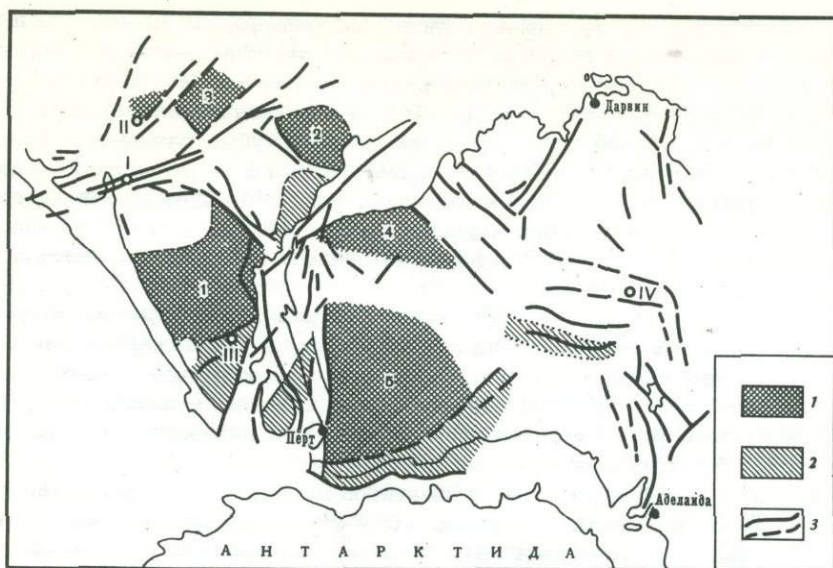


Рис. 3. Схема положения Индостана в архее по отношению к Австралии и к Антарктиде (Crawford, 1970)

1 - архейский фундамент; 2 - чарнокитовые пояса; 3 - разломы. Выступы фундамента: 1 - Южно-Деканский; 2 - Сингхбхумский; 3 - Бандельканд; 4 - Пилбара; 5 - Йилгари. Карбонатиты: I-IV: I - Амба-Донгар; II - Невания; III - Каратти; IV - Стренджуйс-Рейндж

а гранулиты - 670 млн. лет. Интрузии гранитоидов сходного возраста и мегматиты известны как в западной части Западной Австралии, так и в южной и юго-восточной Индии (Восточные Гаты) и на о-ве Шри Ланка. Кроуфорд полагает, что мысы Луин и Натуралист на юго-западном окончании Австралии были непосредственно связаны с оторвавшимся в этом месте о-вом Шри Ланка.

Таким образом, изучая докембрийские структуры Индостана, о-ва Шри Ланка и Западной Австралии, Кроуфорд (Crawford, 1969, 1970^{1,2}) пришел к выводу, что в конце мезозоя Индостан и Шри Ланка оторвались от Австралии и испытали горизонтальное перемещение, в основном к северу навстречу с Азией. Этот вывод вполне согласуется с новейшими данными палеомагнитных измерений, полученных по многим разрезам траппов Декана (Wensink, Klootwijk, 1971; Verma, Mital, 1972; Pal, Bhimasankaram, 1972; Wensink, 1973).

Упомянутые данные показывают, что во время деканской вулканической активности субконтинент Индостан двигался к северу со скоростью в среднем около 10 см в год. Движения субконтинента согласуются с меридиональным спредингом дна Индийского океана. Установлено, что за это время Индостан продвинулся на север на 23° (Verma, Mital, 1972).

Очень интересную, хотя и спекулятивную картину связи траппового вулканизма и горизонтального перемещения континентальных глыб на примере Индостана, рисует Ахмад (Ahmad, 1972). Он считает, что вдоль глубинных разломов с конца мезозоя образовывались "рифтовые долины", а базальты изливались на континенты по обе стороны от рифтов. Постепенно эти рифтовые долины расширялись и переходили в стадию Красного моря, а позже - в Атлантическую стадию, обусловившую разобшение континентов все дальше и дальше, так что эффузии базальтов уже не достигали континентов. Вместо них возникали подводные излияния толеитовых базальтов на дне океана и образовывались срединно-океанические хребты.

На Индийской платформе можно выделить пять зон тектоно-магматической активизации в порядке убывающей возрастной последовательности.

1. Восточно-Гатская зона (см. рис. 2), в пределах которой развит Неллурский пегматитовый пояс и карбонатиты и нефелиновые сиениты штата Тамилнад. Восточно-Гатский чарнокитовый пояс, сложенный породами Додхарвара, здесь претерпел процессы многократного наложенного метаморфизма и пегматитообразования. Радиологические определения возраста пегматитов, сделанные рубидий-стронциевым, калий-аргоновым и свинцовым методами, дали цифры 1600, 1490, 1100 и 620 млн.лет. Радиологическое определение возраста карбонатита Коратти показало 720 ± 30 млн.лет.

Таким образом, развитие этой зоны активизации происходило на протяжении периода времени от нижнего до верхнего рифея.

2. Бихаро-Сингхбхумская зона активизации, в северной части которой располагается Бихарский пегматитовый пояс.

Пегматитовые тела подчинены простиранию пород додхарварского комплекса нижнего архея. Зона активизации имеет субширотное простирание (см. рис. 2). Радиологические определения возраста пегматитов, произведенные калий-аргоновым и рубидий-стронциевым методами, дали цифры 1100, 970, 860 млн.лет, что указывает на средне-верхнерифейский возраст активизации. Оруденение Сингхбхумского медного пояса также, возможно, связано с процессами тектоно-магматической активизации того же возраста.

3. Раджастхано-Делийская зона активизации, к которой приурочен крупный пегматитовый пояс, протягивающийся от Джайпура до Удайпура с северо-востока на юго-запад. Процессам рифейской тектоно-магматической активизации здесь подверглись породы араваллийско-делийского складчатого комплекса (нижнего и среднего протерозоя). Радиологические определения возраста (калий-аргоновый и рубидий-стронциевый методы) дали цифры: 1300, 1200, 1100, 1000, 940, 860, 579 млн.лет.

В юго-западной части зоны известны также массивы карбонатитов и нефелиновых сиенитов. Возраст карбонатитов массива Невания - 959 ± 24 млн. лет.

4. Южно-Индостанско-Шриланкская зона активизации, являющаяся, как отмечается выше, аналогом Западно-Австралийской краевой зоны и, возможно, представлявшей собой ее западную ветвь в рифейское время. На о-ве Шри Ланка развиты чарнокитовые гнейсы, являющиеся аналогами южноиндийских чарнокитовых гнейсов Додхарвара. Как те, так и другие прорываются гранитами и пегматитами, радиологические определения возраста которых дают цифры 700, 600, 538, 500, 487, 439 млн.лет.

5. Самая молодая зона тектоно-магматической активизации - зона линеамента Нармада-Сон, располагающаяся вдоль долин рек тех же названий. Линеамент Нармада-Сон, известный также как Великий пограничный разлом, представляет собой систему крупных долгоживущих разломов глубинного заложения субширотного простирания. В зоне Нармада-Сон складчатые толщи араваллийского комплекса быстро переходят в нескладчатые отложения их платформенных аналогов. Это позволяет рассматривать зону Нармада-Сон в нижнем протерозое как прогиб типа авлакогена (?), заложившийся в начальную стадию развития платформенного чехла одновременно с развитием араваллийского геосинклинального прогиба. В зоне линеамента Нармада-Сон породы фундамента неоднократно на протяжении последующей геологической истории подвергались повторным процессам наложенного метаморфизма.

Длительность развития этой тектонической зоны доказывается также проходившей здесь границей распространения пермо-карбоновой морской фауны, не проникавшей далее на юг, и гондванской флоры, не распространявшейся севернее этой границы. В это время здесь могло существовать крупное

асимметричное поднятие, ограниченное глубинными разломами. Позже линеамент Норманда-Сон уже представлял собой пограничную зону рифтового типа, в пределах которой размещение вулканических аппаратов и массивов щелочно-ультраосновных пород контролировалось разломами второго порядка. В кайнозой эта зона характеризовалась большой проницаемостью для вулканических проявлений и повышенной сейсмичностью. Все отмеченные факторы указывают на большое сходство зоны линеамента Норманда-Сон с рифтовыми системами Восточной Африки. Это сходство усугубляется тем, что к последним также приурочена палеогеновая провинция щелочно-ультраосновных пород и карбонатов (Колотухина и др., 1964).

Мощное развитие траппов Декана в западной Индии указывает на то, что структурное положение зоны отрыва Индостана от Восточной Африки и, по-видимому, от Мадагаскара, было резко несогласным по отношению к структурам фундамента.

Для западного побережья Индостана характерно широкое развитие даек того же возраста, что и траппы Декана (Crawford, 1970₂). В центре траппового поля п-ова Катиавар располагается крупный кольцевой комплекс пород ультраосновного-щелочного состава. Эту кольцевую структуру Кроуфорд рассматривает как часть еще большей кольцевой структуры, которая возникла в результате куполообразования (сводов образования) у разветвления Восточно-Африканской и Нармада-Сонской рифтовых систем.

Кроуфорд продолжает линеамент Нармада-Сон на Австралийский континент, соединяя его с грабеном Фицрой. Последний, по его мнению, представляет собой самую западную часть рифтовой зоны, которая пересекает центральную часть Австралии в бассейне Амадиес, продолжается на юг в озеро Эйр и далее вплоть до грабена Южно-Австралийского залива. К этой рифтовой зоне приурочена первая находка карбонатита Австралии в хребте Стренджуэй к северо-востоку от г. Алис-Спрингс (см. рис. 3).

Все изложенное говорит о том, что вплоть до конца мезозоя п-ов Индостан и о-в Шри Ланка вместе с крупными материками Африкой, Австралией и Антарктидой, о-вом Мадагаскар и другими мелкими островами этой части Индийского океана (например, Сейшельские острова) могли входить в состав единого континента. Таким континентом была, вероятно, гипотетическая Гондвана.

Глава 4

НЕКОТОРЫЕ ГРАНИТОИДЫ ИНДИЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ПРОБЛЕМА СВЯЗИ С НИМИ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Основное внимание уделяется нами гранитоидам, пространственно или генетически связанным с редкометальными пегматитами. Некоторые исследователи (Кузнецов, 1964, 1971; Шмакин 1968, 1970; и др.) рассматривают мусковитовые пояса, в том числе и индийские, как образования, генетически связанные с "автохтонными гранитами подвижных поясов", и относят их к "мигматитам амфиболитовой фации древних платформ" (по классификации Ю.А. Кузнецова).

Большая часть редкометальных пегматитов тесно связана в Индии с полями мусковитовых пегматитов и по существу неотделима от них. Естественно предположить, что они ассоциируют с одними и теми же гранитами. Б.М. Шмакин (1973_{1 2}) подчеркивает общность материнских гранитов, мусковитовых и редкометально-мусковитовых пегматитов и отмечает, что это крупнозернистые пегматоидные граниты с полосчатой текстурой, сложенные (в порядке преобразования) следующими минералами: калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, кварцем, биотитом, реже роговой обманкой. Структура породы порфирированная (или порфиробластическая), реже равномернозернистая. Всяду эти по-

роды богаты щелочами (сумма K_2O и Na_2O до 8%) при примерно одинаковом их количестве. В Индии к этим гранитам относят и так называемые купольные гнейсы. Как исключение допускается (Шмакин, 1968) и метаморфическое происхождение мусковитовых пегматитов, но при этом подчеркивается, что главная их часть связана с породами амфиболитовой фации не генетически, а парагенетически.

Однако исследованный нами литературный материал показал, что по структурному положению, геологическому возрасту, текстурно-парагенетическим особенностям, минеральному и химическому составам на Индийской платформе отчетливо выделяются две группы гранитоидов: гранитоиды фундамента ¹ Индийской платформы и гранитоиды зон тектоно-магматической активизации. С обоими группами пространственно, а иногда и генетически связаны определенные пояса, поля и месторождения редкометалльных и редкометалльно-мусковитовых пегматитов, характеризующиеся своими специфическими особенностями.

Гранитоиды фундамента Индийской платформы

Гранитоиды фундамента Индийской платформы расположены в пределах развития кристаллических пород архея — дхарварского (более 3 млрд. лет) и дхарварского (2600–2300 млн. лет) комплексов.

В районе штата Майсур отложения среднего (хосурская серия) и верхнего (сулекерская серия) Дхарвара объединены. С последхарварской эпохой гранитизации, которая была здесь проявлена очень широко, связано образование гранитоидов фундамента Индийской платформы. Они имеют верхнеархейский возраст (от 2900 до 2300 млн. лет) и развиты в ее Южно-Центральной части (см. рис. 2). Наиболее представительными из них являются плутон Клосепет и сопровождающие его штоки — Читолдарг, Арсикера, Хаздарг, Субраманья и Наганна (Subrahmanya, Naganna, 1972) показали, что некоторые штоки на глубине соединяются между собой и, возможно, с главным плутоном. Плутон Клосепет ($77^{\circ}-77^{\circ}30'$ и $12^{\circ}15'-14^{\circ}15'$ В) располагается среди дхарварских сланцев и архейских "гнейсов Полуострова" (абсолютный возраст 2584 ± 40 млн. лет). Площадь плутона около 900 км². В выходах — это цепочка гребней с отвесными склонами, падение контактов от 50 до 90°. Плутон имеет удлиненную форму, длина его 300 км, ширина 20 км. Длинная ось массива соответствует простиранию пояса дхарварских сланцев. Реликты сланцев, гранитизированные в той или иной степени, находятся среди гранитоидов, слагающих штоки и плутон.

Зона перехода от "гнейсов Полуострова" к гранитам Клосепет характеризуется образованием включений (полос) розового аплита и жил пегматита.

Плутон Клосепет сложен серыми и розовыми гранитами, между которыми наблюдаются постепенные переходы. Их химический и минеральный составы показаны в табл. 2–4. Сумма кварца и полевых шпатов в гранитах составляет в среднем 94,5% (табл. 4), из них основная доля приходится на калиевый полевой шпат (табл. 3). Последний представлен микроклином, который часто замещает ранее образованный плагиоклаз и слагает порфиробласты. Данные граниты являются микроклиновыми. Исследования Рао (Rao et al., 1972) показали, что мирмекит и микроклин образовались метасоматическим путем. Химический и минеральный составы указывают на их анатектическое происхождение. Так, состав штока Хаздарг является переходным между составом батолита Клосепет и составом "гнейсов Полуострова" (табл. 3), представляя собой промежуточную стадию изменения последних. Это подтверждается их минеральным составом. Например, содержание кварца и полевого шпата составляет в гранитоидах плутона Клосепет около 82%, в гранитах Хаздарг 32%,

¹ В этом разделе будут охарактеризованы лишь некоторые из них.

Таблица 2

Химический состав гранитоидов различного возраста и структурного положения Индии

Массив и разно- видность гранитоидов	Окислы											
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅
Гранитоиды фундамента Индийской платформы, возраст 2600-2000 млн. лет												
Клосепет, серые (11)*	70,13	0,27	12,86	0,67	1,52	0,12	2,63	2,47	4,39	4,57	0,33	0,35
" розовые (8)	70,44	0,24	12,41	0,46	1,47	0,08	2,78	2,99	4,41	4,31	0,33	0,29
Читалдарг (3)	70,77	0,31	12,25	0,69	1,19	0,09	2,08	3,06	4,64	4,55	0,21	0,54
Хоздарг (2)	71,61	0,64	12,81	0,63	0,86	0,15	3,41	1,99	5,30	0,80	1,04	0,51
Граниты зон активизации, возраст 950-700 млн. лет												
Кала Пахар (1)	71,31	0,07	14,57	0,51	1,28	Сл.	0,78	2,03	3,48	5,18	0,33	-
Сингхбхум (4)**	72,75	-	15,35	0,25	0,90	-	0,48	1,90	5,05	3,08	-	0,01
" (1)	73,30	0,33	15,27	0,58	0,73	-	0,26	1,87	3,02	4,58	-	0,06
" (1)	74,64	0,30	13,07	1,09	1,59	-	0,78	1,69	3,69	2,99	-	0,18
" (3) Чайбэси	75,41	0,30	13,46	0,41	0,44	0,17	1,03	0,74	4,22	3,91	0,44	0,04
" (3) "	74,09	0,14	13,48	0,43	0,67	0,13	1,70	1,07	3,82	3,81	0,76	0,09
Нормальный гранит	72,0	0,15	14,3	1,0	1,50	-	0,66	1,45	3,16	4,70	-	-
Щелочной гранит	74,1	0,09	12,6	1,7	1,00	-	0,30	0,60	4,90	4,10	-	-

Таблица 2 (окончание)

Массив и разно- видность гранитоидов	Окислы	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{MgO}}$	$\frac{\text{FeO}}{\text{MgO}}$	$\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{CaO}}$	$\frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{CaO}}$	$\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{K}_2\text{O}}$	$\frac{\text{CaO}}{\text{MgO}}$	$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO}}$	$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Fe}}$	$\frac{\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}}{\text{MgO}}$	$\frac{\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}}{\text{CaO}}$	Литературный источник

Гранитоиды фундамента Индийской платформы, возраст 2600-2000 млн. лет

Клосепет, серые (11)	27	0,6	1,8	1,8	1,0	0,9	0,4	0,3	3,4	3,6	Rao et al., 1969
" розовые (8)	25	0,5	1,5	1,4	1,0	1,1	0,3	0,2	3,1	2,9	Там же
Читалдарг (3)	34	0,6	1,5	1,5	1,0	1,5	0,6	0,4	4,4	3,0	"
Хоздарг (2)	21	0,3	2,7	0,4	6,6	0,6	0,8	0,4	2,0	3,0	"

Граниты зон активизации, возраст 950-700 млн. лет

Кала Пахар (1)	91	1,7	1,7	2,6	0,7	2,6	0,4	0,7	11	4,2	Ghosh, 1971
Сингхбхум (4)	151	1,9	2,7	1,6	1,6	4,0	0,3	0,2	17	4,3	Basak, 1969
" (1)	282	2,8	1,6	2,4	0,7	7,2	0,8	0,4	29	4,0	Sah et al., 1968
" (1)	96	2,0	2,2	1,7	1,2	2,2	0,7	0,4	8,5	3,9	"
" (3) Чайбэси	72	0,4	5,7	5,3	1,1	0,7	0,9	0,5	8	11	Roonwall et al., 1968
" (3) "	44	0,4	3,6	3,6	1,0	0,7	0,6	0,4	4,5	7,1	"
Нормальный гранит	103	2,3	2,2	7,1	0,7	2,2	0,7	0,4	12	5,4	Бейс А.А., 1968
Щелочной гранит	247	3,3	8,1	6,8	1,2	2,0	1,7	0,7	30	15,0	"

* В скобках - количество анализов.

** Район Кионджгархарт.

Таблица 3

Количественный минеральный состав и содержание некоторых микроэлементов в гранитоидах Индии

Массив и разновидности пород	Количественный минеральный состав				Содержание микроэлементов, г/т							
	кварц	калиевый полевой шпат	альбит (олигоклаз)	мафические	Li	Rb	Cs	Ga	U	Y	Zr	Sr
Гранитоиды фундамента платформы												
Клосепет, серые (7) *	35,2	49,1	10,60	3,13	-	171	1,6	48	3,1	-	-	130
" , розовые (4)	32,1	49,6	12,50	2,96	-	164	1,2	43	2,9	-	-	117
Читалдарг (5)	37,3	42,18	15,06	3,58	-	60	0,5	40	1,1	-	-	170
Хоздарг	24,98	6,7	40,90	23,40	-	196	4,7	-	7,6	-	-	196
Полуостровные гнейсы	14,0	5,4	46,7	34,7	-	119	3,9	-	1,4	-	-	-
Гранитоиды зон активизации												
Кала Пахар, "а" (1)	36,94	30,50	25,90	-	-	-	-	-	-	-	-	-
" "в" (1)	27,85	40,50	25,08	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сингхбхум (44) **	27,00	26,00	42,40 ***	3,6	28	-	-	21,1	7,6	32	197,5	494
" (1)	27,50	37,10	26,50	8,7	-	-	-	-	-	-	-	-
" (1)	36,30	37,30	19,00	-	-	-	-	-	-	-	-	-
" (3)	17,00	14,73	68,59	-	-	-	-	51	-	21	46	34
" (3)	16,75	23,56	47,52	-	-	-	-	57	-	49	62	51

Таблица 3 (окончание)

Массив и разновид- ности пород	Содержание микроэлементов, г/т			Отношение микроэлементов							Литературный источник
	Th	K	Pb	$\frac{K}{Rb}$	$\frac{Th}{U}$	$\frac{U}{K} \cdot 10^4$	$\frac{Th}{K} \cdot 10^4$	$\frac{K}{Cs} \cdot 10^4$	$\frac{Rb}{Sr}$	$\frac{Pb}{U}$	
Гранитоиды фундамента платформы											
Клосепет, серые (7)*	19,8	$3,9 \cdot 10^4$	48	236	7,2	0,7	5,3	3,1	2,1	18,5	Rao et al., 1969
" , розовые (4)	16,8	$3,7 \cdot 10^4$	43	234	5,5	0,8	4,6	4,1	1,2	14,7	"
Читалдарг (5)	6,0	$3,8 \cdot 10^4$	40	576	6,2	0,3	-	3,7	0,3	-	"
Хоздарг	24,8	$0,6 \cdot 10^4$	-	31	3,3	12,19	-	0,13	-	-	"
Полуостровные гнейсы	2,4	0,5	-	42	1,9	2,73	-	0,13	-	-	"
Гранитоиды зон активизации											
Кала Пахар, "а" (1)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Ghosh, 1971
" "в" (1)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	"
Сингхбхум (44)**	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Basak, 1969
" (1)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Saha et al., 1968
" (1)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	"
" (3)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Roonwall, 1972
" (3)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	"

*В скобках - количество анализов.

**Район Кионджхаргарт.

***Плагиоклаз № 13-19.

"а" - центральная часть массива.

"б" - периферическая часть массива.

Таблица 4

Сравнение некоторых показателей по гранитам фундамента и зон активизации Индийской платформы (в %) *

Компоненты	Граниты фундамента			Граниты зон активизации		
	от	до	среднее	от	до	среднее
КПШ+кварц	79,48	84,30	81,83	31,73	73,60	57,00
КПШ+плагиоклаз+кварц	94,2	94,9	94,5	93,27	100,00	95,00
КПШ/кварц	1,1	1,5	1,3	0,8	1,4	1,1
КПШ/кварц+плагиоклаз	0,8	1,0	0,9	0,2	0,7	0,5
Сумма щелочей	8,72	9,19	8,96	6,67	8,66	7,80
Na ₂ O	4,39	4,64	4,44	3,02	5,05	4,00
K ₂ O	4,31	4,57	4,47	2,99	6,63	3,90
Отношения суммы щелочей к MgO	2,0	4,4	3,2	4,5	29,0	13,0
То же к CaO	2,9	3,6	3,1	3,9	11,0	5,3

* Таблица составлена по данным авторов, указанных в табл. 2 и 3.

а в "гнейсах Полуострова" 20%, в то время как плагиоклаза в клосепетских гранитах всего 10–12,5% (альбит и альбит-олигоклаз), в гранитах Хаздарг около 41% (альбит-олигоклаз), а "гнейсах Полуострова" почти 46% (табл. 3).

Все это наряду с текстурно-парагенетическими особенностями и некоторыми геологическими факторами, иллюстрируя промежуточный состав гранитов Хаздарг, указывает на метаморфогенное происхождение гранитов Клосепет и сопровождающих их штоков.

Рао считает, что граниты Клосепет образовались за счет замещения и перекристаллизации "гнейсов Полуострова" в твердом состоянии.

Рунвол (Roonwall, 1972) показал, что последние стадии становления гранитоидов Клосепет характеризуются обогащением такими элементами, как торий, рубидий, калий и др. Для этих гранитов характерно высокое отношение тория к урану. Некоторые исследователи считают, что столь высокое отношение тория к урану свидетельствует о метасоматическом происхождении гранитоидов.

Пегматиты, сопровождающие эти граниты, иногда несут ториевую минерализацию. С гранитоидами фундамента Индийской платформы связаны пегматиты Майсурского пегматитового района, которые описаны в соответствующем разделе.

Гранитоиды зон тектоно-магматической активизации

Образование гранитоидов этих зон связано с процессами эпиплатформенного орогенеза и тектоно-магматической активизации. Гранитоиды и сопровождающие их пегматиты в зонах активизации располагаются среди пород верхнего докембрия (возраст пород от 700¹ до 1000–1150 млн. лет), представленными различными кристаллическими сланцами, гнейсами и другими породами кианит (дистен)-силлиманитовой фации. Константы гранитов с вмещающими породами как резкие, так и постепенные. Изменения вмещающих пород, не всегда четко проявленные, выражаются в окварцевании и мусковитизации.

¹ Наиболее молодые граниты в Раджастхане (Mehta, Pande, 1971) имеют постделийский возраст (≈ 735 млн. лет) и секут доделийские граниты и пегматиты.

С гранитоидами зон тектоно-магматической активизации в пределах Индийской платформы пространственно ассоциируют наиболее интересные в практическом отношении пегматитовые поля, пояса и месторождения, в том числе: Неллурский пегматитовый пояс (1600–1400 млн.лет), Бихарский (950–800 млн.лет), Раджастханский (950–700 млн.лет) и Южно-Индийско-Цейлонский (550–450 млн.лет).

Поскольку объем работы не позволяет подробно остановиться на описании гранитоидов всех зон активизации, мы выбрали гранитоиды, с которыми ассоциируют пегматиты Бихарского пегматитового пояса и Сингхбхумского пегматитового поля. Этот выбор оправдывает себя тем, что данные пегматиты имеют (на современной стадии изученности) наибольшее практическое значение в отношении редких элементов (Zr, Li, Nb, Ta, U и др.).

В пределах Бихарского пегматитового пояса и прилегающих к нему районов развиты многочисленные выходы гранитоидов, относящиеся к единому крупному батолитовому комплексу Чота-Нагпур, в том числе и плутоны Кала-Пахар и Сингхбхум, которые сопровождаются редкометальными пегматитами.

Плутон Кала-Пахар, недавно описанный Гхош (Ghosh, 1971), представляет собой в плане силл сигмоидальной формы с выступом, замкнутым в восточной части. Площадь плутона 32 км². Он располагается непосредственно в центральной части Бихарского пегматитового пояса и является конкордантным, а местами дискордантным по отношению к вмещающим его породам. Последние представлены догранитным метаморфическим комплексом, в котором наиболее развиты слюдяные сланцы, кварциты, амфиболиты, кальциевые гранулиты и другие породы. Рифейский возраст гранитов Кала-Пахар подтверждается данными определения абсолютного возраста (940–900 млн.лет). Минеральный и химический составы гранитов Кала-Пахар показаны в табл. 2 и 3. Краевые и центральные части массива несколько разнятся по составу (см. табл. 2).

Главными породообразующими минералами этих гранитоидов являются кварц, полевые шпаты (плаггиоклаз и микроклин или микроклин-пертит), биотит и эпидот. Акцессорные минералы представлены ильменитом, магнетитом, зеленой роговой обманкой, ортитом, мусковитом и турмалином. Калиевый полевой шпат в центральной части массива несколько преобладает над плаггиоклазом, но в периферической их содержание почти одинаково – разница всего в 5% (тогда как в гранитоидах фундамента калиевый полевой шпат превышает содержание плаггиоклаза в три-четыре раза). Мусковит и турмалин также характерны для краевой части плутона (если в центре турмалина – 0, а мусковита – 1%, то в краевой части соответственно в пять-шесть раз больше). Пегматиты ассоциируют непосредственно с краевыми частями гранитоидов, располагаясь как в эндо-, так и экзоконтактах (см. рис. 7) и несут такие редкие минералы, как берилл, тантало-ниобаты, лепидолит, мусковит, амблигонит, редко сподумен и др. По последним данным Б.М. Шмакина (1973), мусковит из этих пегматитов содержит мельчайшие включения тантало-ниобатов (размер частиц 100–150 Å). Подобные явления отмечались нами ранее (Топунова, 1969) для мусковита и касситерита из пегматитов северо-востока.

Сингхбхумский батолитовый комплекс (22°11' – 22°33' С и 85°38' – 86°19' В). Общая площадь Сингхбхумского батолитового комплекса 1280 км². Этот комплекс, состоящий из отдельных крупных и мелких интрузивных тел (более 10), также имеет рифейский возраст (950–900, до 1140 млн. лет). Разница в возрасте свидетельствует о длительном, многофазном формировании гранитоидов (Saha, Rao et al., 1971), которое вообще характерно для гранитоидов зон тектоно-магматической активизации.

Массивы, входящие в состав батолитового комплекса, сложены биотитовыми гранитами, гранодиоритами, двуслюдяными адамеллитами, биотитовыми трондьемитами, лейкогранитами и др. Преобладающее развитие имеют адамеллиты. В районе Кионджгархарт гранитоиды Сингхбхумского комплекса пред-

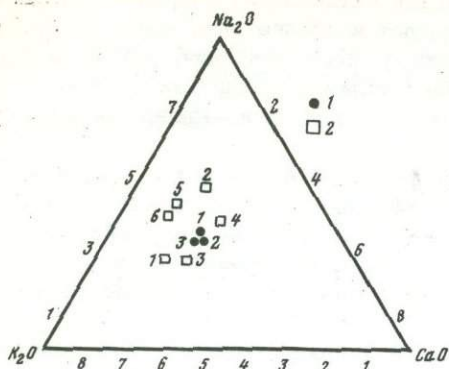


Рис. 4. Диаграмма K_2O-Na_2O-CaO для гранитов зон активизации и фундамента Индийской платформы

1 — граниты фундамента (средние данные); 2 — граниты зон активизации (средние данные)

ставлены светлыми массивными биотитовыми адамеллитами, преимущественно порфирированными, которые секутся интрузиями микроадамеллита.

Отсутствие ксенолитов вмещающих пород и другие особенности позволяют считать их выходами центральной части единого большого плутона. Среднее содержание кремнезема в этих гранитоидах составляет 72,75 %, а содержание суммы щелочей колеблется от 7,7 до 8,5 % при отношении Na_2O к $K_2O = 1,6$. Отношение SiO_2/MgO колеблется от 103 до 248 (среднее 178), т.е. эти граниты стоят между нормальными и щелочными гранитами (по Гольдшмидту, это отношение соответственно равно 80 и 282).

Адамеллиты района имеют минеральный состав по данным 44 анализов, который показан в табл. 3 и 4. В отличие от гранитоидов Кала-Пахара, количество плагиоклаза в них более значительное — 42,4 %, а номер его колеблется от 13 до 19. Анализ элементов-примесей Сингхбхумского гранитного комплекса (Saha et al., 1968) показал, что они, особенно в третьей фазе, несут такие элементы, как литий, рубидий, фосфор, уран, галлий, иттрий и др. При этом содержание галлия и урана в 3-й фазе выше в полтора-два раза по сравнению с его содержанием в 1-й фазе, а содержание лития и рубидия существенно не меняется. Отмечается ненормально низкое (для данных гранитов) содержание иттрия (максимально 32 и 49 г/т). Исследования Д.Минеева свидетельствуют о том, что такие содержания характерны для гранитоидов, обедненных кремнеземом. В данном случае это не подтверждается, так как гранитоиды Сингхбхумского комплекса богаты SiO_2 (см. табл. 2). Рунвол (Roopwall, 1972) отмечает, что иттрий в них коррелируется с галлием там, где содержание последнего больше (т.е. в последних фазах) и несколько выше содержание иттрия.

Исследования Рунвола, Саха и других геологов (Roopwall, 1972; Saha et al., 1968) поставили под сомнение изверженное происхождение гранитоидов Сингхбхума. Они считают, что гранитоиды образовались метасоматическим путем.

Сопоставление всех приведенных выше данных свидетельствует прежде всего о том, что гранитоиды, с которыми пространственно и местами генетически связаны в Индии редкометальные и редкометально-мусковитовые пегматиты, неоднотипны. Гранитоиды фундамента платформы и гранитоиды зон тектоно-магматической активизации имеют свои специфические особенности.

Рассматриваемые гранитоиды фундамента Индийской платформы, представленные преимущественно микроклиновыми гранитами, отличаются (в приведенных здесь примерах) постоянством химического и минерального составов (см. табл. 2, 3 и рис. 4).

Гранитоиды зон тектоно-магматической активизации, представленные в основном адамеллитами, отличаются значительно меньшим постоянством состава. Породы эти более кислые, чем гранитоиды фундамента, и при этом сумма калиевого полевого шпата и кварца составляет не 82%, как в гранитоидах

фундамента, а только 57%. В гранитоидах зон активизации значительно возрастает роль плагиоклаза и уменьшается сумма щелочей (почти на 1%). Резко отличается также отношение суммы щелочей к MgO и CaO ; оно в четыре раза выше, чем в гранитоидах фундамента в отношении к MgO и в 1,7 раза — в отношении к CaO (см. табл. 4). На диаграмме K_2O-Na_2O-CaO породы фундамента (см. рис. 4) занимают совершенно определенную площадь треугольника, характеризуя все то же постоянство состава, в то время как граниты зон активизации разбросаны более широко на площади треугольника, но в пределах той же части фигуры. Такой разброс значений характерен (Raju, Rao, Krishna, 1972) для гранитоидов метаморфогенного происхождения, которое и предполагается некоторыми исследователями (Roonwall, 1972).

Для микроклиновых гранитов фундамента характерно высокое отношение тория к урану и низкое — урана к калию, а для плагиоклазовых гранитов зон активизации — низкое отношение тория к урану и высокое — урана к калию. Отмечается, что геохимические особенности гранитоидов увязываются с особенностями сопровождающих их пегматитов. Так, с адамеллитами Бихарской зоны активизации связаны пегматиты Бихарского пегматитового пояса, которые представлены в основном лепидолит-альбитовыми телами, где главным литиевым минералом является лепидолит и, кроме того, в промышленно ценных концентрациях содержатся такие минералы, как берилл, тантал-ниобаты и различные урановые минералы. С микроклиновыми же гранитами фундамента платформы связаны главным образом микроклиновые и менее микроклин-альбитовые пегматиты, в которых литиевые минералы либо отсутствуют либо представлены небольшим количеством сподумена, амблигонита и очень редко лепидолита.

Необходимо оговориться, что приведенные здесь данные по гранитоидам носят предварительный характер и требуют дальнейшего подкрепления химико-минералогическими исследованиями, тем более, что граниты плутона Клосепет и сопровождающих его штоков рассматриваются некоторыми исследователями (в том числе В.М. Моралевым) как одна из последних фаз становления гранитоидов фундамента.

ЭНДОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Глава 5

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОСНОВНЫХ
РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПРОВИНЦИЙ ИНДИЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Закономерности размещения редкометального оруденения на древней Индийской платформе представляют большой интерес. Выявление редкометальных провинций, приуроченных к тектоническим структурам различного возраста, представляется важным как в научном, так и в практическом отношении.

Большинство редкометальных провинций Индии связано с докембрийскими структурами Индийской платформы (рис. 5). На этой древней платформе хорошо выделяются две крупные группы провинций, характеризующиеся специфическими особенностями развития: 1) металлогенические провинции кристаллического фундамента и 2) металлогенические провинции активизированных областей.

К первой группе относится одна провинция — Майсурская, в которой можно выделить две субпровинции — собственно Майсурскую и Коларскую.

Майсурская провинция связана с областью развития архейских тектонических структур (додхарварского и дхарварского комплексов) гранито-гнейсовых овалов и зеленокаменных складчатых поясов.

Додхарварские образования, слагающие складчатые овалы, инъцированы более поздними гранитоидами; наиболее крупным из массивов является многофазный массив клосепетских гранитоидов (2400–2000 млн. лет). К этим образованиям в штатах Майсур и Тамилнад приурочена провинция мусковитовых и редкометальных пегматитов, содержащих берилл и тантало-ниобаты. Эти пегматиты в отношении редких элементов еще недостаточно изучены, и их экономическое значение неясно.

К узким синклинорным структурам Дхарвара и крутопадающим моноклиналинм чешуям, локализующимся между гранито-гнейсовыми овалами Додхарвара, приурочены золоторудные месторождения, представленные стратиформными рудными телами, залегающими согласно с амфиболитовыми сланцами Дхарвара и имеющими такое же субмеридиональное простирание. На месторождении Колар эти тела, сложенные золото-кварцевыми и золото-сульфидно-кварцевыми рудами, содержат теллур.

Наибольший интерес как в теоретическом, так и в практическом отношении представляет вторая группа — металлогенические провинции активизированных областей. Здесь выделяется шесть провинций: Восточно-Гатская; Бихарско-Сингхбхумская; Орисская; Восточно-Раджастханская; Южно-Индийско-Шриланкская и Нармада-Сонская. В некоторых из них локализируются месторождения, обязанные своим происхождением первичным процессам формирования осадочных или магматических пород и не связанные с активизацией. Участие наложенных процессов активизации для таких месторождений сказывается иногда в перераспределении рудного вещества.

В пределах Восточно-Гатской провинции развиты: древнейший (> 3000 млн. лет) чарнокитовый пояс Восточных Гат, гранито-гнейсовые овалы и в меньшей степени остатки синклинорных структур зеленокаменных поясов. Здесь наблюдаются также глубокие долгоживущие разломы, вдоль которых происходили мощные процессы тектоно-магматической активизации, начавшиеся в нижнем рифе и закончившиеся в венде.

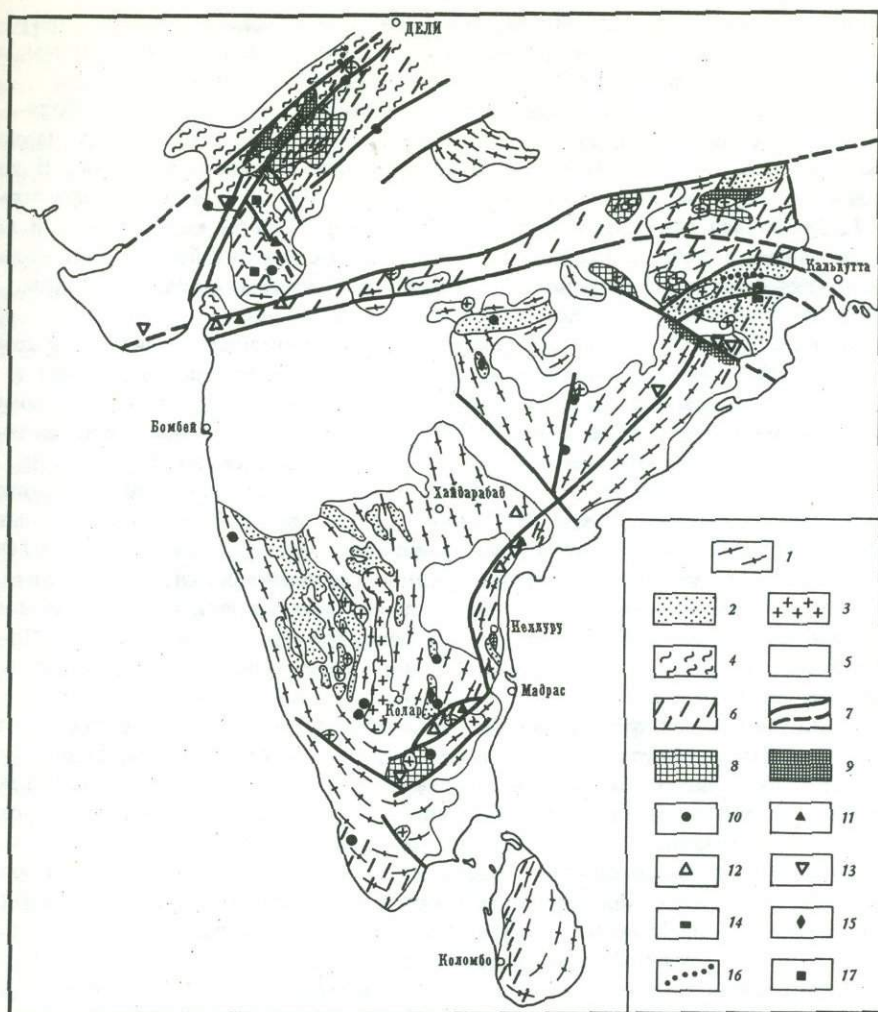


Рис. 5. Схема размещения эндогенных редкометалльных месторождений на Индийской платформе.

1 - додхарварский (нижнеархейский) кристаллический фундамент; 2 - дхарварские (верхнеархейские) складчатые пояса; 3 - последхарварские гранитоиды; 4 - Араваллийско-Делийский складчатый пояс; 5 - платформенный чехол; 6 - зоны тектоно-магматической активизации; 7 - крупнейшие разломы. Эндогенная редкометалльная минерализация: 8 - районы распространения пегматитовых проявлений; 9 - пегматитовые пояса; 10 - пегматитовые поля и отдельные месторождения; 11 - группы карбонатитовых тел; 12 - единичные карбонатитовые тела; 13 - массивы нефелиновых сиенитов; 14 - титаномагнетитовые (с ванадием) месторождения; 15 - золото-теллурические месторождения и рудные поля; 16 - пояса медно-сульфидных оруденений (с селеном и теллуром); 17 - полиметаллические (с кадмием) месторождения

В Восточно-Гатской провинции хорошо изучен Неллурский пояс слюдяных пегматитов, который прослеживается с север-северо-запада на юг-юго-восток на протяжении около 100 км при ширине 12-24 км. Собственно редкометалльные пегматиты занимают в этом поясе значительно меньшие площади. Пегматиты содержат берилл, тантало-ниобаты, в некоторых из них отмечается содержание урана и редких земель. Формирование пегматитов, по-видимому,

происходило в несколько фаз. Определения радиологического возраста пегматитов, сделанные свинцовым, рубидий-стронциевыми и калий-аргоновым методами, дали цифры 1600, 1490, 1100, 620 и 550 млн. лет.

В Восточно-Гатской металлогенической провинции выделяется карбонатитовая субпровинция Тамилнад, приуроченная к зоне разломов между чарнокитовым поясом Восточных Гат и областью гранито-гнейсовых овалов. В этой зоне развиты комплексы щелочных пород и карбонатитов предвандского возраста (720 ± 30 млн. лет). Довольно хорошо изучены здесь карбонатиты и нефелиновые сиениты района Тирупаттур, а среди них массив Коратти, в котором минерализация представлена пироксеном, апатитом и магнетитом (см. рис. 18).

В Бихарско-Сингхбхумской металлогенической провинции выделяются две субпровинции: Бихарская и Сингхбхумская. Эти субпровинции приурочены к нижнеархейским метаморфическим породам Додхарварского складчатого комплекса. В северной части располагается Бихарский пегматитовый пояс, который тянется в субширотном направлении на протяжении около 125 км, при ширине до 55 км (см. рис. 6). Пегматитовые тела подчинены простиранию пород додхарварского комплекса. Радиологические определения возраста пегматитов (калий-аргоновый и рубидий-стронциевый методы) дали цифры 1100, 970, 860 млн. лет, что указывает на средне-верхнерифейский возраст активизации. Пегматиты Бихарской субпровинции являются главным поставщиком в стране бериллия, берилл здесь часто извлекается попутно со слюдой. Помимо бериллия, в пегматитах отмечается присутствие лития, ниобия, урана и редких земель.

В Сингхбхумской субпровинции вблизи Сингхбхумской зоны смятия встречаются пегматиты, практическое значение которых пока невелико. В пределах зоны смятия, имеющей субширотное простирание и протяженность около 180 км, расположены медно-сульфидные месторождения Сингхбхумского медного пояса, а к югу от зоны смятия — месторождения ванадистых титано-магнетитов. Стратиформные медно-сульфидные рудные тела подчинены простиранию пород додхарварского комплекса. Промышленное оруденение приурочено к поперечным сколовым структурам. Медные руды содержат селен, теллур, уран, висмут и никель. Возраст оруденения неизвестен, но проведенные исследования изотопов серы позволили Гхошу (Chosh, 1972) достаточно убедительно обосновать гипотезу о метаморфогенно-гидротермальном генезисе оруденения, что не исключает возможного участия в его формировании процессов средне-верхнерифейской активизации. Месторождения ванадистых титаномагнетитов Сингхбхумской субпровинции представлены линзообразными рудными телами и жилами, залегающими в габбро и оливинсодержащих породах. Хотя месторождения расположены в пределах области активизации, генетически оруденение связано с габбро и сопутствующими ему основными и ультраосновными породами и процессы активизации являются по отношению к оруденению вторичными (наложенными).

В Орисской провинции находится недавно открытый Бхола и Бхатнагаром (Bhola, Bhatnagar, 1971) пегматитовый пояс. Он прослеживается с северо-запада на юго-восток от района Сургайя (штат Мадхья-Прадеш), через Джайпур в Самбайпур-Дхенкенаал (штат Орисса). Его общая протяженность свыше 300 км. По составу и возрасту слагающих его пегматитов он близок к Бихарскому пегматитовому поясу.

В Восточно-Раджастханской металлогенической провинции выделяются две субпровинции: пегматитовая и карбонатитовая.

Пегматитовые тела приурочены к породам Аравалийского складчатого пояса (нижнего-среднего протерозоя), но они имеют значительно более молодой возраст. Радиологические определения возраста (калий-аргоновый и рубидий-стронциевый методы) дали цифры: 1300, 1200, 1100, 1000, 940, 860, 579 млн. лет. Пегматиты прослеживаются на значительном протяжении около 320 км, от Джайпура до Удайпура с северо-востока на юго-запад,

образуя Раджастханский пегматитовый пояс, имеющий среднюю длину до 96 км. Это в основном слодоносные пегматиты; редкометалльные пегматиты имеют подчиненное значение. Пегматиты богаты как редкометалльными минералами, так и драгоценными камнями. Недавно пояс занимал первое место в Индии по добыче берилла, уступив его в настоящее время Бихарскому поясу.

В Раджастханской карбонатитовой субпровинции известны пока один массив щелочных пород и карбонатитов Невания и несколько мелких тел карбонатитов (см. рис. 5, 14). Массив Невания залегает среди гранито-гнейсов архея, но радиологические определения его возраста дали цифру 959 ± 24 млн. лет; таким образом он связан с верхнерифейской тектоно-магматической активизацией.

В этой субпровинции расположен район Завар, руды которого имеют полигенетическое происхождение. В последнее уремя получила признание гипотеза осадочно-вулканогенного генезиса рудных залежей Завара с последующим перераспределением рудного материала в процессах метаморфизма и тектоно-магматической активизации.

Полиметаллические руды Завара содержат кадмий, сурьму, мышьяк и висмут. Рудные тела представлены в виде залежей, согласных с напластованием пород, рудных штоков, столбов, а также в виде минерализованных зон и жил.

С процессами тектоно-магматической активизации связано также, по-видимому, формирование месторождений медного пояса Кхетри, приуроченного к среднепротерозойскому комплексу Дели.

Медно-сульфидные месторождения пояса Кхетри (см. рис. 5) прослеживаются в субмеридиональном направлении на расстоянии около 80 км. Оруденение представлено стратиформными пластообразными залежами с медно-сульфидной минерализацией. Протяженность отдельных залежей от 125 м до 2,5 км. Действующих рудников в поясе Кхетри пока еще нет, но высказываются соображения о его больших потенциальных возможностях.

Южно-Индийско-Шриланкская металлогеническая провинция охватывает крайнее южное окончание Индостанского полуострова и о-в Шри Ланка. На о-ве Шри Ланка, как отмечалось, развиты гнейсовые комплексы, сооставляемые с гнейсами додхарварского комплекса Южной Индии. Их прорывают граниты и пегматиты, радиологические определения возраста которых (калий-аргоновый метод) дали цифры: 600, 538, 487, 450 млн. лет.

Аналогичный возраст (700-500 млн. лет) имеют гранитоиды, прорывающие додхарварские гнейсы на южном окончании Индостана в штате Керала, где известны также пегматиты (пегматиты Одара), содержащие берилл и колумбит.

На о-ве Шри Ланка издавна известны пегматиты, содержащие драгоценные камни (изумруд, хризоберилл, аквамарин, циркон, рубин, сапфир и др.).

Пегматитовый пояс Южной Индии, вероятно, может быть продолжен на о-ве Шри Ланка, что позволяет выделить Южно-Индийско-Шри-Ланкскую металлогеническую провинцию.

Самой молодой металлогенической провинцией активизированных областей является Нармада-Сонская карбонатитовая провинция. Палеогеновые массивы щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов располагаются в линейной зоне разломов Нармада-Сон, ограничивающей с севера область распространения траппов Декана (см. рис. 2 и 5). Эта зона глубинных разломов наложилась на складчатые толщи араваллийского комплекса и более древние толщи. В палеозое она представляла собой прогиб типа авлакогена, а с конца мезозоя - рифтовую зону. В кайнозое эта зона характеризуется большой пронцаемостью для вулканических проявлений и повышенной сейсмичностью. Наиболее крупным и хорошо изученным щелочным и карбонатитовым массивом этой провинции является массив Амба-Донгар, содержащий флюорит и пироклор. Пироклор добывается попутно с флюоритом, имеющим промышленное значение.

Ниже следует описание эндогенных редкометалльных месторождений и рудопроявлений Индийской платформы (6-8 главы).

РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ГРАНИТНЫЕ ПЕГМАТИТЫ ИНДИИ

Пегматиты в Индии были известны еще в древние времена и славились вначале как источник слюды и драгоценных камней. В прошлом столетии они уже разрабатывались, но эти разработки носили случайный характер.

Первые геологические исследования пегматитов относятся к концу прошлого века. Они продолжались в начале двадцатого столетия, а более или менее систематические исследования осуществляются в последние 30-20 лет. Детальные и некоторые сводные работы по собственно редкометалльным пегматитам Индии появились в военные и послевоенные годы, а наибольшее их количество вышло в период между 1950-1973 гг.

Следует отметить следующие: Бхала (Bhola, 1934-1971), Рой Б.У. (Roy, 1955-1968), Рой У.М.К. (Roy, 1955), Рой У.М.К. и др. (Roy et al., 1960), Рой С.Б. и др. (Roy et al., 1965), Рой С.К. и др. (Roy et al., 1939), Рой Р. и др. (Roy et al., 1950), Рао Н.К. (Rao N.K., Rao C.V.U., 1970), Рао К.Б. (Rao K. Babruvahan, 1972), Вадиа (Wadia, 1969), Датта А.К. (Datta, 1966), Датта А.К. и др. (Datta, Murthy, 1962), Бэбу В. (Babu, 1969), Бэбу С.К. (Babu, 1972), Матхур и др. (Mathur et al., 1955), Махадеван и др. (Mahadevan, Murthy et al., 1964, Mahadevan, 1967), Дар (Dar, 1964), Нагпал (Nagpal, Nagpaul, 1974). В перечисленных работах детально описываются пегматитовые пояса, поля, отдельные месторождения, приводятся данные тематических исследований, посвященные преимущественно деталям минералогического состава руд и пород, исследованиям возраста и др.

Из редкометалльных минералов исследованных пегматитов в первую очередь стал извлекаться берилл, затем сподумен, тантало-ниобаты, лепидолит, поллуцит, амблигонит, урановые и редкоземельные минералы и др.

Пегматиты Индии являются богатейшим источником слюды (по ее запасам страна занимает первое место в мире - их оценивают в 14-24 млн. т). На долю Индии приходится 80-90% всего объема производства листовой слюды капиталистических и развивающихся стран, а уровень ее добычи определяется конъюнктурой внешнего рынка. Редкие металлы этих пегматитов представлены в первую очередь бериллием, затем литием, ниобием (менее танталом), ураном и редкими землями.

ВОЗРАСТ ПЕГМАТИТОВЫХ ПОЛЕЙ ИНДИИ

В Индии известны четыре пегматитовых пояса - Бихарский, Орисский, Раджастханский, Неллурский и районы: Майсурский, Сингхбхумский и Южно-Индийско-Шри-Ланкский (см. рис. 5). Все они располагаются в обрамлении Индийской платформы и приурочены к разновозрастным складчатым поясам.

Раджастханский пояс находится в северо-западной части Индии, Бихарский - на севере, северо-востоке, Орисский - на северо-востоке к юго-западу от Бихарского, Неллурский - на востоке (Восточные Гаты) и Майсурский - в южно-центральной части Индии, ближе к западным Гатам, Южно-Индийско-Шри-Ланкский на крайнем юге Индии и о-ве Шри Ланка.

Возраст этих пегматитовых полей колеблется в широких пределах (табл. 5) от нижнего протерозоя до верхнего рифея-венда и нижнего палеозоя. Самыми древними (2000-2300 млн. лет) из них являются майсурские пегматиты. Пегматиты подобного возраста известны в обрамлении Канадского щита (Топунова, 1969, 1972), в Западной Австралии и в Африке (Колотухина и др., 1964). Следует подчеркнуть, что если в перечисленных местах пегматиты имеют практическое значение в отношении редких металлов, то про майсурские пегматиты этого пока с уверенностью сказать нельзя, так как этот район изучен еще недостаточно.

Следующие по возрасту неллурские пегматиты имеют, по последним определениям рубидий-стронциевым методом, среднепротерозойский возраст (1400-1600 млн. лет), их образование связано с оживлением древних разломов и тектоно-магматической активизацией на границе среднего и верхнего рифея¹ и, наконец, бихарские, раджастханские и южно-индийско-шри-ланкские пегматиты образовались в период верхнерифейской - вендской и нижнепалеозойской тектоно-магматической активизации, которая несколько "растянулась" во времени и была, по-видимому, многофазной. Первая фаза примерно в интервале 1150-850 млн. лет, вторая - 750-580 млн. лет, третья - 600-450 млн. лет.

С первой, наиболее древней фазой в Раджастхане связано образование гранитов Эринпура и сопровождающих его пегматитов со слюдой и редкими металлами, а в Бихаре именно с этой фазой связано образование главного пегматитового пояса и некоторых пегматитовых полей к западу и югу от него. Во вторую, более молодую фазу образовалась некоторая часть молодых гранитов и пегматитов Раджастхана. По данным Мехта и Панде (Mehta, Pande, 1971), они имеют постделийский возраст (735 млн. лет), и не исключено проявление этой фазы и в Бихарском пегматитовом поясе и в прилегающих к нему районах.

Ниже рассматриваются все четыре выделенные пегматитовые пояса и районы (порядок их описания соответствует порядку их практической значимости).

Бихарский пегматитовый пояс

Бихарский пегматитовый пояс отличается от других большими запасами слюды превосходного качества и наличием значительного числа месторождений редких металлов - бериллия, лития, тантала, урана (пояс содержит наиболее богатые урановые месторождения в Индии), меньше ниобия, редких земель и др. По запасам бериллия, урана и т.д. пояс занимает первое место в стране. Разведка и поиски, как в его пределах, так и в прилегающих территориях, продолжают и приносят почти ежегодно все новые и новые открытия и слюды и редких металлов.

Пояс располагается на северных склонах хребта Чхота Нагпур, в пределах районов Гайя, Хазарибагх, Монгхур и Бхагалпур, прослеживаясь по последним данным Бхола (Bhola, 1971) на 125 км при ширине 55 км (рис. 6). Сведения о протяженности и ширине пояса по разным данным очень расходятся: так, длина указывается от 250 до 90 км, а ширина - от 16 до 55 км. Мы принимаем последние данные Бхола. Простижение пояса близко к широтному. Наиболее ценные редкометалльные пегматиты встречаются примерно на половине данной территории (около 7000 км²), которая чаще всего покрыта аллювием.

На площади Бихарского пегматитового пояса распространены породы докембрия, представленные слюдяными (биотитовыми и двуслюдяными) сланцами, несущими силлиманит, гранат, ставролит и другие минералы, а также слюдистыми кварцитами, роговообманковыми сланцами и другими породами. Во время Дхарварского орогенеза (2500-2300 млн. лет) все эти породы были собраны в складки и метаморфизованы до альмандин-амфиболитовой фации, а в постдхарварское время интродуцированы гранитными плутонами. Эти последние сложены преимущественно лейкократовыми розовыми и светло-серыми биотитовыми гранитами, содержащими в подчиненном количестве роговую обманку и фенокристаллы розового полевого шпата. Породы массивные, средние и крупнозернистые. Они сопровождаются пегматитами. По данным Бхола (Bho-

¹ Для неллурских пегматитов есть и другие данные определения возраста (около 550-500 млн. лет), что дает основание предполагать наличие второй фазы активизации в венде.

Таблица 5

Данные о возрасте пегматитов

Пояс	Voroach, 1964	Kaul et al., 1964	Sar-kar et al., 1964	Craw-ford, 1969	Baby, 1969	Шма-кин, 1970
Бихарский		940 \pm 160	993 \pm 864	940 \pm 10	-	670 \pm 960
Раджастхан-ский			1020-953			580-1100
Неллурский	1600		2020	490-1490	1490-2100	647
Майсурский район				2345 \pm 60		

Ja, 1971), возраст пегматитов данного пояса 955 \pm 50 млн. лет (рубий-стронциевый метод), а, по данным В. Моралева (1972), 860-950 млн. лет (калий-аргоновый метод).

Бихарский пегматитовый пояс прослеживается вблизи крупного широтного антиклинория с несколькими дополнительными складками, внешние фланги которых сложены кварцитами. Последние, особенно на севере, выступают в виде высоких гребней. Гранитные штоки и батолиты интродировали главным образом ядра больших антиклиналей. Пегматиты находятся в пространственной и генетической связи с гранитами, с которыми имеют сходный состав.

Пегматиты приурочены главным образом к местам соединения и растяжения трещин, к крыльям складок, различным плоскостям нарушения, напластования и пр. Они либо одновременны со складчатостью, либо (чаще) образовались после складчатости. Некоторые из них приурочены к поперечным складкам. Углы падения тел меняются от самых пологих до почти вертикальных. В некоторых местах, например на месторождении Доранда, от крутопадающих жил прослеживаются почти горизонтальные ответвления вдоль сланцеватости вмещающих пород.

Бхола отметил, что редкометалльные пегматиты локализуются вблизи гранитов или внутри них, в эндоконтакте (см. рис. 6), где и концентрации редких металлов в пегматитах значительно выше, в то время как слюдяные пегматиты отмечаются обычно среди сланцев в некотором удалении от гранитов.

Размеры и форма пегматитовых тел самые разнообразные, но чаще всего это длинные и узкие жилы, которые сужаются в направлении от одного конца до другого и выклиниваются на глубину. Нередко отмечаются раздувы и пережимы. Обычно форма пегматитов отражает те структуры, которыми они контролируются.

Главными породообразующими минералами пегматитов являются кварц, микроклин, альбит и слюды, а характерными акцессорными, нередко дающими промышленно ценные скопления, — берилл, минералы группы тантала и ниобия, урановые, литиевые и редкоземельные минералы. Кроме того, отмечаются топаз, турмалин, гранат, апатит, монацит и др. Все ценные редкие минералы концентрируются в определенных зонах, будучи связанными с определенными минеральными комплексами пегматитов.

по различным источникам (в млн. лет)

Gupta, 1971 (1)	Bhola, 1971	Тугаринов, 1971	Venka-tasub-rama-nian, 1971	Gupta et al., 1971 (2)	Gupta et al., 1971 (3)	Прини-маемый возраст, млн. лет
-	950 \pm 50	960-1400	-	760-890 (по биоти-ту)	741 \pm 82, 1053 \pm 105 (по муско-виту)	850-950
720-770	-	960-1100 (до 1500)		720-770	844 \pm 98, 1350 \pm 135	580-770
		1900-2100		647	611 \pm 61, 624 \pm 80	1300-1600
				2000 \pm \pm 30 (до 150)		450-600, 2000-2300

В этом поясе найдено более 250 пегматитовых тел, несущих берилл; при этом не менее 50% из них имеют промышленное значение. Чаще всего берилл извлекается как побочный продукт при добыче слюды либо других компонентов пегматита. По данным Бхола (Bhola, 1971), ресурсы бериллиевой руды составляют примерно 20 000 т или 2800 т BeO. При этом подчеркивается, что руда легко доступна для разработки.

Собственно бериллоносные пегматиты обычно тесно ассоциируют с контактами гранитных батолитов и концентрируются в четырех следующих площадях: западной, западно-центральной, восточно-центральной и восточной (см. рис. 6). Главным бериллиевым минералом является берилл, но местами от-

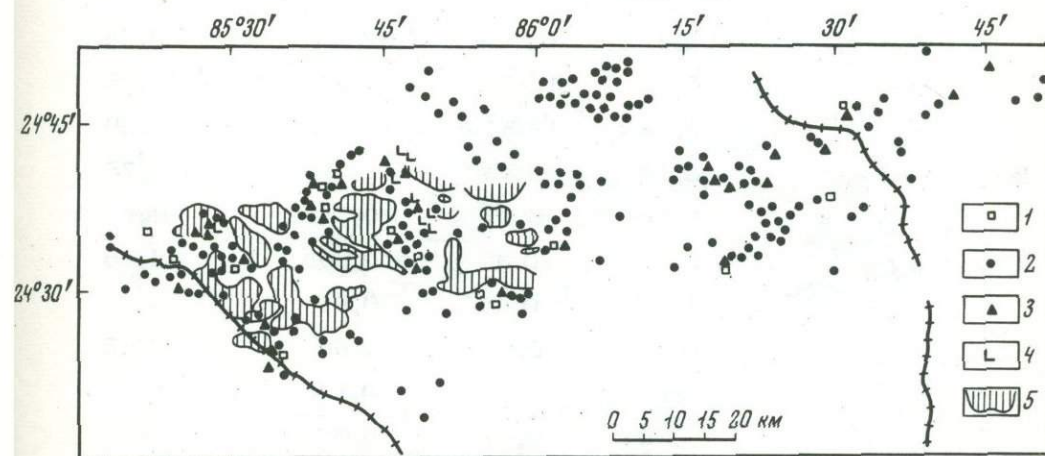


Рис. 6. Распределение редкометалльных пегматитов в пределах Бихарского пегматитового пояса (Bhola, 1971)

1 - урановая минерализация; 2 - берилл; 3 - тантало-ниобаты; 4 - лепидолит; 5 - граниты (показаны только в западной части пояса)

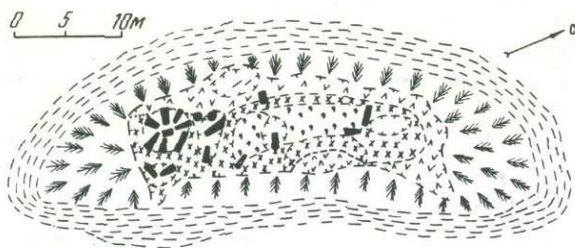


Рис. 7. Бериллоносный пегматит (Bhola, 1971)

1 - кварц; 2 - микроклин-пертит; 3 - берилл; 4 - альбит; 5 - структура прорастания; 6 - вмещающие породы

1 2 3 4 5 6

мечался и хризоберилл, который обычно представляет чисто минералогический интерес. Наиболее ценные скопления берилла отмечаются в хорошо дифференцированных зональных пегматитах с четко выраженным кварцевым ядром. Наиболее развитые кристаллы берилла чаще всего встречаются в центральных кварцевых ядрах (рис. 7) или же вблизи контакта с блоками микроклина, где он ассоциирует с большими клинообразными массами зеленой слюды. Гигантские кристаллы берилла были отмечены на месторождениях Бэнди, Кхаткари, Сардо и др. Более мелкие кристаллы - в кварц-альбит-микроклин-пертитовых зонах (комплексах), слагающих обычно внешние (боковые) зоны пегматитовых тел, где берилл ассоциирует с альбитом и клевеландитом, а иногда с зеленой слюдой. По данным химических анализов, бериллы этого пояса отчетливо делятся (табл. 6) на бедные щелочами и щелочные (в том числе натровые, натро-литиевые, литиево-цезиевые). Содержание цезия в бериллах Баракола высокое (0,90% Cs_2O).

Таблица 6

Химический состав бериллов Бихарского пегматитового пояса по Бхола (Bhola, 1971)

Окислы	Бханакхар	Азархуа	Баракола	Рола
SiO ₂	64,64	63,68	62,76	63,54
BeO	13,38	12,58	11,95	13,25
Al ₂ O ₃	18,38	18,31	17,44	18,60
Все Fe=Fe ₂ O ₃	0,18	0,32	0,09	0,75
CaO	0,66	0,37	0,74	Нет
MgO	0,47	0,35	0,80	1,26
Li ₂ O	Нет	0,45	0,91	-
Na ₂ O	0,30	0,92	1,68	0,65
K ₂ O	Нет	Нет	0,13	-
Rb ₂ O	0,001	0,01	0,03	-
Cs ₂ O	0,03	0,26	0,90	-
H ₂ O	0,92	1,10	0,67	
П.п.п.	1,12	1,38	1,87	1,52
S	100,081	99,73	99,97	99,57

У западной границы Бихарского пегматитового пояса, в 0,5 км на север-северо-запад от поселка Рола и в 6 км западнее Хазарибагха в штате Бихар, было установлено дискордантное пегматитовое тело с бериллом и колумбитом.

Пегматиты залегают в сильно гранатизированном роговообманковом сланце, который в свою очередь является большим ксенолитом в тонкозернистом граните. По данным Бхола (Bhola, 1971) и Рао (Rao, 1972), эти пегматиты сложены микроклин-пертитом, клевеландитом и кварцем. Они обычно тонкозернистые в краевых частях и более крупнозернистые в центре. В теле пегматита содержится значительное количество скоплений клевеландита, имеющих грушевидную форму. Клевеландит растет радиально вокруг свечеобразных кристаллов берилла (рис. 8). Эти клевеландит-берилловые тела почти всегда окаймляются ободком 5 мм мощности, сложенным розовато-коричневым микроклин-пертитом, который местами прослеживается и между радиальными кристаллами клевеландита.

Колумбит отмечается вместе с кристаллами берилла, реже он ассоциирует с бисмутитом.

Химический состав берилла следующий (в %): SiO_2 - 63,54; Al_2O_3 - 18,60; все железо в виде Fe_2O_3 - 0,75; BeO - 13,25; MgO - 1,26; CaO - следы; Na_2O - 0,65; K_2O - следы; Rb_2O - 0,02; Cs_2O - 0,19; TiO_2 - следы; потеря п.п. - 1,52; сумма - 99,78.

Как видно из анализа, берилл относится к щелочным разновидностям с повышенным количеством натрия и цезия.

По типу данные пегматиты относятся к микроклин-альбитовым без сподумена и несут берилл и колумбит.

Бхола (Bhola, 1971) отмечает, что все типы щелочных бериллов обычно встречаются в тех замещенных пегматитах, где развиты лепидолит и альбит-клевеландит.

Минералы тантала и ниобия известны в 50 пегматитах Бихарского пояса, при этом одна треть этих пегматитов содержит также и уран. Наиболее ценные концентрации этих минералов Бхола отмечает в следующих площадях: на западе - Бханакхал-Пиккхли-Гхортаппо-Бэнди, на среднем западе - Пихра-Сат-

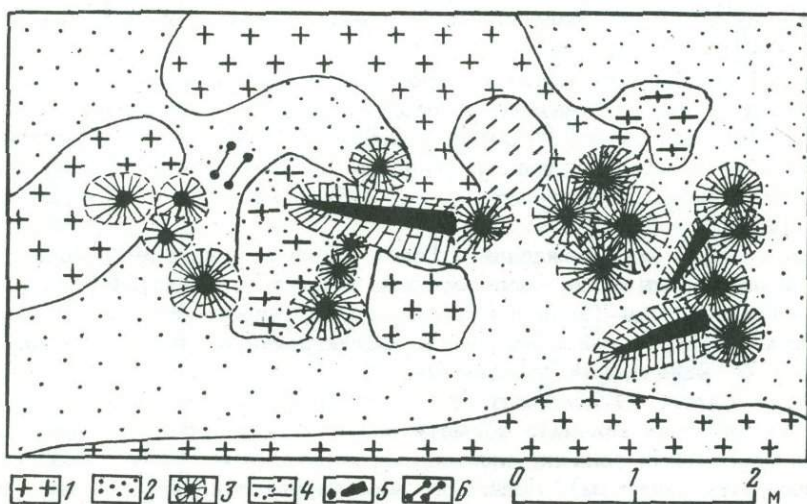


Рис. 8. Деталь строения пегматитового тела Рола (Bhola, 1971)

1 - кварц; 2 - клевеландит (типа цветной капусты); 3 - клевеландит (сфероидальные сростки); 4 - микроклин-пертит (блоки); 5 - берилл; 6 - висмутин

гаван-Кхаткари-Манбхагва, на юго-западе - Кхаирадих-Бекобар и на востоке - Биджайя - Батиа-Азархуа и Амарихарна и, кроме того, отдельные месторождения отмечаются в Гориадих, Доранда и в восточной части Канакола.

По составу среди минералов группы тантала и ниобия преобладают колумбиты и только в Кхиарадих ($24^{\circ}26'35'' - 85^{\circ}37'47''$) был отмечен танталит. Однако и в этом минерале анализ показал лишь очень небольшое преобладание тантала над ниобием ($Ta_2O_5 - 38,5-40,8\%$, а $Nb_2O_5 - 36,5\%$) и, кроме того, еще содержится уран ($0,18-0,19\% U_3O_8$).

Большая часть площадей распространения тантало-ниобиевых минералов совпадает с площадями развития лепидолитовых и бериллоносных пегматитов. В некоторых месторождениях тантало-ниобиевые минералы ассоциируют с самарскитом или фергусонитом. Интересны прорастания тантало-ниобатов, клевеландита и граната, которые были установлены в пегматитах Рола вблизи Хазарибагха, где также отмечены сростки клевеландита с бериллом типа цветной капусты (см. рис. 8).

Надо отметить, что именно в Бихарском пегматитовом поясе сосредоточена главная часть тантало-ниобиевой продукции Индии, но в последние годы среднегодовая добыча, как указывает Бхола (Bhola, 1971), стала очень низкой.

Уран, как мы уже отмечали, в данных пегматитах ассоциирует с тантало-ниобатами, но местами и с бериллом. Месторождения урана встречаются в западной, западно-центральной и южной частях пояса (см. рис. 6). Отмечается приуроченность урановых минералов к зонам сахаровидного альбита и клевеландита. Всего известно 25 урановых месторождений. В них пегматиты несут самарскит, эвксенит, фергусонит, уранинит и др. Последний встречается только в трех месторождениях, в том числе и в таких хорошо известных, как Пиккхли и Бханакхап. В Кхаткари отмечен также и циртолит. Вторичные урановые минералы - атунит, торбернит, гуммит и другие - известны в 12 местах. Подчеркивается, что урановые минералы ассоциируют с взаимно срощенными зернами зеленой слюды и дымчатого кварца, а также (как и тантало-ниобиевые минералы) с альбитом и клевеландитом. Некоторые самарскито- и фергусонитоносные пегматиты дают по несколько тонн руды, содержащей от 5 до 21 % U_3O_8 . Например, на месторождении Доранда отобрано 3 т фергусонитового материала, содержащего от 6,46 до 7,21% U_3O_8 , а на Бангахаларе отобранный материал содержал от 6,22 до 10,10% U_3O_8 .

Литий в Бихарском пегматитовом поясе представлен исключительно лепидолитом. Лепидолитовые пегматиты некоторые исследователи считают более молодыми, имеющими возраст 670-800 млн. лет. Они и дают большие запасы лития. В целом по Индии запасы лепидолита (в том числе в Бихаре, Раджастхане, Мадхья-Прадеш, Махараштра и др.) оценивались Сураиянарайана (Suryanarayana, 1968) в 10 000 т.

Только в одном месторождении - Галго - был встречен амблигонит. Наибольшие концентрации лития сосредоточены в пределах площади Кхархи-Манимаходар-Пихра и Гаван-Тизри в юго-западной и северо-восточной частях пояса, а также в центральной и восточной частях пояса в районе Мозгур. Здесь отмечаются большие запасы лепидолита.

Лепидолит (табл. 7) содержит от 0,5 до 5,4% Li_2O . Он обычно концентрируется в зонах контакта пегматитовых тел и на границе кварцевого ядра с промежуточными зонами, сложенными полевыми шпатами (преимущественно микроклин-пертитом). Лепидолит ассоциирует с клевеландитом, зональным турмалином, зеленым мусковитом, бериллом и тантало-ниобатами от акцессорных скоплений до экономически ценных концентраций.

Необходимо подчеркнуть, что из нескольких тонн лепидолита, которые были добыты в Индии, 90% приходится на пегматиты Бихарского пояса. С этими же пегматитами связаны, пока еще очень незначительные, находки рубидия и цезия.

Таблица 7

Химический состав лепидолитов Индии по данным Рао Н.К. и Рао Г.В. (Rao N.K., Rao G.V.U., 1970)

Окислы	1	5	7	9	10	11	12	13
SiO ₂	46,72	48,38	52,08	49,32	50,12	52,42	50,02	48,35
Al ₂ O ₃	35,25	30,35	23,25	29,60	28,10	27,60	25,10	30,25
Fe ₂ O ₃	0,71	0,94	1,10	0,57	0,16	0,29	0,29	0,86
FeO	1,07	1,00	-	-	-	-	-	-
MnO	0,39	0,78	0,67	0,72	0,83	0,67	1,33	1,00
Li ₂ O	0,50	2,65	5,00	3,00	2,60	3,50	4,85	3,25
Na ₂ O	0,33	0,33	0,33	0,66	0,45	0,70	0,33	0,33
K ₂ O	9,45	8,45	9,00	9,10	11,57	9,00	10,50	9,90
F	-	2,92	6,45	3,69	3,07	3,26	4,80	3,49
H ₂ O ⁺	5,14	5,48	5,07	4,49	4,54	4,10	4,60	4,06
H ₂ O ⁻	-	-	-	-	0,23	-	0,10	0,10
S	99,56	101,28	102,95	101,15	101,67	101,54	101,92	101,59
F=O	-	1,26	2,72	1,55	1,28	1,37	2,04	1,47
S	99,56	100,02	100,23	99,60	100,49	100,17	99,90	100,12

Примечание. Обр. 1,5,7 из Раджастхана - район Аджира; обр. 9 и 11 не имеют точной привязки; обр. 12-14 - из Бахира, район Монгхур. Цвета образцов: 1 - желтый; 3 - фиолетовый; 7 - светло-фиолетовый; 9 - розовато-фиолетовый; 11 - темно-коричневато-фиолетовый; 12 - светлый с фиолетовым оттенком; 13 - розово-фиолетовый и 14 - светло-фиолетовый

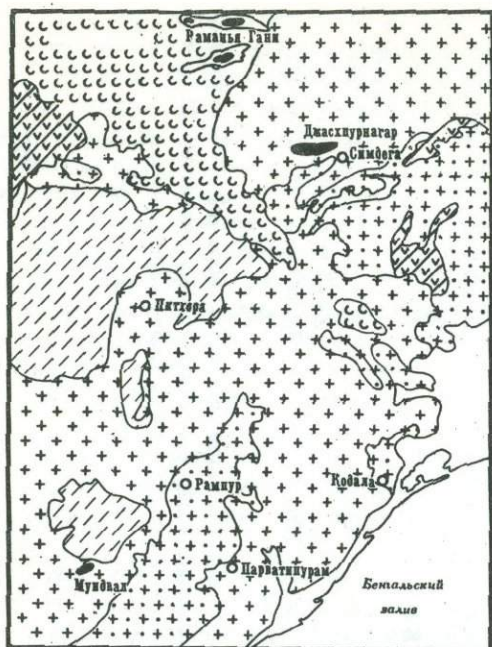
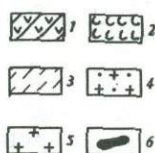


Рис. 9. Схематическая геологическая карта района Симдега и Сургая (Bhola, Bhatnagar, 1969)

1 - деканские траппы; 2 - отложения гондванской серии; 3 - породы куддапахского комплекса; 4 - архейские граниты и метаосадочные породы; 5 - нерасчлененные граниты; 6 - месторождения бериллия



Бхола (Bhola, 1971), детально изучавший данный пояс, считает, что и в его пределах и на периферии, возможны находки более низкосортных месторождений бериллия, тантала, ниобия, лития, урана и др. ценных металлов. Это, в свою очередь, естественно, может значительно увеличить запасы всех этих элементов.

Разведка и разработка главных экономически-ценных месторождений пегматитов района Хазарибагх и другие, подчинены корпорации Кадарма Резерв Форест (Kadarma Reserve Forest).

Орисский пегматитовый пояс

Орисский пегматитовый пояс открыт недавно (1971 г.) и еще недостаточно изучен. Он прослеживается по данным Бхола и Бхатнагар (Bhola, Bhatnagar, 1971) с северо-запада на юго-восток от района Сураяя, в штате Мадхья Прадеш, через Джайпур до Самбайпур Дхенкепал в штате Орисса. Протяженность его свыше 300 км. В его составе несколько пегматитовых полей и отдельных месторождений, которые приурочены к Маханадскому разлому. Последний является юго-западным ответвлением огромного Нармадо-Сонского разлома, к восточному концу которого приурочен Бихарский пегматитовый пояс. В состав Орисского пояса входит несколько пегматитовых полей, в том числе пегматиты Сургая и Балагхат, в штате Мадхья Прадеш, Самбалпур и Дхенкэная в Ориссе и др. (рис. 9). Ниже дается краткое описание пегматитовых полей этого пояса.

Пегматитовое поле района Саргая и Балагхат, штат Мадхья-Прадеш

По данным Бхола и Бхатнагар (Bhola, Bhatnagar, 1969), пегматиты районов Сургая и Балагхат прослеживаются в виде большой широтной зоны, удаленной от западного окончания Бихарского пояса на несколько сот километров (но, возможно, являющейся продолжением последнего на запад?) и приу-

роченной к той же региональной структуре — к флангам крупного регионально-го разлома. Пегматиты эти описаны Вхола и Бхатнагар (Bhola, Bhatnagar, 1969, 1971) как новые месторождения берилла и слюды.

Район пегматитового поля сложен метасадочными породами архея, среди которых преобладают слюдяные, роговообманковые и кварцевые сланцы, гранито-гнейсы и другие породы, которые несогласно перекрываются верхнедокембрийскими глинистыми сланцами, превращенными в филлиты, известняками, кварцитами, песчаниками, конгломератами и нижнегондванскими грубозернистыми песчаниками и глинистыми сланцами. Пегматиты интродуцируют метаморфические породы вдоль зоны главной складчатости. Главная масса пегматитов слодоносна, но показанные на карте участки имеют практическое значение и в отношении бериллия и некоторых других редких металлов (см. рис. 9).

Обычно пегматиты дискордантны, реже отмечаются конкордантные тела. По форме это преимущественно жилы размером от 2,5 до 90 м в длину и от 0,3 до 12 м в ширину. Встречаются и более крупные тела. Текстура пегматитов главным образом гипидиоморфнозернистая с отдельными кристаллами от 0,15 до 0,3 м в поперечнике. Некоторые пегматитовые тела зональны и в них насчитывается три-четыре зоны.

В этом районе найдены десятки пегматитовых месторождений, представляющих интерес в отношении бериллия. Бериллиеносным минералом является берилл, обычно располагающийся на контакте с кварцевым ядром и во внешней зоне пегматита, сложенной в основном кварцем и полевым шпатом (который ближе к центру тел представлен альбитом). Кристаллы берилла имеют здесь до 20–22 см в поперечнике. Цвет минерала желтый и светло-зеленый.

В районе Беланги Наватола пегматиты крупнозернистые, зональные и несут берилл и немного тантало-ниобатов. В пегматите Панхайя (Panhay) отмечены три зоны: кварцевое ядро (размером 6 × 1, 8 × 3 м), кварц-ортотлазовая зона и внешняя мусковит-кварц-полевошпатовая. Берилл и тантало-ниобаты отмечаются чаще в ядре и в мусковит-кварц-полевошпатовой зоне. Кристаллы берилла имеют размер от 5 до 22,5 см в поперечнике. Минерал ассоциирует с черным турмалином, гранатом, мусковитом и другими минералами.

В одном из пегматитов Наватола, размер тела которого 150 м в длину и 50 м в ширину, залегающего в роговообманково-биотитовых сланцах, отмечались кристаллы берилла размером до 1 м в поперечнике. В большем количестве берилл находится в промежуточной полевошпатовой зоне, особенно на контакте с ядром, где он часто ассоциирует с мусковитом, так же как и во внешней зоне. Одновременно в пегматитах этого района есть тела, которые несут мелкий берилл, средний размер кристаллов которого не превышает 5 см в длину.

Наиболее характерными спутниками берилла в пегматитах Наватола являются шерл, гранат, мусковит и местами тантало-ниобаты.

В районе Балагхат описан пегматит Ситадонгри, который залегает в кварц-биотитовых сланцах и имеет широтное простирание. Это линзовидное тело, конкордантное с вмещающими его породами, длиной 21 м и шириной 4,5 м. Тело зонально, имеет три зоны: кварцевое ядро, микроклин-пертитовую зону и внешнюю кварц-полевошпатовую зону. Внутри микроклиновой зоны отмечаются пачки зеленой слюды, светло-зеленый берилл (размером от 15 до 20 см в поперечнике) и, кроме того, много берилловой мелочи, которая устанавливается только при помощи бериллометра. Встречаются также гранат и турмалин.

Бхола и Бхатнагар считают, что пегматиты Саргая представляют несомненно экономическую ценность и в отношении слюды и в отношении берилла. Фактически здесь уже началась попутная добыча, в первый же год было добыто 25 т берилла, и считается, что в будущем такие возможности значительно возрастут.

Пегматиты этого района описаны Бхола и Бхатнагар (Bhola, Bhatnagar, 1971) и оцениваются как экономически ценные в отношении бериллия, который представлен в этих пегматитах и бериллом и хризобериллом.

Это пегматитовое поле приурочено к восточному окончанию Маханадского разлома. Вмещающими их породами являются кристаллические сланцы и гнейсы дохарвара. В пределах этого поля развиты разнообразие тела размером от 30 до 150 м в длину и от 2 до 15 м мощностью. Пегматиты зональны с отчетливо выраженным кварцевым ядром (занимающим и центральную и периферическую позиции), которое окружено полевошпатовой зоной с большими кристаллами микроклин-пертита, а ближе к контакту с вмещающими породами развита кварц-полевошпатовая зона графической структуры и, наконец, тонкая приконтактная зона. Характерно, что берилл ассоциирует с зеленой слюдой в полевошпатовой зоне, дает промышленно ценные концентрации в ряде месторождений, в том числе в Дангепал, Итепо, Суретнади и Дангепал в Дженканалском районе. В месторождении Неджулиабера и др. наряду с бериллом отмечается и хризоберилл.

В пределах Сингхбхумской субпровинции также известно пегматитовое поле с бериллоносными пегматитами. Оно находится в штате Бихар (рис. 6).

Пегматитовое поле Симдега

Пегматиты этого района описаны в 1969 г. Бхола и Бхатнагар (Bhola, Bhatnagar). Они находятся в пределах северо-западного фланга Сингхбхумской зоны разлома. Эта зона имеет форму выпуклой к северу и довольно широкой дуги, ограниченной с севера и юга двумя разломами. В пределах этой зоны Банерджи (Banerje, 1964; Banerje et al., 1972) установил две главные антиклинальные структуры, которые пересекаются серией поперечных складок.

Сингхбхумская зона разлома на западе срезается разломом северо-западного простирания, и к стыку этих двух крупных региональных структур приурочены все пегматитовые тела этого района.

Породы в зоне разлома представлены полевошпатовыми слюдяными сланцами и гнейсами, кварц-хлорит-магнетитовыми и кварц-мусковит-биотитовыми сланцами, которые образовались в результате метаморфизма первичных сланцев, песчаников, конгломератов и других пород. Преобладают, особенно в интересующей нас части района, полевошпатовые сланцы и гнейсы (некоторые авторы ранее описывали их как натровые граниты).

К северу от зоны разлома развиты гранатосодержащие и роговообманковые сланцы, перемежающиеся с кварцитами и кварц-слюдяными сланцами. Возраст сингхбхумских гранитов 2100 ± 200 млн. лет, но некоторые образцы показывают 1130 и даже 893 млн. лет.

Саха (Saha, 1964) датировал пегматитовую деятельность, связанную с этими гранитами, в 1140 млн. лет, а Каул показал для кварцевых жил (радиоактивный кварц) этого района возраст 940 млн. лет. Таким образом, возраст минерализации пегматитов в данном районе близок к возрасту пегматитов в собственно Бихарском пегматитовом поясе.

Пространственно и генетически пегматиты района ассоциируют с гранитами Чхота-Нагпур. Это крупнозернистые порфириовидные породы, состоящие из кварца, микроклина, ортоклаза, олигоклаза, биотита и небольшого количества апатита. В некоторых местах, как, например, в массиве Сингхбхум (который также относится к гранитам Чхота-Нагпур и сложен в основном биотит-мусковитовыми адамеллитами, биотитовыми и гранодиоритами и лейкократовыми гранитами), отмечается еще и роговая обманка. Присутствует также турмалин, который обилен в пегматитах, сопровождающих эти граниты вместе с аплитами и кварцевыми жилами. Пегматиты несут касситерит, монацит, триплит, колумбит и танталит, берилл, урановые, редкоземельные и другие минералы.

Бериллоносные пегматиты установлены в нескольких местах этого района: в Бирингатоли, Каинкачар, Белгхутри, Гинабахар и др. Это преимущественно кварц-микроклин-альбитовые и кварц-ортоклазовые пегматиты, с небольшим количеством зеленого мусковита, турмалина и берилла. Пегматиты зональные или слабозональные и располагаются как в самих гранитах, так и во вмещающих породах — роговообманковых и слюдяных сланцах.

Размеры пегматитовых тел небольшие: обычно от нескольких сантиметров до 50 м в длину и от первых сантиметров до 25 см в ширину. Такие размеры наряду с небольшим количеством берилла в пегматитах дали право исследователям отнести эти пегматиты пока что к мало перспективным. Интересно, что в данных пегматитах микроклин и альбит развиты крайне незначительно, в то время как ортоклаз и турмалин являются довольно характерными минералами.

Пегматиты Белгхутри представляют собой незональное ленточное тело длиной 18 м и шириной 1,2 м, простирающееся в меридиональном направлении. Сложено оно кварцем, микроклином, зеленой и черной пятнистой слюдой и зеленым бериллом (размер кристаллов которого от 2,5 до 10 см в поперечнике).

Для района в целом замечено, что пегматиты, располагающиеся внутри гранитов, являются тонкозернистыми, узкими и малопродуктивными, в то время как пегматиты, расположенные в эндоконтакте или в роговообманковых и слюдяных сланцах экзоконтакта, более крупнозернистые, значительно больших размеров и чаще имеют практическое значение в отношении редких металлов, в том числе и бериллия.

Литиеносные пегматиты мало характерны для данного района и установлены только в районе Мундвал (см. рис. 10).

Пегматитовое тело Мундвал, залегающее в роговообманковых сланцах и гнейсах, имеет длину 30 м и ширину 2 м. Сложено кварцем, полевым шпатом (к сожалению, не указано каким, но, скорее всего, это — альбит) и агрегатами зерен розового и коричневого лепидолита. В ассоциации с последним был также отмечен и берилл, практическое значение которого пока не ясно.

Район Сингхбхума является также богатейшей урановой провинцией Индии. По данным Бхола (Bhola, 1971), запасы урана в Индии оцениваются в 68 000 т или 215 млн.т руды с содержанием U_3O_8 , равным 0,1–0,2%, а на месторождении Джадугуда, которое считается главным в этом районе и расположено в центральной части Сингхбхумского района, запасы оцениваются в 4 млн.т со средним содержанием 0,067% U_3O_8 .

Наибольшая часть не пегматитовых урановых и медно-урановых месторождений здесь находится в ослабленных зонах брекчированных кварцитов, гранулированных кварц-хлорит-магнетит-биотит-апатитовых породах и биотит-хлоритовых и биотит-серицитовых сланцах с гранатом.

В ассоциации с урановыми месторождениями отмечаются также и проявления молибдена и никеля. Урановые минералы представлены уранинитом, атунитом, торбернитом и др. Ураноносность пегматитов этого района, таким образом, не является случайной, а связана с геохимической особенностью Сингхбхумской провинции. В разделе о гранитоидах мы указывали, что гранитоиды Бихарской зоны активизации характеризуются повышенным количеством урана.

Раджастханский пегматитовый пояс

Раджастханский пегматитовый пояс прослеживается в направлении с северо-востока на юго-запад, от Джайпура до Удайпура, через Аджмир, Бхилар, Тонк и Пали, на расстояние около 320 км при средней ширине 96–100 км, что составляет площадь более 3000 км², занимая восточную часть араваллийской горной системы (рис. 10).

Пегматиты, несущие слюду и редкие металлы, ограничены несколько меньшей площадью, северо-западной границей которой является ось араваллийского хребта, северо-восточной — зона дюнных песков и аллювия Джайпар, юго-вос-

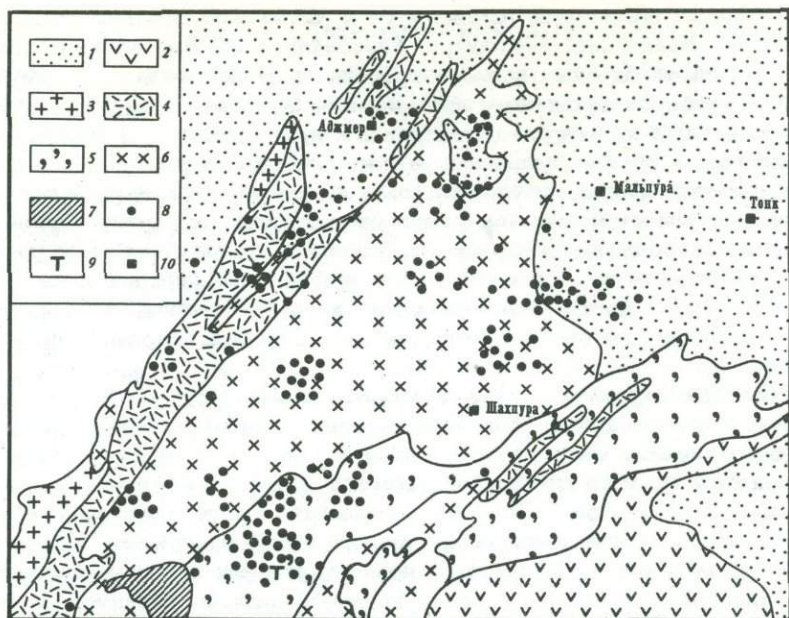


Рис. 10. Геология и распределение бериллиевых месторождений в районе Раджастхана и Аджира (Roy, 1959; Jyer, 1961; Chatterjee, 1963; Wadia et al., 1969)

1 - аллювий; 2 - песчаники и глинистые сланцы юры; 3 - эринпурские граниты; 4 - породы системы Дели; 5 - полосчатые гнейсы; 6 - гнейсовый комплекс; 7 - породы серии Ройяла; 8 - бериллы; 9 - тантало-ниобаты; 10 - населенные пункты

точной - р. Банас (граница проходит несколько севернее этой реки), а юго-западной - краевые части холмов Удайпура. Кроме того, отмечаются отдельные районы, которые не входят в данный пояс, но являются ценными в отношении слюды и редких металлов. Сюда в первую очередь относится Бхаматский район, где промышленная слюда сопровождается промышленно ценными концентрациями берилла, и др. Характерно, что вся эта площадь гипсометрически располагается несколько ниже Бихарского пегматитового пояса.

Пегматиты Раджастханского пояса, как уже отмечалось, имеют постаравалийский и постделийский возраст.

В пределах пояса широко развиты докембрийские отложения, представленные комплексом полосчатых гнейсов, породами аравалийской и делийской "систем".

Комплекс полосчатых гнейсов является стратиграфическим аналогом банделькханских гнейсов и развит в восточной и центральной частях пояса. Он состоит из переслаивающихся биотитовых гнейсов и гранитов. Граниты тонкозернистые, грубосланцеватые и порфиroidные. Породы гнейсового комплекса секутся жилами пегматита и аплита. Между породами комплекса и перекрывающими его породами аравалийской "системы" отмечается отчетливое несогласие.

Аравалийский комплекс представлен кварцитами, сланцами, филлитами, доломитовыми известняками, измененными основными эффузивами, и другими породами. Все перечисленные породы в той или иной степени метаморфизованы (неметаморфизованные фации аравалийских пород отмечаются лишь в Восточной Меваре). Пегматиты тяготеют преимущественно к сланцам¹ (двуслюда-

¹ Отмечались бериллоносные пегматиты (вблизи Макрера), которые расположены в известняках.

ным и мусковит-дистеновым), слюдястым кварцитам, амфиболитам и реже доломитам и кальциево-силикатным породам.

Верхние горизонты аравалийского комплекса представлены породами серии Райяло — известняками и мраморами с подчиненным количеством песчаников и конгломератов. Песчаники иногда являются базальными, а иногда известняки непосредственно ложатся на более древние породы. Вышележащие отложения здесь представлены породами "системы Дели". Это преимущественно кварциты и известковистые породы, прорванные гранитами Эринпура. Различные по форме, они слагают большие площади западнее аравалийских гор. Граниты грубозернистые и порфиридные, их сопровождает большое количество пегматитовых и аплитовых жил.

Пегматиты Раджастханского пояса приурочены к осевой части аравалийской антиклинали и располагаются соответственно в аравалийских сланцах и породах гнейсового комплекса, а также (но несколько реже) в самих Эринпурских гранитах. Расположение пегматитового пояса показано на рис. 6. Контакты пегматитовых тел с вмещающими породами преимущественно резкие, они внедрились по зонам рассланцевания, плоскостям отдельности и различным разломным нарушениям.

Форма пегматитовых тел самая разнообразная: от линз и даек до труб, изометричных и неправильных тел. Углы падения часто крутые, реже отмечаются полого залегающие тела. Характерно, что пегматиты приурочены к площадям наиболее сильного метаморфизма пород, как отмечается и во многих других пегматитовых поясах мира (оловянно-сподуменовом поясе Каролины, США; в некоторых поясах северо-востока Советского Союза).

Размеры тел варьируют в длину от нескольких метров до 0,5 км, по мощности — от 10 см до 80–100 м и на глубину — от 20 до 80–100 м (полностью на глубину они чаще всего не прослежены — это характерно почти для всех пегматитов Индии).

Основными пороодообразующими минералами пегматитов являются следующие: кварц, плагиоклаз, микроклин, мусковит; нередко промышленно ценная слюда отмечается вокруг или внутри ксенолитов вмещающих пород (так, на руднике Сердиас, в районе Мевар, крупные псевдогексагональные кристаллы мусковита размером до 0,5 м в поперечнике залежали в гранат-биотитовой породе с небольшим количеством кварца, меньшим — биотита и турмалина). Турмалин часто, но не всегда, отмечается в пегматитах, богатых бериллом. Аксессуарные минералы пегматитов Раджастхана представлены бериллом, апатитом, алмандином (отдельные кристаллы и их сростки достигают 25–30 см в поперечнике), сподуменом, гроссуляром, дистеном, актинолитом, идиокразом, ильменитом, касситеритом, кальцитом, шпиритом, пирротинном, самарскитом, силлиманитом, триптитом, торбернитом, уранинитом (урановые минералы здесь менее распространены, чем в Бихарском пегматитовом поясе), флюоритом, хризобериллом, хлоритом, цирконом, эпидотом, халькопиритом, минералами группы тантала и ниобия. Промышленно ценные концентрации образуют только слюды, берилл и тантало-ниобаты (последние лишь в немногих телах).

Индийские геологи выделяют два типа пегматитов: простые и дифференцированные. Простые обычно однородны и сложены грубозернистым агрегатом кварца, микроклина и плагиоклаза. В практическом отношении они не интересны. Дифференцированные, или зональные, пегматиты в отличие от первых являются экономически ценными. В их составе насчитывается несколько зон и замещенных комплексов. Чаще всего две-три зоны. Четко выделяются кварцевое ядро и внешние зоны, сложенные кварцем, альбитом и мусковитом, в том или ином соотношении, меняющемся от тела к телу.

Берилл и другие редкие минералы чаще всего располагаются в контакте ядра с внешними зонами либо отмечаются в виде гнезд и скоплений различной формы в ядре и внешних зонах пегматита. Там, где ядро имеет микроклин-кварцевый состав, редкие минералы часто скапливаются около блоков микроклина. Размер зерна, как и вообще в пегматитах, обычно увеличивается к центру

тела пегматита; при этом наибольшие по размерам кристаллы берилла отмечаются в ядре. Здесь они в отдельных случаях достигают длины 5–6 м и 1–1,5 м в поперечнике. Содержание берилла в пегматите достигает 2–2,5% и даже до 5,5% в обогащенных участках, но чаще всего оно не превышает 1–2%.

В некоторых пегматитах, например на месторождении Шанкарвата, Джайпур, на глубине более 22 м берилла намного больше, чем отмечалось в верхних горизонтах.

Пегматиты кварц–микроклинового состава с широким развитием минералов кварц–альбитового замещающего комплекса являются продуктивными и в отношении слюды (в них она концентрируется и вдоль контактов с вмещающими породами и реже равномерно рассеяна по всему телу пегматита).

В наиболее крупных пегматитах слюдоносные зоны достигают в длину до 100 м (но обычно 20–30 м) при максимальной мощности 15 м (в среднем 1–1,5 м). В большинстве случаев слюда обрабатывается до глубины 30 м и значительно реже до глубины 50–60 м. Добывают рубиновую (районы Тонка, Боавара и др.), пятнисто–рубиновую и зеленую слюду.

С точки зрения наличия редких минералов (берилла и тантало–ниобатов, в первую очередь) наиболее интересны, как и везде, дифференцированные пегматиты, с развитием таких зон, как кварц–мусковитовая, кварц–альбитовая и кварц–альбит–мусковитовая. Во многих пегматитах ядра (кварцевого или кварц–микроклинового состава¹) отделены от других зон альбитовой (клевеландитовой) оторочкой, мощность которой измеряется несколькими сантиметрами и реже доходит до 1 м.

Берилл в пегматитах Раджастанхана добывается как в коренных, так и элювиальных месторождениях. Крупные кристаллы берилла (до 1 м в длину и до 25–30 см в поперечнике) извлекались из кварцевых и кварц–микроклиновых ядер. Гигантские кристаллы достигают в длину нескольких метров (месторождения Бизундхи, Барла, Тилоли, Данта и др.).

Помимо обычного берилла, Раджастанхана издавна славится своими драгоценными камнями и, в частности, изумрудами очень высокого качества.

Исследованиями последних лет, в которых принимали участие и наши советские геологи, были уточнены границы изумрудоносных проявлений и выделен так называемый изумрудный пояс. Ранее Датто (Datto, 1966) выделял лишь отдельные изумрудоносные поля. "Изумрудный пояс" прослеживается от Удайпура до Аджира на расстоянии 240 км. По своим размерам и запасам драгоценных камней он оценивается наравне с Уральским изумрудным поясом. Опробован пояс пока не на всей территории, но запланировано систематическое опробование, которое может несколько расширить его полезную площадь. В настоящее время подробных сведений о разведанных месторождениях изумрудного пояса Раджастанхана в литературе мало. По данным Датто (Datto, 1966), в районе Раджгарха, среди комплекса Делийских пород, представленных гранитизированными мусковитовыми сланцами, кварцитами, амфиболитами, кальциево–силикатными и другими породами, отмечены пегматиты, которые богаты кварцем. В подчиненном количестве они содержат микроклинпертит, плагиоклаз, мусковит и акцессорные (гранат, берилл, сфен, циркон, эпидот, шорлит, апатит и др.).

Форма тел пегматита чаще линзовидная (50 × 10 м). В контакте с пегматитами вмещающие породы перекристаллизованы и превращены в биотитовые сланцы либо турмалинизированные породы. В экзо- и эндоконтактах данных пегматитов отмечаются скопления (пакеты) изумруда, а во внутренней части пегматитов изумруд отсутствует. Минералы тантала и ниобия в пегматитах Раджастанхана менее распространены и отмечаются в более или менее

¹ Эти пегматиты относятся к микроклин–мусковит–альбитовым (или микроклин–альбитовым по Н.А. Солодову, 1962).

заметных, могущих представлять практический интерес количества лишь в некоторых районах: в первую очередь, в районах Аджмир—Мервара, Бхилвара и Удайпур.

В районе Аджмир—Мервара колумбит был найден на руднике Удан, в месторождениях Лохагал, Макервали, Квазипура, Бир, Нимрикхера и в некоторых других местах. Добыча этих минералов шла попутно с добычей слюды и берилла.

В районе Удайпура ниоботанталаты отмечались в месторождениях Лакола, Сангуа и Сониана. В Лакола найдены крупные неправильные кристаллы весом до 6,3 кг, по составу это тантало—колумбиты (Ta_2O_5 30%, Nb_2O_5 45–46%). По данным Чатерджи (Chatterjee, 1963), здесь производилась добыча тантало—колумбита наряду с бериллом, с которым он тесно связан. На Сониана крупные кристаллы тантало—колумбита (Ta_2O_5 35%, а Nb_2O_5 41,0 %) ассоциируют с кварцем и апатитом. На Сангуа минерал по составу близок к ниобатам (Ta_2O_5 15%, а Nb_2O_5 60%). Таким образом, в целом для районов Раджастханя более характерны тантало—колумбит и колумбит.

Начиная с 1943 г., эти минералы добывались и в Удайпуре и в Аджмир—Мерваре. О их добыче в настоящее время сведений в литературе нет.

Некоторые пегматиты Раджастханского пояса сильно каолинизированы и разрабатываются на каолин, добыча которого сопровождается извлечением также небольшого количества некоторых редких минералов. В этом отношении интересно описанное Бхола (Bhola, 1965) месторождение Касымпура. Оно представлено четырьмя дайками каолинизированного пегматита. Длина тел от 100 до 400 м, а ширина — от 10 до 30 м. В массе каолина, в который превращены почти все минералы пегматита, находят кристаллы берилла длиной от 0,3 до 0,7 м при диаметре 20 см. Минерал содержит 12% BeO . При добыче каолина попутно добывали и берилл. Всего было добыто 15 т берилла, или 1,8 т BeO . В этих же пегматитах вместе с бериллом находили небольшое количество тантало—колумбитов.

Далее мы приводим краткую характеристику некоторых месторождений редких металлов из Раджастханского пояса.

Одним из наиболее богатых и хорошо известных месторождений берилла являлось Бизундни.

Пегматиты залегают среди аравалийских кристаллических сланцев с гранатом, каолинитом и ставралитом в пределах восточного обрамления Эринпурских гранитов, с которыми часть из них связана генетически и пространственно. Месторождение было удобно для разработки, так как добыча шла в основном из элювия. Только за период с 1933 по 1940 г. здесь было вывезено около 900 т берилла. Содержание последнего в пегматите очень высокое (в среднем 2%), а в обогащенных участках — до 5,4%.

Для пегматитов Бизундни характерно наличие гигантских кристаллов почти всех минералов, в том числе и берилла (кристаллы достигали в длину 6 м и веса до 20 т). Удивительно, что при этом отмечается довольно равномерное распределение содержаний бериллия в теле пегматита и на глубину (оно было разведано более чем на 22 м по вертикали).

Берилл в этих пегматитах голубой и зеленый, подчеркивается его тесная связь с турмалином (кристаллы турмалина крупные — до 20 см в поперечнике). В пегматите отмечается также небольшое количество слюды и уранинита.

Месторождение Лохагал расположено в западной части Аджмира. Редкометалльные пегматиты здесь связаны с гранитами Эринпура и имеют возраст 940 млн. лет. Пегматиты наиболее широко развиты в экзоконтакте среди гранатовых кристаллических сланцев. Пластовые жилы и дайки пегматита залегают согласно напластованию пород. Значительно реже пегматиты выходят среди кварцитов и известняков. В кварцитах они имеют, как правило, очень небольшие размеры, и там, где залегая в кварцитах, они встречаются на своем пути прослой сланца, далее следуют по сланцам (и меняется их форма и увеличиваются размеры).

Разработка месторождения началась в 1943 г. Разрабатывались и зональные и незональные пегматиты. В зональных отчетливо выделяется кварцевое либо микроклин-кварцевое ядро. Если кварцевое ядро мономинерально, то микроклин слагает следующую промежуточную зону, которая обычно отделена от краевой (чаще тонко- и среднезернистой кварц-полевошпатовой) зоны альбитовыми (клевеландитовыми) зонами. Иногда ядро чисто микроклиновое, и в этом случае промежутки между кристаллами микроклина выполнены тонкозернистым агрегатом кварца и альбита. Многие пегматитовые тела сложены кварц-альбитовой породой, зональность в которой практически отсутствует. Характерно наличие в этих пегматитах пустот, которые выполнены альбитом, горным хрусталем и другими минералами; однако размеры пустот и выполняющих их минералов невелики.

Большая часть редкометаллических минералов, в том числе берилл, тантало-ниобаты и другие, приурочены к границе кварцевого ядра со следующей полевошпатовой зоной. Берилл также отмечается и в незональной кварц-альбитовой породе. Размер кристаллов берилла редко превышает 5-7,5 см, а содержание BeO в минерале колеблется от 10,6 до 11,0%. В районе месторождения найдены оранжевый, янтарный и черный берилл. Некоторые разновидности совершенно прозрачны, однако большая часть кристаллов бериллов мутна. В ассоциации с красноватым бериллом найден в очень небольших количествах хризоберилл (бледно-зеленого, желтоватого и янтарного цветов). Кроме того, в пегматите отмечались монацит, тантало-ниобаты, гранат, турмалин и др. Подчеркивается ассоциация тантало-ниобата с бериллом (и даже их взаимопроращение) в каолинизированном полевошпате. Пегматиты Лохагал сильно выветрены и разрушены, а поэтому легко разрабатываются вручную.

Месторождение представляет экономическую ценность в отношении добычи слюды, берилла, тантало-ниобатов и, возможно, монацита.

Пегматитовый пояс Неллuru

Пегматитовый пояс Неллuru (14-15° с.ш. 79° 40' - 79° 45' в.д.) располагается в пределах восточных отрогов Восточных Гат. Его протяженность 96-100 км, а средняя ширина 15-16 км (местами до 20 км). Пегматиты этого пояса разрабатывались и разрабатываются в основном на слюду, но отдельные месторождения и тела несут практически ценные концентрации берилла и тантало-ниобатов.

Пегматиты прослеживаются среди кристаллических сланцев подхарварского комплекса, представленного кварцевыми, кварц-мусковитовыми, мусковитовыми, биотитовыми, двуслюдяными гнейсами, хлоритовыми, слюдяными, горнблендитовыми и другими сланцами и кварцитами. Эти породы перекрываются породами Куддапахского комплекса. Породы докембрийской серии метаморфизованы до амфиболитовой и гранулитовой фаций и содержат такие минералы, как дистен, гранат, силлиманит и ставролит. Простираение пород север-северо-западное и север-северо-восточное, падение крутое, главным образом на юго-запад и реже на юго-восток.

Процессы тектоно-магматической активизации, которым неоднократно подвергались эти породы, начиная с нижнего рифея, сопровождались гранитизацией и образованием пегматитовых тел данного пояса, тяготеющих к сланцам.

Большая часть пегматитовых тел образует жилы, линзы и неправильные тела, согласные с вмещающими их породами и простирающиеся преимущественно в север-северо-западном - юг-юго-восточном и север-северо-восточном - юг-юго-западном направлениях. Падение жил вертикальное или почти вертикальное на восток и запад. Вмещающие породы около пегматитов гранатизированы и турмалинизированы.

Размер тел колеблется от нескольких десятков сантиметров до 200 и даже более 400 м в длину и от нескольких сантиметров до 1,5, реже до 6,0 м по мощности.

Таблица 8

Состав мусковита по данным Бэбу (Babu, 1969)

№ обр.	Na ₂ O, %	K ₂ O, %	Параганит, мол. %	Минимум температуры кристаллизации, °С
1	0,72	8,84	10,48	450
2	0,83	9,01	11,93	490
3	0,95	11,20	11,85	485
4	0,75	10,60	9,60	435
5	0,95	12,50	11,51	480
6	0,88	10,30	9,60	435
7	1,00	10,30	12,70	500
8	0,72	8,94	10,38	450
9	0,82	9,10	10,00	440

Примечание: 1 – рубиновый мусковит из незональных пегматитов Мэй-дига, 2 – зеленый мусковит из промежуточной зоны, 3 – рубиновый мусковит из незональных пегматитов, 4 – зеленый мусковит отсюда же, 5 – рубиновый из незональных пегматитов, 6 – зеленый мусковит из промежуточной зоны, 7 – зеленый мусковит из незональных пегматитов, 8–9 – зеленый мусковит отсюда же.

В этих пегматитах преобладают кварц, микроклин–пертит и плагиоклаз (в основном клевеландит), менее обильны мусковит и биотит (последний богат Fe²⁺), а акцессорные минералы представлены бериллом, гранатом, турмалином и в меньшей степени фергусонитом, самарскитом, цирколитом, апатитом, цирконом, ильменитом, магнетитом, ортитом, минералами группы тантала и ниобия и др.

Главным полезным компонентом этих пегматитов является мусковит, а побочными продуктами микроклин–пертит (керамическое сырье) и берилл. Отмечается при этом, что пегматиты, богатые микроклином и микроклин–пертитом, чаще всего менее ценны в отношении мусковита. Последний встречается главным образом в промежуточных и боковых зонах пегматитовых тел и представлен рубиновой и зеленой разновидностями (в табл. 8 показан состав мусковита).

В пегматитах Неллuru преобладает светло-зеленый и светло-рубиновый мусковит. Распределяется он в теле пегматита неравномерно, обычно концентрируясь у висячего и лежащего боков тела.

Берилл добывается попутно со слюдой. Так, в районе Сайдапура – Везэйнта–Кэлозни, на расстоянии около 4 км северо-западнее населенного пункта Сайдапурам, было найдено много берилла голубовато-желтого и белого цветов. Берилл отмечался главным образом в отвалах, в некоторых местах наблюдались аквамарин. На руднике Рамахандра пегматиты залегают в слюдяных сланцах, их мощность достигает 30 м. Простираение пегматитов почти меридиональное. Размер кристаллов берилла достигают 1 м в длину. Берилл голубой и зеленый, реже белый. Некоторые пегматиты наряду с бериллом содержат и другие редкие минералы, в том числе самарскит. Последний встречается в скоплениях без видимой ориентировки кристаллов, размер которых колеблется от самых маленьких до масс весом в 60 кг. Около поселка Утукур, в пегматитовом теле длиной 320 м и шириной 64 см было добыто несколько тонн

самарскита в период деятельности рудника, а в 1942–1943 гг. уже из отвалов было отобрано 200 фунтов самарскита.

В районе Кхаганам были найдены минералы группы тантала и ниобия.

В заключение следует отметить, что, по данным детальным исследований, проведенных Бэбу (Babu, 1969–1971), температура образования пегматитов Неллuru колеблется в пределах 760–300°C. При этом главные породообразующие минералы образуются в интервале 760–450°C, а бесцветный поздний кварц и поздний альбит – при температуре 300°C. Глубина формирования пегматитов 5–6 км.

Майсурский пегматитовый район

Пегматиты этого района изучены значительно слабее пегматитов других районов Индии. В районе Майсура отмечаются лишь отдельные месторождения и проявления редкометалльных пегматитов, некоторые из которых могут представлять и практический интерес с точки зрения содержания бериллия, возможно, тантала–ниобатов, урана, редких земель и др. Но пока для такого утверждения еще очень мало данных.

Район штата Майсур, где встречается часть редкометалльных пегматитов, связанных пространственно с гранитами Клосепет, приурочен к архейскому фундаменту.

Этот район сложен породами додхарварского и дхарварского комплексов.

Согласно определениям рубидий–стронциевым методом, возраст пород Дхарвара по Крауфорду (Crawford, 1969) более 2345±60 млн. лет. Возраст пород Дхарвара по последним данным более 3000 млн. лет.

Граниты Клосепет нами охарактеризованы в разделе о гранитоидах, поэтому мы здесь не приводим их описание.

Наиболее известными пегматитами этого района являются пегматиты Бангалора, Мелкотэ, Кодар, Масти и др. Все они располагаются в породах додхарварского комплекса (рис. 11).

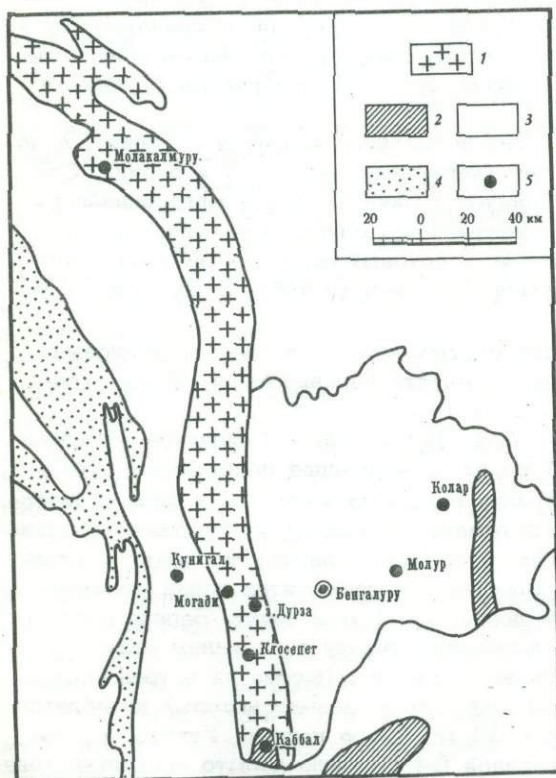


Рис. 11. Геологическая карта и положение редкометалльных пегматитов в юго-восточной части Майсура (Venkatasubramanian, Jyer and Pal, 1971)

1 – граниты Клосепет;
2 – чарнокиты; 3 – гнейсы Полуострова; 4 – дхарварские сланцы; 5 – редкометалльные пегматиты

Породы додхарварского комплекса представлены здесь гранито-гнейсами, кварцитами и амфиболитами, перемежающимися с кристаллическими сланцами.

В структурном отношении данный район представлен гранито-гнейсовыми овалами, разделенными системой синклинальных трогов.

Породы додхарварского комплекса прорваны батолитом Клошпет и сопровождающимися его штоками гранитов.

Вблизи гранитов вмещающие породы претерпели контактовые изменения. Породы также секутся серией даек порфиров, фельзитов, аплитов и пегматитов.

В пегматитах Масти, располагающихся к востоку от Бангалур, по данным Чатерджи (Chatterjee, 1963), отмечено значительное (?) количество тантало-ниобатов.

Район месторождения сложен роговообманковыми гранито-гнейсами и кварц-магнетит-пироксеновыми гранулитами. Состав пегматитовых тел не приводится, но указывается на наличие в них тантало-ниобатов.

Вне Майсурского пегматитового района, в пределах Западных Гат, среди кристаллических пород архея отмечаются отдельные пегматитовые проявления. В том числе и месторождение Кадавал.

Пегматиты Кадавал, район Ратнашири, Махараштра

По данным Раджу (Raju, 1967), на месторождении Кадавал найдено несколько пегматитовых тел, содержащих редкие минералы, в том числе танталит и уранинит (последний известен здесь с 1959 г.).

Месторождение располагается в предгорьях Сахаэдрис в 2 км к востоку-северо-востоку от поселка Кадавал.

Район месторождения находится в пределах сильно денудированной части западных Гат. Здесь вскрыты, по-видимому, архейские метаморфические породы с гранитами и пегматитами, которые перекрываются Декканскими траппами эоцена. Пегматит Кадавал (рис. 12) представляет собой тело, имеющее 704 м в длину и 416 м в ширину. Наблюдается отчетливая зональность, насчитываются три зоны. Вмещающие породы представлены биотитовыми гра-

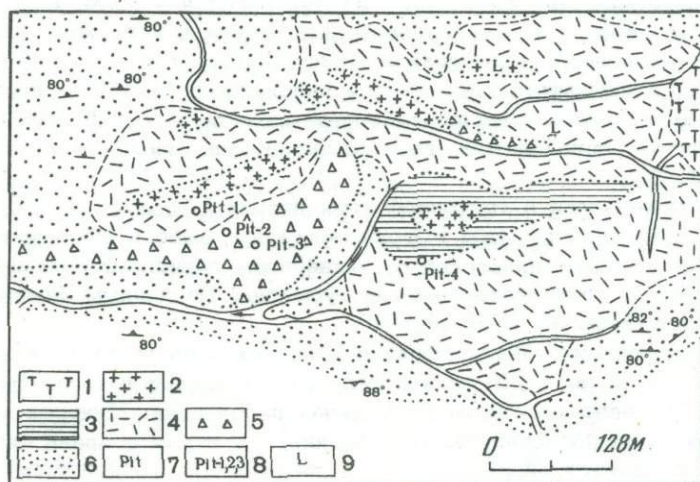


Рис. 12. Схематическая карта пегматита Кадавал, район Ратнашири, Махараштра (Raju, 1975)

1 - траппы Декана; 2 - кварцевое ядро; 3 - полевошпатовая зона (массивный полевой шпат); 4 - полевошпат-кварц-мусковитовая зона; 5 - метабариты; 6 - биотитовый гранулит, роговообманковые сланцы и др.; 7 - уранинит; 8 - колумбит-танталит; 9 - лепидолит

Таблица 9

Химический состав колумбит-танталита и урановой охры из пегматитов Кадавал,
по данным Раджу (Raju, 1967)

Окислы	Желтая урано-вая охра	Окислы	Колум-бит-танталит	Окислы	Желтая урано-вая охра	Окислы	Колум-бит-танталит
SiO ₂	2,76	SiO ₂	Нет	P ₂ O ₃	0,31	TiO ₂	0,38
PbO	1,82	Al ₂ O ₃	"	TiO ₂	Нет	MnO	5,02
Al ₂ O ₃	3,24	FeO	14,82	MnO	"	ThO ₂	Нет
Fe ₂ O ₃	0,32	Fe ₂ O ₃	1,74	CaO	"	P ₂ O ₅	"
ThO ₂	10,52	CaO	Нет	MgO	"	Re ₂ O ₃	"
RE oxide	0,98	MgO	"	П.п.п.	13,34	V ₂ O ₃	"
U ₃ O ₈	65,15	Nb + Ta ₂ O ₅	76,74	Сумма	99,64	П.п.п.	1,35
ZrO ₂	1,20	U ₃ O ₈	0,190			Сумма	100,24
						Удельный вес	5,55

нулитами, горнблендитовыми и мусковитовыми сланцами. Ксенолиты этих пород встречаются и в пегматитах. Простираение пород близкое к широтному, а падение крутое на север, но местами, вдоль южного края пегматитового тела, они отклоняются к югу.

Пегматиты сложены следующими минеральными комплексами, или зонами: 1) внешней кварц-полевошпат-мусковитовой зоной с гранатом и черным турмалином; 2) промежуточной зоной, сложенной главным образом полевым шпатом с небольшим количеством кварца; 3) центральной частью, или ядром, которое состоит из кварца и спорадически включенных в него кристаллов полевого шпата, мусковита, турмалина и других минералов.

Кроме того, в пегматите встречаются небольшие удлиненные линзовидные тела, сложенные альбитом, массивным серым кварцем с турмалином, мусковитом, уранинитом, лепидолитом, тантало-ниобатами. Последние обычно урановосны (табл. 9).

Лепидолит отмечается в тонкозернистых пачках ("books") в прорастании с кварцем и располагается либо в кварцевом ядре, либо в промежуточной зоне. Весьма характерным аксессуарным минералом лепидолитсодержащих зон пегматита является голубовато-зеленый турмалин. По данным химических анализов, лепидолит содержит 3,2% Li₂O.

Уранинит встречается спорадически в сростках кубических и октаэдрических кристаллов размером до 1,25 см и ассоциирует с серым и дымчатым кварцем, пертитом и гнездами слюды в трещинах наполнения. Минерал крупный, черного и зелено-черного цветов. По трещинам, а также с краев зерен он замещается урановой охрой.

Тантало-ниобат представлен черными кристаллами, образующими небольшие массы (до нескольких дюймов в поперечнике), ассоциирующими с черным турмалином, мусковитом, полевым шпатом и кварцем. Вблизи контакта боковой и промежуточной зон в южной части пегматитового тела отмечаются скопления этого минерала.

Не исключено, что экономическое значение этих пегматитов при более детальных исследованиях может быть пересмотрено.

Южно-Индийско-Шриланкский пегматитовый район

На самом южном конце Индостанского щита, в районе Траванкора, известны пегматиты Одара, залегающие в додхарварских гнейсах фундамента. В настоящее время определен возраст прорывающих их гранитоидов, с которыми предположительно связаны эти пегматиты. Определения, сделанные калий-аргоновым и свинцовым методами, дали цифры от 700 до 500 млн. лет. Таким образом, как граниты, так и пегматиты могли образоваться в процессе тектоно-магматической активизации фундамента Индийской платформы в конце верхнего рифея, в конце и начале нижнего палеозоя.

На Шри Ланке развиты различные гнейсы и гранулиты, сопоставляемые с породами додхарварского комплекса Южной Индии. Их прорывают граниты и пегматиты, радиологические определения возраста которых дали цифры 600-450 млн. лет.

Таким образом, пегматитовый пояс района Южной Индии, вероятно, может быть продлен на о-в Шри Ланка.

Пегматиты Одара

Пегматиты Одара, располагающиеся в центральной части Траванкора ($9^{\circ}22'$ северной широты, $76^{\circ}38'$ восточной долготы), изучены и описаны Паулосом (Paulose, 1957).

Район сложен сильно латеритизированными гнейсами, в которых пегматиты отмечаются в виде даек, имеющих почти меридиональное простирание и падающих под углом около 30° . Толщина даек варьирует от 5,76 до 8,32 м, а мощность одного только ядра — от 3,84 до 5,70 м.

Пегматиты зональны. Различают, помимо ядра, две внешние зоны. Ядро сложено массивным, полупрозрачным, молочно-белым кварцем и содержит главную часть берилла, представленного в основном аквамаринном (рис. 13). Следующая за ядром зона сложена кварцем, мусковитом и полевым шпатом, который чаще всего сильно каолинизирован. В этом измененном полевом шпате также содержится берилл, но в меньшем количестве. Берилл здесь самых различных цветов — голубовато-белый, желтый и зеленый. Часто он сопровождается колумбитом, который встречается в небольших количествах по границе ядра со следующей зоной. Колумбит ассоциирует с кварцем и полевым шпатом, но иногда отмечается между пакетами мусковита.

В следующей, внешней, зоне пегматита главные минералы — это раздробленный кварц, разложенный глинистый полевой шпат, мусковит и немного магнетита.

Преобладающей разновидностью берилла в этих пегматитах является аквамарин, размер кристаллов которого колеблется от 2,5 до 64 см в длину и от 1,25 до 10 см в поперечнике. Состав аквамарина и желтого берилла из этих пегматитов дан в табл. 10.

Рис. 13. Внутреннее строение пегматита Одара (Paulose, 1957)

1 — кварцевое ядро, 2 — кварц-мусковит-полевошпатовая (каолинизированная) зона; 3 — кварц-мусковит-полевошпатовая (сильно каолинизированная) зона; 4 — берилл; 5 — колумбит; 6 — эпидот; 7 — магнетит; 8 — слюда; 9 — латеритизированный гнейс

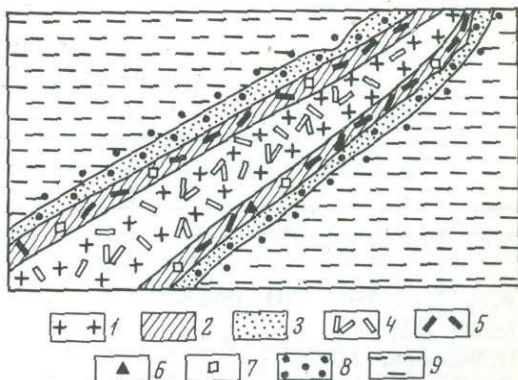


Таблица 10

Химический состав бериллов из пегматитов Одара,
по Паулосу (Paulose, 1957)

Окислы	Аквамарин	Желтый берилл	Окислы	Аквамарин	Желтый берилл
SiO ₂	65,17	65,59	Na ₂ O	0,23	0,07
Al ₂ O ₃	18,46	18,73	K ₂ O	-	0,03
Fe ₂ O ₃	1,73	0,61	P ₂ O ₅	0,04	0,05
FeO	0,41	1,53	H ₂ O ⁺	1,55	1,34
BeO	12,53	11,94	H ₂ O ⁻	0,02	0,04
CaO	0,07	0,05	Сумма	100,21	99,98
			Уд.вес	2,713	2,722

Как показывают результаты анализа, данные бериллы относятся к бесщелочным разновидностям.

Тантало-ниобаты относятся к колумбиту, состав которого следующий (в %): Nb₂O₅ - 62,21; Ta₂O₅ - 9,83; SiO₂ - следы; Fe₂O₃ - 3,57; FeO - 13,50; MnO - 10,77; U₃O₈ - 0,29; H₂O⁺ - 0,00; H₂O⁻ - 0,02; сумма - 100,18%. Удельный вес минерала - 5,57.

Пегматиты о-ва Шри Ланка

Индия отделена от Шри Ланки мелководной зоной моря и рассматривается как естественное структурное продолжение Индостанского щита. Большая часть острова Шри Ланки сложена породами додхарварского комплекса. Входящие в его состав метаморфические толщи подразделяются (снизу вверх) на три серии (см. главу 1).

Моралев И.М. (1972) считает возраст додхарварского комплекса нижнеархейским. Однако широко проявленная в венде и в нижнем палеозое тектоно-магматическая активизация наложила свой отпечаток, что и сказалось на возрасте радиоактивных минералов и слюд, определенных в пегматитах. Это видно в табл. 11.

На острове, кроме чарнокитов (гиперстеновых гранитов), отмечены рогово-обманковые граниты с розовым полевым шпатом - это так называемые граниты Тонигала. Последние интродуцируют чарнокиты, а следовательно, являют-

Таблица 11

Возраст пегматитов о-ва Шри Ланка

Исследователи	Минералы	Возраст, млн. лет
А.Е. Ферсман, 1931	Радиоактивные минералы	418-548
А.И. Тугаринов, Г.В. Войткевич, 1970	То же	461-645(550+10)
В. Моралев, 1973	"	480-500
Coorey, 1969	Слюда из Тонигала	438

ся более молодыми; по Курею (Coorey, 1969), их возраст определяется 438 млн. лет. Отмечаются также и цирконсодержащие граниты Балангода с сопровождающими их пегматитами. Граниты Балангода располагаются вблизи Мириджема.

Пегматиты о-ва Шри Ланка, как и южноиндийские, содержат редкометаллическую минерализацию.

В пегматитах, помимо главных породообразующих минералов — кварца и полевых шпатов (микроклина, альбита и адуляра), отмечаются турмалин, гранат, графит (главным образом в контактовых зонах пегматита), а также тантало-колумбит, монацит, фергюсонит, ксенотим, торит, циркон, берилл, топаз и многие другие.

подавляющее большинство пегматитов разрушено, полезные минералы добываются из элювия и аллювиальных россыпей.

Шри Ланка с давних времен славилась и славится своими драгоценными камнями, уступая в этом первое место только Бразилии.

Большая часть площадей, интересных в отношении драгоценных камней, сосредоточена в юго-западной части острова (6–7° с.ш. и 80–81° ю.д.), а также в центральной части острова около Ратнапура сити Джемс, включая такие наиболее интересные и хорошо известные места, как Рилмадулла, Реквана, Ихилиягола, Балангода и Керуита. Из драгоценных камней здесь добывают корунд (рубин, сапфир и его звездчатые разновидности), хризоберилл (и его разновидность — александрит), аквамарин, топаз, циркон, турмалин, шинель, гранат, аметист; лунный камень добывают из элювия пегматитов; все остальные драгоценные камни добывают из аллювиальных россыпей.

Помимо драгоценных камней, пегматиты острова содержат небольшие месторождения флогопита в районе Кэнди, Бадулла и Метл, но все они не имеют большого практического значения. Мусковитовые пегматиты известны на Пиннауала вблизи Валангода. В этих пегматитах мусковит ассоциирует с кварцем, полевым шпатом и турмалином. Некоторые пегматиты и кварцевые жилы содержат графит, но последний не дает в пегматитах промышленно ценных скоплений.

Выводы по пегматитам:

1. Большинство редкометаллических пегматитов Индии (три пояса из четырех) связано с зонами активизации возраста 950–800 млн. лет (с отклонениями до 1100–700 млн. лет). К ним относятся:

1) лепидолит-альбитовые пегматиты Бихарского пояса, которые сопровождаются месторождениями лития, бериллия, урана, ниобия, редких земель (по запасам урана и бериллия этот пояс занимает первое место в стране; открытие на флангах пояса новых месторождений свидетельствует о возможном росте его экономического значения);

2) мусковит-микроклин (ортоклаз)-альбитовые пегматиты Орисского пояса (некоторые из которых богаты лепидолитом) (практическое значение пегматитов этого пояса считают сопоставимыми с оруденениями Бихарского и Раджастханского поясов);

3) мусковит-микроклин-альбитовые пегматиты со сподуменом (и без него) Раджастханского пояса;

4) лепидолит-альбитовые и мусковит-микроклин-альбитовые пегматиты Сингхбхумского района (масштабы редкометаллического оруденения этого района значительно уступают масштабам редкометаллического оруденения Бихарского, Раджастханского и (?) Орисского районов).

Все пегматиты этой фазы активизации (950–800 млн. лет) тесно связаны с поясами мусковитовых пегматитов, в пределах которых они находятся, занимая преимущественно центральные части этих поясов, где они располагаются вблизи гранитов или внутри них.

2. Пегматиты Неллурского пояса связаны с более древней (1600–1400 млн. лет) зоной активизации. Эти пегматиты содержат (минералы

бериллия и тантала, но их месторождения не имеют широкого распространения.

3. Значение еще более древних пегматитов района Майсур в связи с недостаточной изученностью их редкометального оруденения пока не ясно.

4. Южно-индийско-шриланкские пегматиты в основном интересны как поставщики драгоценных камней.

Глава 7

КАРБОНАТИТЫ ИНДИЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Карбонатитовые массивы, или, точнее, массивы щелочных или ультраосновных и щелочных пород с карбонатитами, являются новым генетическим типом месторождений полезных ископаемых, изучение которого привлекло большое внимание геологов в последнее десятилетие. С карбонатитами связаны промышленные концентрации ниобия и тантала, железа и титана, циркония и редких земель, апатита и флюорита, флогопита и вермикулита, а также цементного сырья, ювелирного хризолита, урана, тория, меди и молибденита. Поиски и изучение месторождений, связанных с карбонатитами, интенсивно продолжаются и в настоящее время. Открытие каждого нового массива неизменно привлекает пристальное внимание как с точки зрения возможности выявления промышленных концентраций минерального сырья, так и с точки зрения изучения закономерностей размещения массивов и провинций щелочных пород и карбонатитов.

Карбонатитовые провинции Индийской платформы и их тектоническое положение

Карбонатитовые тела на Индийской платформе стали известны сравнительно недавно, после открытия массива Амба Донгар в 1963 г. Однако число находок карбонатитов за последние годы увеличивалось, перевалив к 1972 г. за первый десяток. В настоящее время можно наметить три возрастных комплекса карбонатитов, локализующихся в пределах трех разобнесенных провинций.

К первому комплексу принадлежат палеогеновые (эоценовые) массивы щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами, известные в районе Барода (штат Гуджарат), среди которых наиболее известен массив Амба Донгар. Вторая группа объединяет докембрийские карбонатитовые тела предвендского и верхнепротерозойского комплексов, расположенные в двух провинциях: на крайнем юге в штате Тамилнад (бывший штат Мадрас) и на северо-западе Индостана в штате Раджастхан. Кроме этих карбонатитовых провинций Индии, имеются сообщения о находках карбонатитов в штате Андхра - Прадеш. Это карбонатит в жиле нефелиновых сиенитов в районе Кхаммам (Sharma et al., 1971) и щелочные породы и карбонатиты в районе Элчура, округа Онголе (Leelanandam, Narasing Rao, 1972; Leelanandam et al., 1972). Но гово-

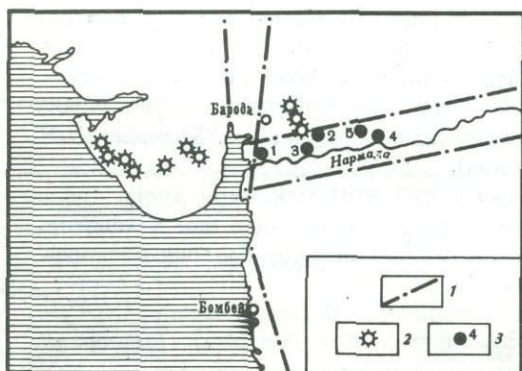


Рис. 14. Схема расположения вулканических аппаратов и карбонатитов провинции Нармада-Сон

1 - разломы; 2 - вулканические аппараты; 3 - карбонатитовые тела и их группы (цифры на схеме в кружках: 1 - Нетранг, 2 - Панвад, 3 - Амба Донгар, 4 - Барваха, 5 - Чихта Мондри)

речь о наличии еще одной карбонатитовой провинции в Индии представляется пока преждевременным, хотя возможность ее существования и вероятна.

Тектоническое положение провинций докембрийских и палеогеновых карбонатитов Индии существенно различается.

Палеогеновые массивы щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов располагаются в единой линейной зоне разлома Нармада-Сон, ограничивающей с севера деканское трапповое поле, образуя небольшую, но четко структурно обособленную провинцию. Сам по себе линеймент Нармада-Сон, известный также под названием Великого пограничного разлома (Tewari, 1968), представляет собой глубинную зону рифтового типа, в пределах которой размещение вулканических аппаратов (рис. 14) и массивов щелочно-ультраосновных пород контролируется разломами второго порядка. В этом отношении провинция Нармада-Сон во многом сходна с карбонатитовыми поясами Африки (Колотухина и др., 1964). Сходство усугубляется тем, что к рифту Нармада-Сон так же, как и к рифтовым системам Африки, помимо карбонатитов, приурочены кайнозойские центры вулканической деятельности и зона повышенной сейсмичности (Yellug, 1968). Можно указать на приуроченность карбонатитовой провинции Нармада-Сон к участку сочленения двух зон рифтового типа. Одной из них является рифт Нармада-Сон, а другой — система разломов, ограничивающая Камбейский грабен (рифт), вытянутый в меридиональном направлении (см. рис. 14). Обе зоны характеризуются заметной тектонической активностью в кайнозойское время и ограничивают панрегиональные новейшие структуры.

Положение провинции на окраине траппового поля, в той его части, где известны и довольно широко развиты щелочные оливиновые базальты (Павагарх-Хилл близ Бароды), позволяет предполагать генетическое родство пород щелочно-ультраосновных массивов со щелочными базальтами (Sukheswala, Udas, 1963, 1964). Вместе с тем весьма вероятной представляется генетическая связь щелочных оливиновых базальтов Павагарх с траппами Декана (Белоусов, Дзюценидзе, 1966; Chatherjee, 1964). В пользу этих представлений свидетельствует также интрадеканский возраст щелочно-ультраосновных пород массива Амба Донгар. Пространственная близость массивов с карбонатитами и кольцевых дифференцированных интрузий габбро с жильной серией щелочных пород (Sukheswala, Sethna, 1964) также свидетельствует в пользу предположения о связи щелочно-ультраосновного (щелочно-габброидного?) магматизма с деканскими траппами (Heinrich, 1967).

На связь с траппами Декана указывают также новые определения радиологического возраста, сделанные в районе расположения давно известного массива нефелиновых сиенитов и габбро-диоритов для вулканоплутонического комплекса Мандуэра, расположенного на северном продолжении Камбейского грабена. Эти определения дали цифру 56 ± 8 млн. лет (Subramanian et al., 1972).

В провинциях докембрийских карбонатитов Индии четкого линейного структурного контроля в размещении щелочно-ультраосновных массивов с карбонатитами не наблюдается. Для Раджастханской провинции, где известны пока один массив и несколько мелких тел карбонатитов, анализ тектонических закономерностей размещения карбонатитов вообще невозможен. Для провинции Тамилнад отмечается приуроченность массивов щелочных пород и карбонатитов к разломам глубокого заложения, проявляющим тектоническую (сейсмическую) активность в новейшее время (Grady, 1971). Более детальное рассмотрение геологического строения района показывает, однако, что система разломов, контролирующая здесь размещение щелочных интрузий и карбонатитов, имеет сложное строение и в известной степени может сравниваться с древними рифтовыми структурами (Vorodin et al., 1971). Тем не менее необходимо указать, что из всего многообразия явлений, сопровождающих классические рифтовые структуры фанерозоя, в данном случае наблюдается только одно — серия массивов щелочных пород. Более достоверной и, следовательно, характерной тектонической особенностью этой провинции явля-

ется, вероятно, приуроченность ее к пограничной зоне между чарнокитовым поясом Восточных Гат и Южной Индии и областью развития гранитно-гнейсовых комплексов (гнейсовых складчатых овалов) центральной части Индостана.

Карбонатитовая провинция Тамилнад и массивы нефелиновых сиенитов, известные в штатах Орисса и Андхра – Прадеш, приурочены к зоне ограничения чарнокитового пояса Восточных Гат. Можно предполагать возможность выявления новых карбонатитовых тел в Восточнотамилской щелочной провинции (см. рис. 16).

В обоих рассмотренных случаях – в Раджастане и в Тамилнаде – провинции докембрийских карбонатитов в отличие от палеогеновых карбонатитов Нармада-Сон не обнаруживают приуроченности к хорошо проявленным на поверхности линейным зонам рифтового типа (зонам сквозных разломов). Размещение массивов здесь определяется зонами повышенной магматической проницаемости, отвечающими древним разломам глубокого заложения, утратившим тектоническую активность ко времени проявления щелочного магматизма и плохо выраженным в современной структуре (зоны тектоно-магматической активизации).

Эти особенности тектонического строения провинции докембрийских карбонатитов, устанавливаемые на примере Индии, по-видимому, имеют общее значение, так как характерны и для некоторых других карбонатитовых провинций (Восточно-Канадской, Карело-Кольской, Алданской и др.).

Палеогеновый комплекс щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов провинции Нармада-Сон

Тела карбонатитов, известные в пределах провинции Нармада-Сон, находятся в тесной пространственной ассоциации со щелочными породами и располагаются в пределах сравнительно небольшого по площади района (см. рис. 14). Наиболее крупным и хорошо изученным массивом этой провинции является Амба Донгар. Первые сведения о карбонатитовых породах, находящихся в районе Амба Донгар в "интрузивном" залегании, были приведены в 1884 г. Боссе, который считал их ремобилизованными известняками, т.е. на уровне представлений своего времени фактически предполагал их карбонатитовую природу (Heinrich, 1967).

Как карбонатитовый массив в современном понимании Амба Донгар был описан Сухесвала и Удасом (Sukheswala, Udas, 1963, 1964) и изучен в процессе разведки связанного с ним месторождения флюорита (Deans, Powell, 1968; Deans et al., 1972). Массив расположен в 35 км к югу от г. Чхота Удайпур в районе Барода, штат Гуджарат ($21^{\circ}59'30''$ с.ш. – $74^{\circ}4'34''$ в.д.), на северной окраине области распространения деканских траппов. Он прорывает верхнемеловые песчаники и известняки свиты Баг, залегающие субгоризонтально на докембрийских гнейсах и гранитах серии Чампанер, а также часть покровов вышележащих базальтов Деккана, которые имеют в этом районе небольшую мощность. Наиболее молодые потоки базальтов перекрывают часть интрузива, что позволяет весьма точно установить его возраст как интердеканский мел-эоценовый (Sukheswala, Udas, Heinrich, 1965).

Массив обладает изометричной в плане формой и имеет концентрическое строение (см. рис. 15). Его диаметр около 6,5 км. Вмещающие песчаники и известняки в экзоконтактах массива имеют крутые (до $50-60^{\circ}$) падения по направлению от него, а с удалением от куполовидной структуры, в пределах которой расположен массив, быстро выволаживаются и повсеместно в районе падают на юг очень полого ($6-8^{\circ}$). При этом абсолютные отметки верхнемеловых осадочных пород в районе не превышают 390 м, а в пределах Амбадонгарского купола достигают 625 м. В центральной части массива отмечается изометричная кальдера проседания, ограниченная системой кольцевых разломов и карбонатитовых брекчий, в которых сохранился участок базальтовой кровли массива. Эти базальты также формируют небольшой купол. Таким обра-

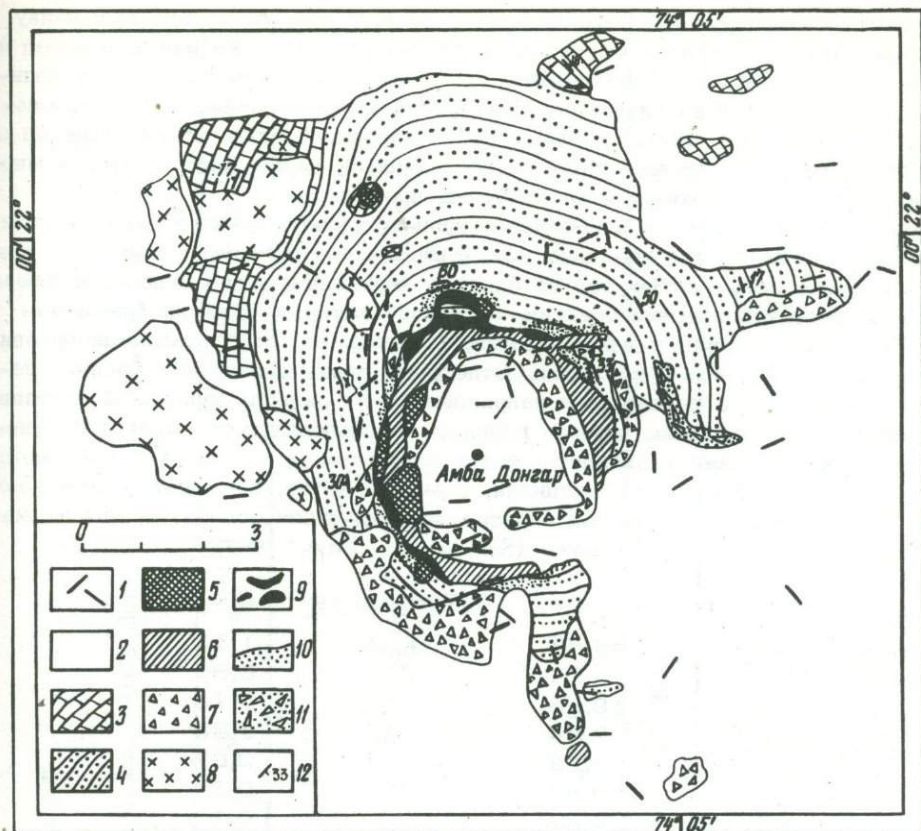


Рис. 15. Схема геологического строения массива Амба Донгар (Deans et al., 1972)

1 - дайки долеритов и базальтов; 2 - базальты Декана; 3 - известняки серии Баг; 4 - песчаники серии Баг; 5 - анкеритовые карбонатиты; 6 - кальцитовые карбонатиты (сёвиты); 7 - карбонатитовые брекчии; 8 - нефелиновые сиениты, фонолиты и тингуаиты; 9 - флюоритовые метасоматиты и кварц-флюоритовые жилы; 10 - фенитизированные (фельдшпатизированные) породы; 11 - тектонические брекчии; 12 - элементы залегания слоев

зом, массив, по всей вероятности, представляет собой слабо эродированный вулcano-плутонический комплекс, формировавшийся в близповерхностных условиях (Deans et al., 1972).

Центральные зоны массива, обнажающиеся на окраинах кальдеры, представлены карбонатитовыми брекчиями, карбонатитами (сёвитами и анкеритовыми карбонатитами) и флюоритовыми метасоматитами. Вблизи контакта с карбонатитами и флюоритовыми породами песчаники свиты Баг местами интенсивно фенитизированы (фельдшпатизированы). На периферии купола располагается несколько крупных и мелких тел и даек эгириновых нефелиновых сиенитов, фонолитов, ийолитов (часто меланитсодержащих) и тингуаитов. Все породы массива секутся поздними дайками долеритов и базальтов (см. рис. 15).

Площадь массива покрыта почти сплошным чехлом рыхлых отложений, так что изучение его заметно продвинулось лишь после проходки значительного числа разведочных выработок. В частности, на карбонатитах и флюоритовых породах повсеместно развит характерный красновато-коричневый элювий и непосредственное наблюдение пород возможно только в горных выработках.

Карбонатиты и флюоритовые породы образуют мощную коническую дайку, непосредственно окружающую кальдеру проседания, а также ряд жил и тел неправильной формы среди вмещающих пород на склонах купола. Главная коническая дайка имеет значительные раздувы, которые первоначально описывались как отдельные изометричные в плане карбонатитовые штоки. Переход от карбонатитов к вмещающим породам постепенный, через зону фенитов и многочисленных пересекающихся карбонатных прожилков.

Брекчии с ийолитовым и нефелин-эгирин-ортоклаз-кальцитовым цементом образуют мощное кольцевое тело, обрамляющее центральную кальдеру, а также несколько разобщенных тел на склонах Амбадонгарского купола. Наблюдаются также тектонические брекчии, в составе которых обломки (размером до 60 см) представлены известняками, песчаниками, базальтами, пироксенидами, рассланцованными сѣвитами. Отдельные выходы подобных брекчий известны в долинах с радиальным направлением на склонах купола. В составе щелочных пород массива, помимо главных породообразующих минералов (нефелина, эгирина, реже канкринита, ортоклаза, акмита, меланита), отмечаются содалит, щелочной амфибол, куспидин, сфен, магнетит, ильменит, апатит, монацит и др. Химический состав образца нефелин-пироксеновой породы из массива Амба Донгар приведен ниже (Sukheswala, Udas, 1963).

Компоненты	Вес %	Компоненты	Вес. %
SiO ₂	45,83	K ₂ O	1,13
TiO ₂	0,94	P ₂ O ₅	0,81
Al ₂ O ₃	19,58	CO ₂	0,78
Fe ₂ O ₃	3,44	SO ₃	1,55
FeO	3,23	F	0,07
MnO	0,42	BaO	0,1
MgO	0,87	SrO	0,1
CaO	9,69	U ₃ O ₈	0,004
Na ₂ O	6,10	ThO ₂	-
		П.п.п.	5,29
		Сумма	99,93

Среди карбонатитов и существенно флюоритовых пород выделяются следующие разновидности (от древних к молодым): 1) карбонатитовые брекчии, 2) крупнозернистые белые мартиновые сѣвиты с крупными ксенолитами полевошпатовых и кварц-полевошпатовых пород, 3) анкеритовые карбонатиты с ксенолитами полевошпатовых пород и барит-ангидрит-флюоритовые породы с повышенной радиоактивностью, 4) гидротермальные кварц-флюоритовые жилы и флюоритовые метасоматиты (Sukheswala, Udas, 1963; Deans et al., 1972).

Кроме перечисленных минералов, в составе карбонатитов и флюоритовых пород присутствуют доломит и фторapatит (иногда в породообразующих количествах), нефелин, магнетит, гематит, тантало-ниобаты, редкоземельные фториды, галенит, пирит, окислы марганца, сульфат радия. Результаты химических анализов некоторых разновидностей карбонатитов и флюоритовых пород приведены в табл. 12.

В верхней строке приведены данные анализа своеобразной породы, состоящей на 45% из флюорита, на 20,5% из барита и на 8,4% из ангидрита и содержащей сульфат радия в количестве, эквивалентном 0,056% U₃O₈.

В пределах массива Амба Донгар в настоящее время промышленное значение имеет только флюоритовая минерализация. Кристаллы желтого и бесцветного ювелирного флюорита размером 1-2 см добывались в этом районе давно (Ann. index, 1963, 1964), однако лишь в последние годы Геологической службой Индии здесь проведены специальные разведочные работы (Rao, 1964; Sukheswala, 1967). В настоящее время на месторождении Амба Донгар до-

Таблица 12

Химический состав карбонатитов и флюоритовых пород массива Амба Донгар (Sukheswala, Udas, 1963)

Порода	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	SrO	CO ₂
Ангидрит-барит-флюоритовая порода	0,3	1,80	9,92	2,80	-	38,80	0,18	-	13,50	0,2	0,11
Карбонатиты (три образца)	5,3- 5,77	Не опр.	3,11- 7,48	0,34- 1,99	0,1- 14,0	25,03- 39,37	0,17- 0,34	0,07- 0,66	0,5- 2,0	Не опр.	1,00- 30,0

Таблица 12 (продолжение)

Порода	P ₂ O ₅	SO ₃	F	U ₃ O ₈	ThO ₂	TR ₂ O ₃	Pb	Nb	П.п.п.	Сумма
Ангидрит-барит-флюоритовая порода	0,13	11,67	21,92	0,004	0,01	0,9	0,02	Не опр.	5,50	99,69
Карбонатиты (три образца)	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,5-6,0	Не опр.	-

бывается только высококачественная флюоритовая руда. Низкосортная руда складывается для переработки на обогатительной фабрике, строительство которой завершается и которая будет давать около 40 тыс. т флюорита в год. Запасы руд, содержащих 30% флюорита, по данным Геологической службы Индии, оцениваются 11,6 млн.т (Min. Trade Notes, 1967).

Неподалеку от Амбандонгарского купола, в 8 км к северо-западу от деревни Амба Донгар, в районе Сиривасан-Накал, также известны обнажения карбонатитовых брекчий, слагающих выходы диаметром от 30 до 300 м. Брекчии представляют собой породы, в которых обломки песчаников свиты Баг сцементированы существенно карбонатной массой, сложенной кальцитом или анкеритом, эгирином-авгитом, роговой обманкой и флогопитом. В качестве акцессорных минералов отмечены апатит, меланит, сфен, пирохлор и гематит. Брекчии, вероятно, слагают субпластовое тело в песчаниках, необычное по форме для карбонатитовых тел. Здесь же известны трубообразные тела эгирина-апатитовых севитов, аналогичных по составу цементирующему материалу брекчий (Sethna, 1971).

Другим участком провинции Нармада-Сон, где установлены карбонатиты, является массив Панвад, находящийся в 3 км к югу от селения Панвад, которое расположено в 23 км к северу от Амба Донгара. Здесь на небольшом холме, вытнутом в широтном направлении, обнажаются нефелиновые сиениты, слагающие дайкообразное тело мощностью около 10 м, а также штокообразное тело ийолитов диаметром 85 м. Ийолиты сложены эгирином-авгитом и нефелином и содержат в качестве акцессорных минералов анальцим, апатит и сфен. Нефелиновые сиениты и ийолиты залегают в поле деканских траппов и, по-видимому, секут последние (Deans, Pawell, 1968). Однако развитые здесь базальты являются специфичными, так как почти не содержат вкрапленников пироксена и, напротив, содержат многочисленные кристаллы кальцита и анкерита. Поскольку явления замещения пироксена карбонатом очень редки, предполагается, что кальцит может быть большей частью первичным (магматическим). Состав плагиоклазов этих пород весьма изменчив — от альбита до лабрадора, причем кристаллы более основного плагиоклаза часто являются более свежими. Нередко наблюдаются случаи замещения плагиоклаза кальцитом. Присутствие кальцитсодержащих разновидностей базальтов в районах расположения карбонатитовых массивов Панвад и Амба Донгар рассматривается как доказательство генетической связи карбонатитов с траппами Декана (Sukheswala, Avasia, 1972).

На южном и северном склонах холма обнаружены тонкозернистые кальцитовые и доломитовые карбонатиты, в которых присутствуют барит, флюорит и пирохлор. Здесь же указываются измененные трахиты (Yellur, 1968).

Принадлежность карбонатных пород массива Панвад и брекчий района Сиривасан-Накал к карбонатитам доказывается сходством минерального состава акцессорных минералов (включая пирохлор) и содержанием элементов-примесей, установленных в этих породах и в карбонатитах массива Амба Донгар. Индикаторные геохимические отношения Sr/Ba, Ce/La и (Ce + La)/Y также свидетельствуют о карбонатитовой природе рассматриваемых пород (Sethna, 1971).

Следующим пунктом, где открыты карбонатиты, является район Барваха в Дхарских джунглях (штат Мадхья-Прадеш), примерно в 200 км к востоку от Амба Донгара. Здесь выявлены две дайки флюоритоносных тонкозернистых карбонатитов, прослеженные на 200–250 м при мощности 3–8 м, в ассоциации с дайками нефелиновых сиенитов и интрузивными брекчиями. Брекчии содержат обломки докембрийских пород (виндийской системы) и меловых песчаников, что позволяет определить время их образования как послемеловое, т.е. совпадающее с установленным для карбонатитов Амба Донгара.

Брекчии и карбонатиты залегают среди докембрийских толщ виндийской системы, обнажающихся в днище долины р. Нармада, врезанной в плато деканских траппов на 400–450 м. Кроме того, выявлены брекчии, слагающие тру-

бообразные тела, пересекающие меловые песчаники (Subramaniam, Parimoo, 1965).

Практический интерес в районе Барваха пока представляет только флюоритовая минерализация, так как распространенность флюорита в виде мелкой вкрапленности и сравнительно крупных (до 0,5 см) кристаллов в карбонатитах достаточно широка (Sharma, Rode, 1966).

В 10 км к восток-северо-востоку от Барвахи, вблизи пос. Чихта-Мондри, описана кольцевая структура, сложенная сиенитами и фельзитами, в периферических частях которой указывается присутствие брекчий и карбонатитов. Предполагается, что здесь имеется интрузия, приуроченная к куполу с кальдерой в центре; однако достоверность наличия здесь карбонатитов пока не подтверждена (Yellur, 1968).

Последним участком, где в пределах провинции Нармада-Сон установлены карбонатиты, является участок Нетранг в районе Броач, штата Гуджарат (Yellur, 1968). Здесь вблизи автомобильной дороги Райпарди-Нетранг, возле селения Хингория, издавна известен изолированный холм, сложенный карбонатными породами, которые считались кристаллическими известняками. Находки флюоритовых жил мощностью около 0,6 м в этих породах и брекчий базальтов, окружающих холм, возвышающийся на 70 м над базальтовым плато, явились основанием для предположения, что указанные породы — карбонатиты (Udas, Krishnamurthy, 1968). Установленная пространственная ассоциация карбонатитов со щелочными породами типа нефелиновых сиенитов и посттравматический возраст флюоритовой минерализации позволяют сравнивать массив Нетранг с массивом Амба Донгар. Эти черты сходства позволили доказать, что карбонатные породы Нетранг являются карбонатитами (Yellur, 1968). Флюоритовая минерализация штока Нетранг считается заслуживающей детального изучения (Udas, Krishnamurthy, 1968).

Предвендский комплекс щелочных пород и карбонатитов провинции Тамилнад

Массивы щелочных пород и карбонатитов провинции Тамилнад залегают среди глубоко метаморфизованных архейских гнейсов и гранито-гнейсов. В составе толщи архейских пород отмечаются также линзы и пластовые тела мраморов, частично переходящих в скарноподобные кальцифиры, амфиболитов и пироксеновых пород (пироксенитов).

Щелочные породы, представленные главным образом щелочными сиенитами, образуют серию овальных в плане штокообразных массивов размером от нескольких сотен метров до 10–15 км (рис. 16, 17). В приконтактных частях некоторых из этих массивов располагаются серповидные и линзовидные тела дунитов и пироксенитов (иногда секущиеся жилами пегматитовых сиенитов), так что в этих случаях образуются как бы кольцевые комплексы (например, массив Джогипатти). Однако в связи с тем, что дуниты и пироксениты образуют в районе и самостоятельные интрузии, причем значительно более древнего, чем сиениты и карбонатиты, возраста, вероятно, можно говорить о гетерогенной природе таких массивов. Древний возраст ультраосновных пород района доказывается тем, что они секутся жилами пегматитов, розовых гранитов и сиенитов архейского и нижнепротерозойского возраста (2500–2100 млн. лет) и подвержены гранитизации этого же времени, обусловившей формирование оторочек существенно пироксеновых и амфиболовых пород вокруг массивов ультрабазитов. Таким образом, генетическое родство ультраосновных и щелочных пород Тамилнада представляется, судя по имеющимся геологическим данным, маловероятным.

В настоящее время установлено шесть карбонатитовых тел, ассоциирующихся с сиенитовыми массивами провинции Тамилнад. Эти карбонатные породы первоначально рассматривались как кристаллические известняки и лишь после того, как Динсом в 1967 г. были установлены повышенные содержания нио-

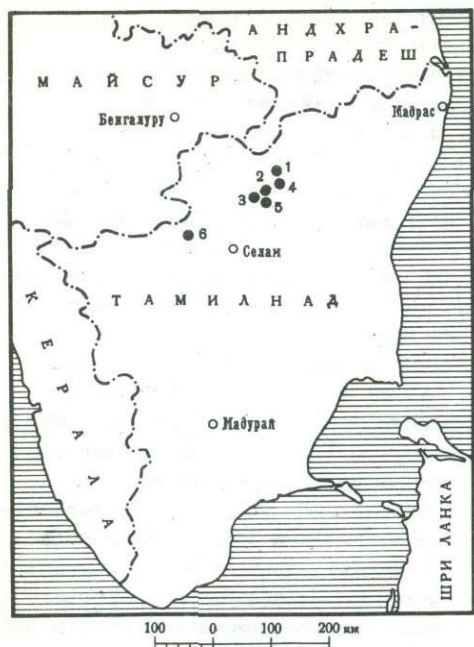


Рис. 16. Схема расположения карбонатов провинции Тамилнад. Цифрами на карте обозначены карбонатитовые тела

1 - Коратти; 2 - Джогипатти; 3 - Редипатти; 4 - Карпатту; 5 - Паласулаккарай; 6 - Пакканаду

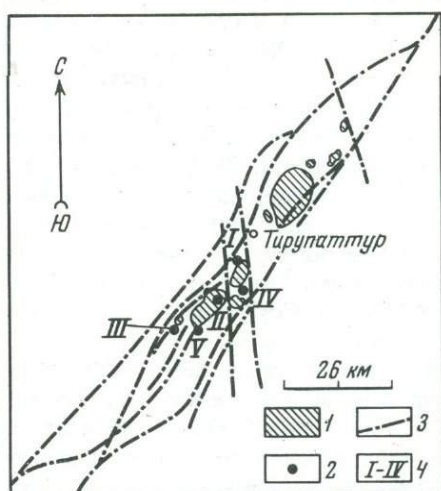


Рис. 17. Схема расположения карбонатов, массивов сиенитов и важнейших разломов района Тирупаттур провинции Тамилнад

1 - сиениты; 2 - карбонаты; 3 - важнейшие разломы; обозначения карбонатитовых тел: I - Коратти (Севатур), II - Джогипатти, III - Редипатти, IV - Карпатту, V - Паласулаккарай

бия, фосфора, бария, стронция и был определен характерный для карбонатов изотопный состав стронция, предположение о карбонатитовой природе изученных пород получило весомое подтверждение (Deans, Powell, 1968).

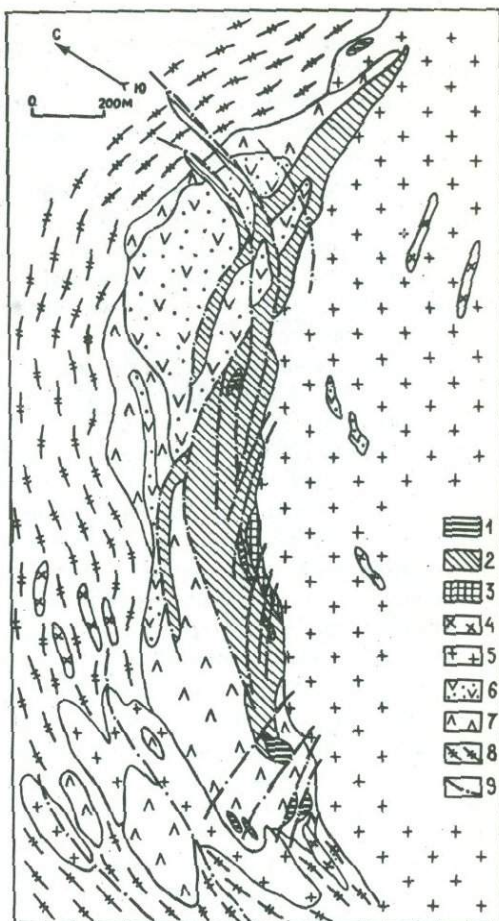
В 1968-1970 гг. южноиндийские карбонатиты изучали и картировали советские и индийские геологи - сотрудники проекта ООН и геологической службой штата Тамилнад (В.П. Поникаров, Л.С. Бородин, Е.И. Семенов, В.М. Моралев, В.Гопал, В.Субраманиан и др.). Результаты проведенных исследований позволяют дать лишь геологическую характеристику карбонатитов Тамилнада. Однако карбонатитовая природа изученных образований может считаться вполне обоснованной (Borodin et al., 1971).

Пять из шести известных карбонатитовых тел расположены вблизи г. Тирупаттур (округ Северный Аркот), в пределах сравнительно небольшого района, и характеризуются сходными чертами строения и состава. Шестое проявление обособлено от тирупаттурского карбонатитового района и расположено вблизи селения Пакканаду, недалеко от г. Салем.

Массивы щелочных сиенитов и карбонатитов Тирупаттурского района локализируются в пределах большой по протяженности зоны северо-восточного простирания, которая приурочена к границе между чарнокитовой областью Южной Индии и областью развития гранито-гнейсов. Эта зона не представляется зоной разлома значительной протяженности и длительности развития. Здесь

Рис. 18. Схема геологического строения карбонатитового массива Коратти (Deans, Powell, 1968)

1 - кальцитовые карбонатиты (сё-
виты); 2 - полосчатые неравномерно-
зернистые параанкеритовые карбона-
титы (бефорситы), местами кальци-
тизированные; 3 - массивные грубо-
зернистые параанкеритовые карбона-
титы; 4 - сиенитовые пегматиты;
5 - массивные и трахитоидные сиени-
ты; 6 - магнетит-апатит-флогопит-
пироксеновые породы; 7 - пироксениты,
местами с роговой обманкой и
биотитом; 8 - биотитовые и амфибол-
биотитовые гнейсы; 9 - разломы



наблюдается серия сравнительно небольших и часто нечетко выраженных разрывов различной ориентировки, формирующих в целом участок повышенной проницаемости, ограниченный как по простиранию, так и по ширине (см. рис. 17). Намечающаяся S-образная форма этого участка в плане позволяет предполагать влияние горизонтальных деформаций. В пределах зоны преобладает система кулисообразных крутопадающих сбросов восток-северо-восточного и северо-восточного простирания. Более мелкие разломы север-северо-западного простирания смещают северо-восточные сбросы и секут массивы сиенитов.

Все известные тела карбонатитов располагаются вблизи или внутри массивов сиенитов, что позволяет предполагать генетическую связь карбонатитов с сиенитами. Встречающиеся на контактах с сиенитами и карбонатитами пироксениты частично метасоматически изменены с образованием магнетит-апатит-флогопит (вермикулит) - пироксеновых пород. Радиологическое определение возраста (K-Ar метод) флогопита из таких пород массива Коратти показало 720 ± 30 млн. лет (Deans, Powell, 1968), или (в пересчете по константам, принятым в СССР) 743 млн. лет. Определения возраста более полной серии слюд из карбонатитов, сиенитов и измененных пироксенитов K-Ar методом и пироклора из карбонатитов массива Коратти U-Th-Pb методом, выполненные В.М. Моралевым, С.В. Вороновским и Л.С. Бородиным, позволили уточнить возраст карбонатитов провинции Тамилнад и считать его отвечающим 850 млн. лет, т.е. верхнепротерозойским (предвендским).

Наиболее крупным и хорошо изученным карбонатитовым массивом Тирупатурского района является Коратти, расположенный в 9 км к югу от г. Тирупаттур, вблизи небольших селений Коратти и Севатур, отчего этот массив уже успел получить в литературе свое второе название – Севатур (Deans, Powell, 1968). Координаты массива – $12^{\circ}25'$ с.ш. – $78^{\circ}32'$ в.д.

Карбонатитовое тело имеет линзовидную форму, длину около 2 км при ширине от 30 до 200 м (рис. 18). Оно вытянуто в восток–северо–восточном направлении. Кроме главного тела, известно несколько мелких линзовидных и дайкообразных тел. Карбонатиты главного тела граничат с сиенитами на востоке и юге и с пироксенитами – на западе и севере. Вмещающие гранито–гнейсы имеют такое же простирание, как карбонатиты и контакт массива сиенитов.

Сиениты массива Коратти щелочные (микроклиновые), пироксеновые или амфиболовые трахитоидные, грубозернистые. Наиболее характерные акцессорные минералы сиенитов – апатит, магнетит, циркон, сфен.

Пироксениты в районе массива Коратти характеризуются сильной изменчивостью структуры и текстуры, типичной для метасоматически измененных пород. На большей части площади их развития пироксениты превращены в магнетит–apatит–флогопит–пироксеновые породы с грубонеровнозернистой структурой. Лишь вблизи контакта с гранито–гнейсами наблюдаются массивные среднеравнозернистые неизмененные пироксениты. На контакте с сиенитами пироксениты местами превращены в биотит–пироксеновые породы, которые, видимо, позднее были преобразованы в магнетит–apatит–флогопит–пироксеновые породы под влиянием карбонатитового процесса. Очевидно, этим объясняется тот факт, что аналогичные апатит– и флогопитсодержащие пироксеновые породы постоянно наблюдаются в ассоциации с карбонатитами и на других массивах Тамилнада, тогда как вблизи сиенитовых интрузий при отсутствии карбонатитов всегда отмечаются лишь биотит–пироксеновые породы.

Карбонатиты массива Коратти в основном представлены существенно магнезиальными (параанкеритовыми) разностями – бифорситами. Особенностью состава главного породообразующего карбоната является сравнительно высокое содержание железа, в связи с чем он определен Л.С. Бородиным как параанкерит. Результаты химических и спектральных анализов параанкерита приведены в табл. 13, 14.

Для карбонатных пород массива Коратти намечена следующая последовательность формирования типов карбонатитов:

- 1) параанкеритовые или железистые доломитовые карбонатиты (бифорситы);
- 2) кальцит–доломитовые карбонатиты массивные и неправильно–полосчатые;
- 3) кальцитовые карбонатиты (сёвиты);
- 4) кальцит–пироксен–

слоистые породы (контактные разности или реликты метасоматически измененных силикатных пород в пределах главного тела карбонатитов).

Предполагается, что массивные параанкеритовые крупнозернистые до гигантозернистых карбонатиты являются наиболее древними и первоначально слагали все тела. В настоящее время они встречаются лишь в виде реликтовых линзовид-

Таблица 13
Химический состав параанкеритов массива Коратти (в %) (Borodin et al., 1971)

Компоненты	1*	2	3	4
Железо общее				
как Fe_2O_3	4,09	4,08	3,83	3,83
FeO	3,54	3,54	3,45	3,54
MnO	0,65	0,65	0,48	0,52
MgO	18,16	18,11	18,30	17,87

*В верхней строке табл. 13–16 – номера образцов карбонатитов.

Таблица 14

Содержание стронция и бария параанкеритах массива Коратти по результатам количественных и спектральных анализов (в %) (Borodin et al., 1971)

Элементы	1	2	3	4	5
Sr	0,28	0,28	0,45	0,45	0,50
Ba	0,03	0,05	0,04	0,04	0,13

вкрапленность магнетита, апатита, флогопита (вермикулита), пироксена (акмита), амфиболов (рибекита, рихтерита, арфведсонита), пирохлора, колумбита, ферсмита, циркона, сфена, пирротина, пирита и изредка оливина. Среди полосчатых бефорситов, слагающих подавляющую часть массива, наблюдаются полосы и линзы более поздних массивных кальцитовых карбонатитов, а также участки частичной кальцитизации. Кальцитизированные бефорситы в краевых частях массива сменяются тонкополосчатыми мелкозернистыми слюдистыми кальцитовыми карбонатитами, обогащенными пироксеном и содержащими пирит и примазки малахита. Эти породы по текстуре иногда напоминают тонкослоистые серые известняки; однако структура их под микроскопом оказывается микрогранобластической или милонитовой.

Рудная минерализация в карбонатитах представлена пирохлором, апатитом и магнетитом. Пирохлор наблюдается в виде вкрапленности в полосчатых бефорситах и представлен двумя разновидностями, отличающимися цветом (черный и коричневый). Результаты химических и спектральных анализов пирохлора приведены в табл. 15, 16.

Результаты анализов пирохлора показывают незначительные вариации в составе. Об этом же свидетельствует постоянство размеров кристаллической решетки: 10,32 – 10,35 Å, полученные после нагрева минерала, поскольку

Таблица 15

Химический состав пирохлоров массива Коратти (в %) (Borodin et al., 1971)

Компоненты	1	2	3	Компоненты	1	2	3
Nb ₂ O ₅	41,35	42,16	40,69	как SrO	0,78	1,80	0,41
Ta ₂ O ₅	4,83	5,20	6,48	BaO	1,54	2,72	0,47
U ₃ O ₈	21,05	18,60	23,80	Na ₂ O	1,96	2,83	1,55
TR ₂ O ₃	1,00	0,35	1,78	K ₂ O	0,20	0,10	0,12
SiO ₂	1,68	1,48	0,51	F	1,61	1,40	0,83
TiO ₂	7,28	7,49	8,80	CO ₂	-	3,03	-
Al ₂ O ₃	0,33	-	0,20	ThO ₂	-	0,10	-
Fe общее	1,94	2,13	1,72	H ₂ O ⁺	4,36	2,64	4,57
как Fe ₂ O ₃				П.п.п.	0,50	0,96	0,35
MnO	-	-	-				
MgO	0,41	0,35	0,32	Сумма	100,22	100,20	99,70
CaO	8,82	6,50	7,80	Уд.вес	4,55	4,61	4,35

природные образцы оказались метамиктными. Это позволяет заключить, что как черная, так и коричневая разновидности принадлежат к одному минеральному виду пирохлора, богатому ураном и танталом (бетафит или гаччетолит).

Кроме пирохлора, в полосчатых бефорситах наблюдаются вкрапленность и скопления кристаллов апатита и магнетита. Содержание апатита в карбонатах варьирует от 3–5 до 20–25%; причем он не образует значительных скоплений, которые могли бы рассматриваться в качестве самостоятельных рудных тел. Магнетит также наблюдается в виде рассеянной вкрапленности, хотя кристаллы его достигают иногда значительных размеров – от 0,5–2 до 5–10 см. Магнетит характеризуется повышенным содержанием титана, что было установлено спектральным анализом нескольких образцов (см. табл. 16).

Кроме карбонатитов, апатит и магнетит образуют несколько небольших по размеру тел апатит–магнетитовых пород. Эти же минералы вместе с вермикулитом (флогопитом) входят в состав измененных пироксенитов, развитых вблизи контактов с главным телом карбонатитов.

Промышленное значение пирохлоровой минерализации в карбонатитах не установлено, несмотря на то, что были выявлены зоны и участки, обогащенные этим рудным минералом. В настоящее время на массиве доказанное экономическое значение могут, по-видимому, представлять только вермикулит и апатит, заключенные в измененных пироксенитах (магнетит–apatит–флогопит–пироксеновых породах). Вермикулит содержится в количествах от 1–2 до 20–25%. Химическими анализами доказано содержание в породах пятиоксида фосфора, в среднем в количестве 4–6%, что отвечает среднему содержанию апатита (около 10%).

Вторым по величине карбонатитовым массивом Тирупаттурского района является массив Джогипатти, расположенный вблизи одноименного селения, в 1,5 км к северу от железнодорожной станции Самалпатти, в районе Дармапури. Здесь карбонатиты слагают семь мелких линзовидных тел, залегающих в эндоконтактной части крупного массива щелочных сиенитов. Тела карбонатитов на поверхности не имеют контактов с пироксенитами, однако в целом они располагаются вблизи контакта сиенитов с пироксенитами. Наиболее крупное карбонатитовое тело имеет длину около 300 м при ширине в раздуве до 80 м. Бурением это тело прослежено на глубину около 100 м, причем в скважине на контакте с карбонатитами были встречены метасоматически изменен-

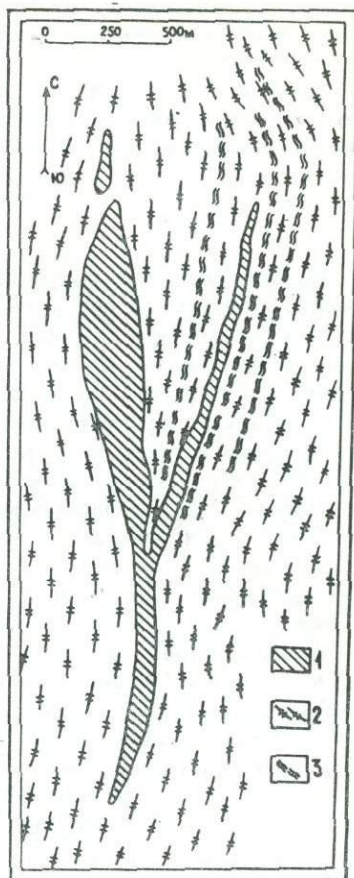
Таблица 16

Состав пирохлоров массива Коратти по данным количественного спектрального анализа (в %) (Borodin et al., 1971)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
Nb_2O_5	34	38	36	41	38	38	42	46
Ta_2O_5	4	4,5	4,5	4,5	4,5	3,0	5,0	4,5
U_3O_8	13	23	18,5	21	20	14,5	18,0	24,1
ThO_2	0,2	0,1	-	-	-	-	-	0,2
TiO_2	5,5	3,0	4,5	4,5	6,0	2,5	5,5	6,0
Fe_2O_3	1,5	3,0	1,5	1,0	1,0	1,5	1,0	1,0
ZrO_2	0,1	0,2	0,2	-	-	0,5	0,3	0,4
$(La, Ce)_2O_3$	1,5	0,8	1,1	0,7	1,2	-	-	-
Nb_2O_5/Ta_2O_5	8	8,5	9	9	8	13	8,5	10
Nb_2O_5/U_3O_8	2,6	1,7	1,95	1,95	1,9	2,6	2,3	1,9

Рис. 19. Схема геологического строения карбонатитового массива Пакканаду

1 - полосчатые кальцитовые карбонаты (сёвиты); 2 - сиениты (альбититы, олигоклазиты) и альбитизированные гнейсы; 3 - зоны гидротермально измененных пород



ные флогопит- и апатитсодержащие пироксениты. Все карбонатитовые тела массива Джогипатти вытянуты в субширотном или восток-северо-восточном направлении.

Карбонатиты Джогипатти сложены преимущественно железистым доломитом-параанкеритом и, кроме того, содержат иногда в значительном количестве карбонат бария и стронция, определенный Е.И. Семеновым как бенстонит (Semenov et al., 1971). Выделяются две главные разновидности карбонатитов: 1) массивные грубозернистые и 2) порфировидные полосчатые; последние обычно содержат рассеянные включения и скопления апатита, магнетита и темноцветных минералов, главным образом рибекита. Пироксенол в карбонатитах Джогипатти не обнаружен.

Три остальные проявления карбонатитов в пределах Тирупаттурского района - Карапатту, Редипатти и Паласулаккарай - представляют собой небольшие жильные или линзовидные тела бефорситов, залегающие среди гранито-гнейсов или пироксенитов, вблизи сиенитовых массивов. Карбонатиты представлены массивными грубо- и среднезернистыми, реже полосчатыми разновидностями, содержат вкрапления апатита, магнетита и темноцветных минералов, главным образом флогопита и рибекита, реже эгирина. Пироксениты, контактирующие с карбонатитами, например на проявлении Паласулаккарай, частично метасоматически изменены и представлены неравнозернистыми (до гигантозернистых) магнетит-apatит-флогопит(биотит)-пироксеновыми породами. Поскольку такие породы развиты здесь значительно шире, чем карбонатиты, можно предполагать существование скрытых или невыявленных тел карбонатитов.

Последний из известных в Тамилнаде карбонатитовых массивов - Пакканаду - расположен, как указывалось, обособленно от Тирупаттурского района и ассоциирует с сиенитами другого типа (натровые сиениты типа альбититов и олигоклазитов).

Карбонатиты Пакканаду слагают крупное линзовидное тело, раздвоенное в северной части, протягивающееся в меридиональном направлении на 2,5 км при максимальной ширине до 250 м (рис. 19). Карбонатиты существенно кальцитовые (сёвиты), полосчатые с многочисленными линзами и полосами, обогащенными биотитом и пироксеном. Наблюдаются включения барита, апатита, монацита, ортита, магнетита. Благодаря полосчатой текстуре в карбонатитах легко фиксируются многочисленные складчатые и мелкие разрывные нарушения.

Кроме кальцитовых карбонатитов, в массиве Пакканаду в резко подчиненном количестве отмечены параанкеритовые карбонатиты (бефорситы), а

также многочисленные зоны гидротермальной переработки сиенитов, сложенные слюдясто-барит-кварц-карбонатными породами с магнетитом, ортитом, апатитом.

Карбонатиты Пакканату, обособленные пространственно, имеющие своеобразный состав и генетически, видимо, связанные с иного типа сиенитами, отнесены нами к предвендскому комплексу условно.

Верхнепротерозойский комплекс щелочных пород и карбонатитов провинции Раджастхан

На северо-западе полуостровной части Индии, в Раджастхане, расположен массив щелочных пород и карбонатитов — Невания, а вблизи него — несколько проявлений апатита, которые, возможно, также связаны с карбонатитовыми массивами. Массив изучен слабо, главным образом из-за плохой обнаженности. Практически все исследователи изучают единственный обнаженный разрез в стенках широтного ирригационного канала; распространение основных типов пород в плане не установлено. Наиболее полное описание разреза содержится в статье Фадке и Джинграна (Phadke, Jhingran, 1968).

Массив Невания расположен в 40 км к востоку от г. Удайпура; координаты его — 24°38'22" с.ш. и 74°05'44" в.д. Карбонатитовые породы на этом участке были давно известны; однако на старых геологических картах они выделялись как "известняки Аравалли", и лишь Дар в 1964 г. предположил, что это — карбонатиты (сёвиты или гематитовые сёвиты — Дар, 1964). Вмещающие породы комплекса представлены докембрийскими гранито-гнейсами и аплитами Унтала, залегающими среди гнейсов и кристаллических сланцев доараваллийского возраста. Гранито-гнейсы равномернозернистые, иногда аплитовидные лейкократовые биотитовые с высоким содержанием микроклина, из акцессорных минералов отмечены циркон, апатит, элидот, рутил, магнетит.

Главная часть массива Невания представлена телом карбонатитов размером 2,4-0,8 км, образующим в рельефе широкий низкий хребет. Карбонатиты средне- и крупнозернистые, иногда полосчатые и пльчатые, сложенные кальцитом, доломитом, менее анкеритом и сидеритом; окраска их варьирует от зеленовато-серой до темно-коричневой. Отмечаются как существенно кальцитовые разновидности (сёвиты), так и существенно доломитовые (раухаугиты). Кроме карбонатитов, в породах содержится щелочной амфибол (кроссит?), хлорит, апатит, флогопит (биотит), магнетит и ассоциирующий с ним иногда минерал из группы пирохлора-микрولита. Иногда присутствуют пирротин, халькопирит, ковеллин и точно не диагностированный метамиктный минерал.

Породы, окружающие карбонатиты, очень плохо обнажены. Судя по упомянутому разрезу в стенке канала, тело карбонатитов окружено следующими зонами: а) зона темных сиенитов (сиенитоподобных фенитов), среди которых отмечаются небольшие тела карбонатитов неправильной формы, подобных карбонатитам главного тела (аналогичные сиениты образуют ксенолиты и среди карбонатитов главного тела); б) зона фенитизированных гранито-гнейсов шириной 60-100 м, прорванных коническими дайками темно-коричневых карбо-

натитов мощностью от 15 до 30 см. Дайки падают под углами 30-80° по направлению к главному телу. В этих карбонатитах, нередко обладающих повышенной радиоактивностью, отмечаются монашит, халькопирит, пирротин, барит, окислы марганца. Тела карбонатитов окаймляются тонкими (1-2,5 см) оторочками розовых фенитов с включениями вермикулита. И фенитизированные породы, и карбонатиты этой зоны секутся жилами кальцита и апатита, а иногда также телами брекчий с апатитовым цементом. Жилы и тела апатита имеют мощность от 0,5 до 20 см и протяженность до 20 м. В целом они субсогласны с простираем гранито-гнейсов.

Фенитизация и карбонатизация гранитоидов вокруг тел карбонатитов массива Невания проявляются очень четко. Во вмещающих породах, подвергшихся фенитизации, наблюдаются гранулированные зерна кварца и полевого шпата. Дайки аплитов здесь местами брекчированы вплоть до образования карбонатных (кальцитовых) брекчий с разрозненными зернами полевых шпатов, кварца и амфибола, пронизанными тонкими прожилками кальцита. В сиенитоподобных фенитах, непосредственно окружающих главное тело карбонатита, кварц почти отсутствует и в составе пород наблюдаются калиевый полевой шпат, голубой или голубовато-зеленый щелочной амфибол типа глаукофан-рибекита, пироксены, частично замещенные амфиболом, а также апатит, биотит, флогопит, изотропные окислы железа.

Судя по результатам единичных химических анализов, в фенитах по сравнению с гранито-гнейсами Унтала уменьшается содержание кремнезема и глинозема, но возрастает роль окислов железа, магния, калия, фосфора, а также углекислоты (табл. 17).

По данным спектральных анализов, в направлении от неизмененных гранито-гнейсов к главному телу карбонатитов в целом происходит накопление таких характерных элементов, как Fe, Mn, Ba, Sr, Ti, Zr, Nb, TR, Th, V, P, F, Cl. В то же время, по данным спектрального и химического анализов, отмечаются значительные вариации содержания некоторых элементов в отдельных образцах карбонатитов (см. табл. 18). Эти колебания, по-видимому, обусловлены не только статистической неравномерностью, но и существованием карбонатитов нескольких стадий, различающихся по минеральному и химическому составу. Предварительно среди карбонатитов массива Невания выделяют три типа: а) зеленовато-серые и темно-коричневые карбонатиты главного тела, сложенные крупными ромбоэдрами доломита, кальцита, анкерита, сидерита; б) темно-коричневые карбонатиты даек, возможно, конических; в) кальцитовые жилы, секущие все породы (Phadke, Jhingran, 1968).

Возраст карбонатитов определен калий-аргоновым методом по амфиболу как верхнепротерозойский (верхнерифейский) и оказался равным 959±24 млн. лет (Deans, Powell, 1968). Предполагается, что массив Невания глубоко эродирован (Deans, 1968).

Карбонатиты массива Невания обладают повышенной радиоактивностью, особенно их железистые разности типа гематитовых сёвитов. Радиоактивность

Таблица 17
Химический состав гранито-гнейсов Унтала, фенитов

Порода	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.
Гранито-гнейсы Унтала	70,35	15,50	1,52	2,47	2,85	0,70	4,60	-	0,82
Фенит	55,63	12,60	1,61	10,16	1,60	3,14	4,60	7,32	1,43
Карбонатит	7,95	2,05	-	14,60	37,69	3,08	1,04	-	32,2
"	16,84	2,60	1,78	12,28	27,95	5,97	0,78	-	17,07
"	2,23	-	8,91	9,70	27,46	10,95	0,13	-	39,31

и карбонатитов массива Невания (в %) (Phadke, Jhingran, 1968)

BaO	MnO	TiO ₂	TR ₂ O ₃	ThO ₂	P ₂ O ₅	Cl	CO ₂	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺
0,60	0,03	0,21	-	0,01	0,14	0,01	-	0,08	0,74
0,76	0,03	0,12	-	0,0	0,92	-	1,12	0,25	0,06
0,51	0,68	0,15	-	0,01	0,69	-	27,23	0,45	4,52
-	1,24	0,10	5,91	0,042	7,41	0,04	13,60	0,20	3,27
-	0,76	-	-	0,01	-	0,01	37,10	0,34	1,86

Таблица 18

Величина Sr^{87}/Sr^{86} и содержания бария, стронция и редких

Компоненты	Докембрийские карбонатиты				
	массив Каратти		массив Невания		
	сёвит	бефорсит	анкеритовый карбонатит	сёвит	
Ba	0,13	0,06	0,009	0,01	2,0
Y	0,006	0,001	0,001	0,001	0,02
La	0,03	0,02	0,01	0,02	0,15
Ce	0,04	0,01	0,01	0,05	0,16
Sr	0,70	0,75	0,77	0,87	0,11
Sr^{87}/Sr^{86}	0,753	0,7057	0,7021	0,7034	0,7070

пород связывают с присутствием мелких скоплений зерен пироклора — микролита, окруженных коричневыми оторочками (Dag, 1964₂). Промышленное значение на массиве пока имеет только апатитовая минерализация.

Кроме массива Невания, в пределах Раджастханской провинции не известны достоверные находки карбонатитов; однако можно предполагать, что часть недавно выявленных проявлений апатитовой минерализации связана с карбонатитовыми массивами (Sethi, 1969).

Геологические и геохимические особенности карбонатитов Индии

Карбонатитовые массивы Индии дают весьма интересную серию новых примеров месторождений этого типа, различающихся по геологическому положению, формационной природе и геохимическим особенностям. Древние — докембрийские — массивы щелочных пород и карбонатитов не обнаруживают приуроченности к структурам рифтового типа; они глубоко эродированы и, по-видимому, принадлежат к образованиям щелочногранитоидной группы формаций. Для них характерны проявления редкометальной (пироклор) и апатитовой минерализации и значительная роль магнезиальножелезистых карбонатов в составе карбонатитов (Borodin et al., 1971). Палеогеновые массивы образуют провинцию рифтового типа и, несомненно, принадлежат к образованиям щелочнобазальтовой группы формаций. Множество признаков свидетельствует о том, что эти массивы эродированы неглубоко. В частности, это подтверждают наличие кальдеры проседания на массиве Амба Донгар, обилие брекчий, а также широкое проявление флюоритовой минерализации в пределах провинции Нармада-Сон. Редкометальная минерализация в палеогеновых массивах проявлена так же, как и в древних, однако здесь преимущественно распространены кальцитовые разности карбонатитов.

Геохимические особенности карбонатитов Индии изучены слабо; но некоторые из них могут быть указаны на основании данных, приведенных ниже (табл. 18). Прежде всего можно указать, что Sr^{87}/Sr^{86} во всех случаях находится в пределах $0,705 \pm 0,003$, что считается показателем подкорового (мантийного) происхождения глубинных пород. Собственно для карбонатитов характерна средняя величина этого изотопного отношения — $0,7032$, в связи с чем Динс и Пауел указывают, что отношения, полученные для массивов Амба Донгар и Панвад, самые высокие в карбонатитах (Deans, Powell, 1968).

земель в карбонатитах Индии (Deans, Powell, 1968)

Палеогеновые карбонатиты						
массив Амба Донгар				массив Панвад		
сёвит		анкеритовый карбонатит		сёвит	бефорсит	
0,6	0,13	0,29	0,6	3,6	1,1	0,7
0,02	0,001	0,02	0,003	0,04	0,001	0,001
0,10	0,03	0,07	0,07	0,25	0,04	0,05
0,17	0,04	0,07	0,09	не опр.	0,02	0,01
0,42	0,43	0,30	0,33	0,43	0,15	0,19
0,7065	0,7052	0,7057	0,7059	0,7058	0,7067	0,7062

Эти исследователи отмечают также обратную зависимость между содержанием стронция в породах и величиной Sr^{87}/Sr^{86} . Для содержания стронция довольно отчетливо фиксируется различие между докембрийскими и палеогеновыми карбонатитами, что позволяет считать значимой и менее заметную разницу величин Sr^{87}/Sr^{86} в этих двух группах пород.

Можно также заметить известные различия между древними и молодыми карбонатитами в отношении содержания других элементов. Так, в частности, содержания бария, иттрия, тантала, лантана и церия в общем выше в кайнозойских карбонатитах. Последнее, возможно, объясняется тем, что в составе палеогеновых массивов широко развиты низкотемпературные карбонатиты поздних стадий, обычно характеризующиеся высокими содержаниями редких земель, бария и фтора. Этим же, по-видимому, объясняется тот факт, что с массивом палеогеновых карбонатитов Амба Донгар связаны крупные промышленные скопления флюорита, тогда как в докембрийских карбонатитах Индии этот минерал практически отсутствует (Subramanian, Parimoo, 1964).

Пока преждевременно утверждать, что повышенные содержания стронция в докембрийских карбонатитах Индии отражают определенную направленность эволюции магматизма и карбонатитового процесса в геологической истории Земли. Как отмечали Динс и Пауел, это может оказаться региональной геохимической особенностью индийских карбонатитов (Deans, Powell, 1968). Тем не менее тот факт, что относительно повышенные содержания стронция характерны для докембрийских карбонатитов обеих далеко расположенных друг от друга провинций Раджастхана и Тамилнада заставляет сомневаться, что эта особенность является простым следствием местной геохимической специализации.

Глава 8

МЕДНЫЕ (С СЕЛЕНОМ И ТЕЛЛУРОМ), ЗОЛОТО-ТЕЛЛУРОВЫЕ, ТИТАНО-МАГНЕТИТОВЫЕ (С ВАНАДИЕМ) И ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ (С КАДМИЕМ) МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В пределах Индийской платформы известны в настоящее время четыре крупных рудных района, интересных в отношении концентрации в них месторождений цветных и благородных металлов с сопутствующими им рассеянными элементами (теллур, селен, кадмий).

По своей приуроченности к условно выделяемым металлогеническим провинциям эти регионы распределяются следующим образом:

1) в провинциях кристаллического фундамента локализуются золото-теллуровые месторождения района Колар и ванадиеносные титано-магнетитовые месторождения округа Сингхбхум;

2) с областями тектоно-магматической активизации связано формирование медно-сульфидных месторождений поясов Сингхбхум и Кхетри;

3) несколько особое положение занимают месторождения рудного района Завар, образование которых происходило, по-видимому, в несколько этапов: первичные стратиформные тела полиметаллических (с кадмием) руд этого месторождения связаны с последними фазами формирования кристаллического фундамента, а богатые рудные столбы и жилы — с процессами последующей тектоно-магматической активизации этого региона.

Рудный район Колар

Рудный район Колар находится в 100 км к востоку от г. Бенгалуру. Добыча золота в районе началась более тысячи лет назад. Начало современного этапа разработок месторождения относится к 80-м годам прошлого века, когда было организовано Общество английских концессионеров. Протяженность района эксплуатационных работ того периода достигала 20 км, к настоящему времени она сократилась до 8 км. С 1880 по 1964 г. было добыто 750 т золота (при среднем содержании 15 г/т). Глубина выработок в настоящее время достигла 3200 м, что сильно осложнило разработку месторождения. Содержание золота в руде с нижних горизонтов составляет 7,5–10 г/т. Сведений о количественном содержании теллура в рудах не имеется, но изучен минеральный состав руды, в который входят и теллуриды.

Наиболее ранние геологические исследования в районе Колар связаны с именем Брюса Фут из Геологического департамента Индии и относятся к 1876–1888 гг. Им впервые была установлена синклинальная структура зеленокаменного пояса Колар. В 1889 г. Смит дал описание минералогии двух крупнейших рудных залежей Колара: Чемпион и Ориенталь, а Хатч в 1901 г. детально изучил структурно-морфологические особенности этих залежей.

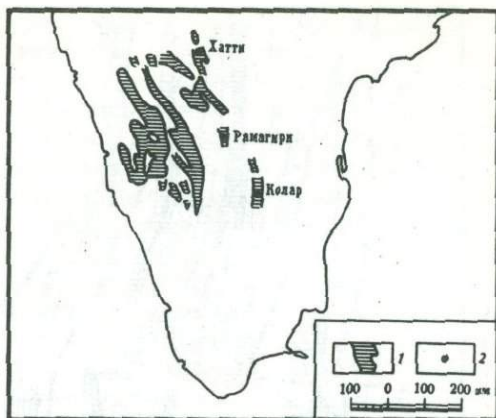
В результате многолетних исследований Смита (1889–1916 гг.) из Геологического департамента Майсур была детально изучена геология и петрография пород района, выделены и описаны петрографически основные стратиграфические подразделения слагающих его пород. Последующие петрографические описания метавулканической свиты Колар дали Уайзман (в 1934 г.) и Висванат (в 1954 г.). Оба исследователя для золотоносных роговообманковых сланцев района Колар используют термин "эпидиориты".

Начиная с 1904 г. описания геологии района, условий залегания рудных тел и методов разведки, применяемых на месторождении Колар, приводятся в статьях рудничных инженеров и геологов вплоть до сводной работы Нарайянасами, переведенной на русский язык (Нарайянасами и др., 1964). В этой работе наибольшее внимание уделено вопросам структурного и стратиграфического контроля рудных залежей, так же как и в опубликованной позже статье Ананта Ивер и Васудэва Мерти (Iver, Murthy, 1970).

Группа месторождений Колар расположена в средней части узкого меридионального пояса зеленокаменных пород дхарварского комплекса (верхний архей), имеющего протяженность около 80 км при ширине до 5 км (так называемый сланцевый пояс Колар). В южной части Индийской платформы прослеживается несколько таких синклиорных поясов, сложенных зеленокаменными породами, и почти все известные в этом регионе крупные золоторудные месторождения локализуются в их пределах (рис. 20). Эти синклиорные структуры образовались в результате развития троговых прогибов, заложенных на древнем гранито-гнейсовом основании. Возможно, что заложение трогов на поздних стадиях формирования кристаллического фундамента и последовавшая за этим

Рис. 20. Схема размещения золоторудных районов Южной Индии (Ghosh, 1970)

1 - складчатые пояса Дхарвара (верхний архей); 2 - золоторудные районы



бурная вулканическая и интрузивная деятельность связаны с проявлениями наиболее древней эпохи тектоно-магматической активизации.

В процессе развития трогги заполнялись вулканогенно-осадочными отложениями, преимущественно основного состава, обогащенными железом, марганцем, серой и содержащими золото, серебро, медь, свинец, цинк, мышьяк и другие элементы в количествах, выше кларковых.

Вулканогенные основные породы и ассоциировавшие с ними межпластовые интрузии, выполняющие трогги и метаморфизованные до амфиболитовой фации, смяты в узкие сжатые линейные складки субмеридионального простирания, осложненные линейными, поперечными и диагональными складками более высоких порядков, а также продольными взбросами и сбросами.

Наиболее древние отложения в районе Колар, слагающие основание синклинория - полосчатые железистые кварциты, кварц-магнетитовые сланцы и гнейсы Чемпион (местное название) - прослеживаются вдоль восточной и западной границ распространения зеленокаменных пород (рис. 21).

Пост- или синтетектонические гранитные батолиты Патна и Бизанаттам (местные названия) расположены на северо-западе и юго-востоке рудного района. Многие исследователи связывают с ними формирование рудных залежей в районе Колар. Посттектонические дайки основных интрузивных пород (долеритов, габбро и базальтов) секут амфиболиты, сланцы и граниты и имеют, вероятно, куддапахский возраст. Постдхарварский возраст имеют, по-видимому, кварц-полевошпатовые пегматиты (с мусковитом, турмалином, гранатом) и кварцевые жилы, секущие как зеленокаменные породы, так и золоторудные залежи.

Установление стратиграфической последовательности отдельных подразделений в пределах амфиболитовой серии Колар затрудняется отсутствием маркирующих горизонтов осадочных пород, кливажа напластования, сильной раздробленностью пород. Нарайянавами (1964) предложен один из возможных вариантов стратиграфического разреза амфиболитовой серии (сверху вниз):

1. Волокнистые или рассланцованные зернистые амфиболиты, существенно актинолитовые по составу.
2. Зернистые амфиболиты.
3. Массивные амфиболиты - тонкозернистые плотные породы с подушечной отдельностью.
4. Сланцеватые амфиболиты - полосчатые плотные тонкозернистые породы с прослоями роговообманковых сланцев и миндалекаменных амфиболитов.

Массивные амфиболиты хорошо прослеживаются в центральной части пояса (см. рис. 21), постепенно выклиниваясь в северном и южном направлении. Располагающиеся к западу и востоку от них сланцеватые амфиболиты обра-

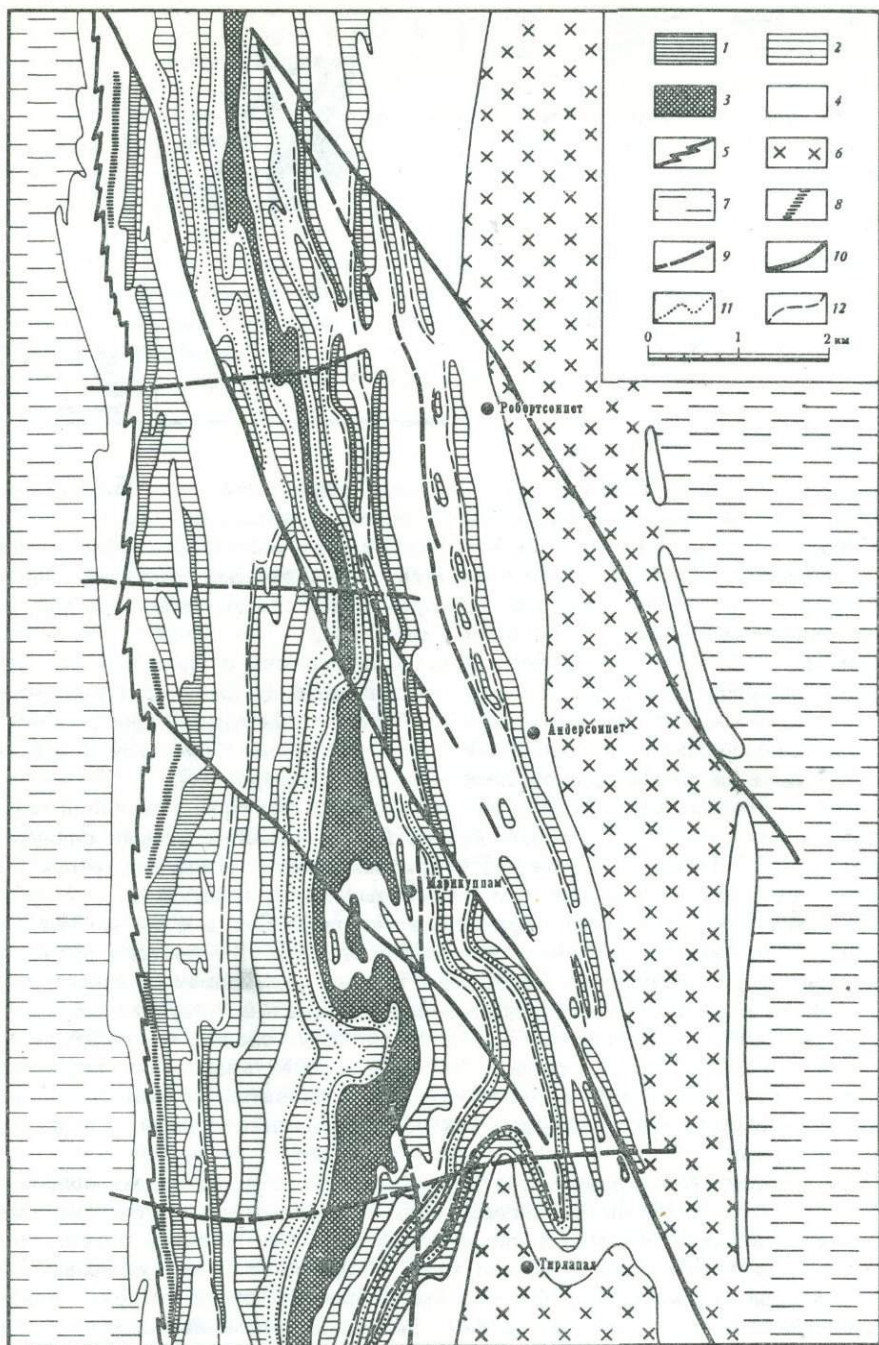


Рис. 21. Геологическая карта золоторудного района Колар (Нарайянасвами и др., 1964)

1-6 - метаморфические породы Дхарвара (верхний архей): 1 - волокнистые амфиболиты, 2 - зернистые амфиболиты, 3 - массивные амфиболиты, 4 - сланцеватые амфиболиты, 5 - железистые кварциты и сланцы, 6 - гнейсы Чемпион; 7 - гнейсы Полуострова (нерасчлененные архейские образования); 8 - графитовые залежи; 9 - долеритовые дайки (рифей); 10 - разломы; 11 - золото-сульфидные залежи (с теллуридами); 12 - золото-кварцевые залежи

зуют основную массу пород района. Среди них в виде линзовидных тел и отдельных горизонтов прослеживаются зернистые амфиболиты.

Подушечные структуры, характерные для массивных и сланцеватых амфиболитов, позволяют предположить, что первоначальные породы, подвергшиеся метаморфизму, были спилитовыми базальтами. Вопрос о первоначальной природе волокнистых амфиболитов пока не решен. Некоторые исследователи предполагают (Нарайянасвами и др., 1964), что волокнистые амфиболиты возникли в результате рудообразования, но предположение это ничем не обосновывается.

И.С.Рожковым, посетившим месторождение Колар в 1964 г., были изучены два образца сланцеватых амфиболитов, вмещающих кварц-золоторудную залежь Чемпион (1966). Образцы были взяты с глубины 3178 м. Породы состоят из роговой обманки (60%), плагиоклаза (андезин 20-25%), кварца (18-20%) и небольшого количества титаномагнетита. Ассоциация этих минералов позволяет определить степень метаморфизма пород как промежуточную между амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой. Химический анализ показал следующий состав пород (в%); SiO_2 -51,14; Al_2O_3 -13,28; Fe_2O_3 -2,87; FeO -8,50; CaO -9,28; MgO -8,23; TiO_2 -1,02; Na_2O -3,37; K_2O -0,13; SO_3 -следы; P_2O_5 -0,09; MnO -0,15; H_2O^+ -0,08; H_2O^- -1,22; CO_2 -0,36; сумма-99,72.

Спектральным анализом выявлено содержание в породах золота - 0,2 г/т.

Синклиальная структура сланцевого пояса Колар подтверждается повторением слоев зернистых амфиболитов по обе стороны центральной полосы массивных амфиболитов, а также наличием слоев железистых кварцитов и гнейсов на западном и восточном флангах сланцевого пояса. Довольно часто наблюдается падение пород навстречу друг другу (рис.22).

Наложенная поперечная складчатость, осложняющая основную синклиальную структуру района, проявилась, вероятно, позднее главного периода деформаций. Две крупные поперечные антиклинальные складки вмещают гранитные плутоны Бизанаттам и Патна на юге и севере рудного района. Крупные поперечные складки осложнены в свою очередь складками более высокого порядка с крутопадающими крыльями.

Зеленокаменные породы пояса Колар разбиты многочисленными разрывными нарушениями, группирующимися в три основные системы:

- 1) север-северо-западные и северо-западные главные разломы, субпараллельные осям поперечных складок и крутопадающие ($70-80^\circ$) на запад-юго-запад;
- 2) север-северо-восточные и северо-восточные второстепенные разломы, крутопадающие на юго-восток ($70-80^\circ$);
- 3) широтные и субширотные поперечные разломы типа сбросов растяжения с крутым или вертикальным падением.

Золоторудный район Колар расположен в средней части сланцевого пояса одноименного названия. Отмечается постепенное ослабление интенсивности оруденения от центральной части района по направлению к югу и северу: уменьшается глубина оруденения, количество рудных столбов и их размеры. Уменьшение глубины оруденения может быть связано, по мнению некоторых исследователей, с соответствующим положением синклиальной структуры, вмещающей рудные тела.

Рудные залежи, представленные линзовидными и пластообразными телами или кулисообразно расположенными минерализованными зонами, параллельны напластованию пород, субпараллельны друг другу и локализируются преимущественно в сланцеватых амфиболитах на контакте (или вблизи него) с зернистыми, волокнистыми или массивными амфиболитами. На геологической карте (см. рис. 21) и на разрезе (см. рис. 22) отчетливо видна стратиграфо-литологическая приуроченность рудных тел к сланцеватым амфиболитам. Рудовмещающие породы вблизи контактов с залежами интенсивно изме-

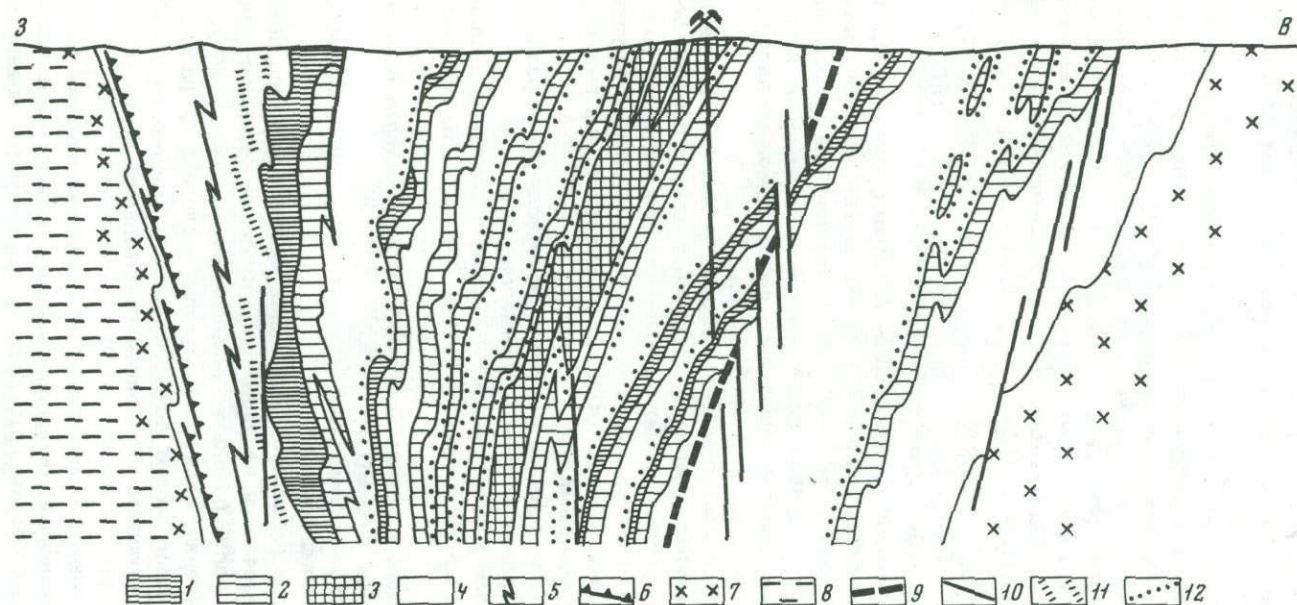


Рис. 22. Геологический разрез месторождения Колар (вкrest простирания пород через шахту Эдгар) (Нарайянасами и др., 1964)

1-7 - метаморфические породы Дхарвара (верхний архей): 1 - волокнистые амфиболиты, 2 - зернистые амфиболиты, 3 - массивные амфиболиты, 4 - сланцеватые амфиболиты, 5 - железистые кварциты, 6 - магнетитовые сланцы и кварциты, 7 - гнейсы Чемлион; 8 - гнейсы Полуострова (нерасчлененные архейские образования); 9 - долеритовые дайки (рифей); 10 - разломы; 11 - графит-сульфидно-кварцевые залежи смешанного типа; 12 - золото-сульфидные и золото-кварцевые залежи

нены, сложены агрегатами диопсида, роговой обманки, куммингтонита, эпидота и биотита и окаймляются мощными плодоносными зонами (Chakravarty, 1971).

По простиранию и падению рудных залежей наблюдаются раздувы и выклинивания, а также неравномерное распределение оруденения в их пределах. В рудных залежах выявлено большое количество обогащенных участков - рудных столбов, чередующихся со слабооруденелыми или безрудными участками. Нередко в залежах встречаются включения боковых пород. Неоднородное строение рудных залежей и обогащение отдельных интервалов связаны с локализацией промышленных золотоносных рудных столбов в участках наложенной поперечной складчатости, вблизи главных разломов, с подвижками по которым, возможно, и связано формирование этих складок.

В рудном районе Колар описано 26 рудных залежей и 14 из них закартированы. По минеральному составу среди рудных тел выделяются золото-кварцевые (содержат до 1% сульфидов), золото-кварц-сульфидные и золото-графит-сульфидно-кварцевые залежи (до 10% сульфидов). В их распределении наблюдается определенная закономерность: в направлении с востока на запад увеличивается содержание сульфидов в рудных телах. Золото-кварцевые залежи приурочены к восточной части рудного пояса, а сульфидоносные - к западной. Теллуриды связаны с сульфидоносными залежами; следовательно, содержание теллура в рудах также увеличивается по направлению с востока на запад, а содержание золота возрастает в обратном направлении, так как наиболее богаты по содержанию Au восточные золото-кварцевые залежи.

Одна из наиболее крупных золото-кварцевых залежей - Чемпион - разрабатывается в течение последних 75 лет на участке свыше 8 км по простиранию и на 3200 м на глубину без каких-либо признаков ее истощения. Мощность залежи в раздувах до 2,5-3,0 м, обычная - 0,5-0,8 м, иногда уменьшается до нескольких сантиметров.

Основные золото-сульфидоносные залежи группы Вест-Рифс-Ориенталь и Мак-Тэггарт содержат до 10% сульфидов и характеризуются более мелкими, субмикроскопическими выделениями самородного золота. Видимое золото, обычное для золото-кварцевой залежи Чемпион, здесь встречается очень редко. Наиболее распространенный сульфид - пирротин - составляет до 75% всех сульфидов.

Минеральный состав рудных залежей следующий:

1. Рудные минералы - самородное золото, шеелит, магнетит, ильменит, пирротин, арсенипирит, пирит, халькопирит, галенит.
2. Нерудные минералы - кварц, диопсид, куммингтонит, тремолит, эпидот, биотит, турмалин, гранат, волластонит, джюрмтерит, хлорит.

И.С.Рожковым (1966) было изучено несколько образцов руды из залежи Чемпион и, помимо уже известных, отмеченных выше минералов, им были обнаружены молибденит, пентландит, теллуриды золота и других металлов. Описывая формы нахождения золота в изученных им образцах, И.С.Рожков отметил его высокопробность (900-950). Форма выделений комковидная, иногда жилковидно-пластинчатая. Золото встречается как в свободном виде, так и в сростании с теллуридами, которые представлены гесситом, алтаитом и калаверитом.

Гессит образует наиболее крупные по сравнению с другими теллуридами зерна; формы выделений неправильные, часто удлинённые, реже изометричные. Нередко встречается в сростании с золотом или алтаитом. Под микроскопом имеет светло-серый цвет с розовато-сиреневым оттенком, анизотропен, отражательная способность 36,8-40,2%.

Алтаит образует мелкие удлинённые или неправильной формы выделения в интерстициях зерен кварца или в виде каемок, обрастающих гессит и калаверит. Встречается в сростаниях с другими теллуридами. Отражательная способность 52,1-64,6%.

Калаверит встречается в виде пластинчатых выделений размером от 0,005 до 0,05 мм в сростании с гесситом и алтаитом. Отражательная способность 56,7–63,5%.

До самого последнего времени большинство исследователей придерживалось классических представлений о плутоногенно-гидротермальном генезисе месторождений Колар (Линдгрэн, Бэтман, Рамачандра, Кришнан, Рожков), как и сходных с ним по типу месторождений – Калгурли (Австралия), Морру-ду-Велью (Бразилия) и др. В настоящее время для объяснения происхождения месторождений этого типа все чаще привлекается гипотеза о первичном вулканогенно-осадочном накоплении рудного материала и последующем переразделении и переотложении рудных компонентов, связанном с процессами метаморфизма (Шер, 1972) или тектоно-магматической активизации (Моралев, 1973). По К.О.Кратцу (Кратц и др., 1973), месторождение может быть отнесено к реометаморфическим.

В сходных с Коларским поясом узких и глубоких субмеридиональных синклинальных структурах, сложенных зеленокаменными породами дхарварского комплекса, локализуются золоторудные районы Рамагири и Хатти (см.рис.20). Золото-кварцевые залежи в районе Рамагири локализуются в сильно расщепленных филлитах в центральной части синклинория. Зеленокаменные породы района представляют собой преобразованные в результате метаморфизма подводные лавовые потоки андезитового состава.

Гхош и другие индийские геологи (Ghosh D.B. et al., 1970), детально изучившие район Рамагири, отмечают отсутствие теллуридов в золото-кварцевых залежах этого района, как и в рудах расположенного севернее района Хатти. Ими высказывается интересное соображение о том, что золото-кварцевая минерализация в Рамагири связана, по-видимому, с метаморфическим преобразованием вмещающих андезитовых пород метаморфогенными растворами.

В 1968 г. золото-теллуговое оруденение в зеленокаменных породах дхарварского комплекса найдено в районах Нагпур и Бхандара, штат Махараштра (см.рис.5), на площади около 180 км² (Dekate, 1972). В районе выделяются четыре типа кварцевых жил, два из которых содержат вкрапленность золота и сульфидных минералов. Помимо преобладающего здесь самородного золота, отмечены следующие минералы: электрум, калаверит, сильванит, петцит. Пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, халькозин, ковеллин и сульфосоли встречаются в различных количествах, но их общее содержание не превышает нескольких процентов.

По направлению с севера на юг наблюдается постепенное изменение в характере минерализации. На севере в составе рудных минералов преобладает золото, а теллуриды отмечаются в небольших количествах. В центральной части района жилы обогащены серебром. Основная минерализация – электрум со следами меди и калаверит. На юге в составе жил преобладает электрум с теллуридами серебра.

Среди всех известных золото-теллуговых месторождений в древних зеленокаменных породах Колар выделяется по наибольшей глубине распространения оруденения. Учитывая эрозионный срез и вероятное продолжение рудных залежей ниже разведанных горизонтов, можно предположить, что глубина формирования оруденения достигала 6 км (Рожков, 1966).

Примеры золото-теллуговых месторождений в древних архейских породах, особенно формировавшихся на таких глубинах, как Колар, имеют большое значение для изучения и прогнозирования золотоносности в пределах огромных и еще сравнительно мало изученных структур архейских щитов Советского Союза.

В последние годы в районе Колар Висванатаном (Viswanathan, 1974) описаны своеобразные метабазаальты-коматииты (3100 млн. лет), известные ранее только в Южной Африке и Австралии. Они богаты магнием, кальцием и бедны шелочами. Геохимические особенности и возраст этих пород позволяют относить их к самым низам архея, сформировавшимся в результате полного или почти полного переплавления верхней мантии.

Ванадиевые титано-магнетитовые месторождения
районов Сингхбхум и Майорбхандж

К югу от Сингхбхумской зоны смятия расположено несколько месторождений ванадиеносных титано-магнетитов, наиболее крупное из которых находится вблизи Кумхардуби ($22^{\circ}17'$ с.ш. и $86^{\circ}19'$ в.д.).

Рудные тела представлены в виде жил, линз, карманов в габбро-анортозитах и ультраосновных оливинсодержащих породах, с которыми генетически связано оруденение (Кришнан, 1955, 1972). По Дану, эти породы принадлежат к наиболее ранней фазе интрузивной деятельности верхнедхарварского орогенеза. Основные породообразующие минералы – авгит, роговая обманка, полевой шпат и оливин, акцессорные – апатит и магнетит, который образовался последним. Иногда породы изменены до серпентинита. Месторождения по генетическим особенностям могут быть отнесены к ортометаморфическим (Кратц и др., 1973).

Содержание в рудах двуокиси титана колеблется от 10 до 25%, пятиокиси ванадия – от долей процента до 7%, среднее – 2,0–3,0%. При изучении руд в отраженном свете (Dunn, Dey, 1937) были установлены следующие минералы: магнетит, ильменит, гематит, рутил, коулсонит, гидроокислы железа. Предполагают, что основная часть ванадия в рудах связана с коулсонитом.

Ванадиеносные титаномагнетитовые рудные тела вблизи поселка Дублабера, штат Бихар, залегают в виде жил в габбро (Dasgupta, 1969). Содержание пятиокиси ванадия в рудах достигает 4,84% (среднее – 1,35 – 1,98%).

К западу от пос. Сарджари жилы и линзы ванадистых титаномагнетитов прослеживаются в виде пояса протяженностью 2,5 км при ширине 0,5 км в пироксенитах, измененных, серпентинизированных и оталькованных. Руда содержит от 1,16 до 1,62% V_2O_5 .

Наиболее крупное месторождение ванадистых титаномагнетитовых руд в штате Орисса – Кумхардуби. Его запасы оцениваются в 16,6 млн.т титаномагнетита со средним содержанием 0,81% V_2O_5 и 10–14% TiO_2 . В табл. 19 показаны анализы типичных титаномагнетитовых руд из месторождений Кумхардуби и Дублабера (Кришнан, 1955).

Таблица 19

Химический анализ титаномагнетитовых руд из месторождений Кумхардуби и Дублабера

Окислы	Кумхардуби	Дублабера
SiO_2	0,57	1,27
TiO_2	13,84	24,70
Al_2O_3	2,83	4,00
Fe_2O_3	72,17	34,95
FeO	8,07	28,67
Cr_2O_3	-	0,19
CaO	Сл.	0,13
MgO	0,20	Сл.
H_2O	1,33	0,69
P_2O_5	0,97	0,48
V_2O_5	0,59	4,84
Сумма	100,71	100,21

Промышленный интерес представляют титаномагнетитовые ванадиеносные руды района Кеонджхар (вблизи сел. Наусахи). Линзовидные рудные тела, залегающие в ультраосновных породах, колеблются в размерах от 5 до 9 м в длину и от 1 до 9,5 м в ширину (Mukherjee, 1958). Руды массивные, мелкозернистые с отдельными гнездами более крупнозернистого магнетита (Chakraborty, 1959). Содержание пятиокси ванадия в руде варьирует от 0,92 до 1,84%, а двуокси титана — от 8,91 до 19,5% (Вогооах, 1964).

Из других месторождений, известных в штате Орисса, следует отметить небольшие линзовидные залежи ванадиеносного титаномагнетита в аноксигенитах вблизи селений Парбат (Chakraborty, Mallik, 1968), Баласор, Беджхаран, Дхулабера и многие другие (Annotated Index, 1963, 1964). Содержание пятиокси ванадия в рудах колеблется от 0,016 до 1,10%, двуокси титана — более 10%.

На юге Индии, в штате Мадрас, линзы ванадийсодержащих титаномагнетитовых руд в габбро-аноксигенитовых породах встречаются к северу от пос. Гудасахи и у пос. Рангаматия. Содержание V_2O_5 в рудах — 0,56–1,08, Cr_2O_3 — 0,85–1,27% (Naidu et al., 1965).

Таким образом, месторождения ванадиеносных титаномагнетитовых руд Индии сосредоточены в основном в двух районах: Сингхбхуме (штат Бихар) и Маюрбхандже (штат Орисса). Наряду с многочисленными, но сравнительно мелкими месторождениями, запасы каждого из которых достигают лишь нескольких тысяч тонн руды, здесь находятся крупные месторождения с запасами в миллионы тонн. По последним данным, запасы ванадийсодержащих титаномагнетитовых руд в этих районах оцениваются в 22 млн. тонн с содержанием 1,5–2,5% V_2O_5 и 10–16% TiO_2 . С целью изучения возможностей использования руд этих месторождений для получения ванадия построена опытная установка мощностью 1 т руды в сутки.

Медный пояс Сингхбхум

Зона смятия Сингхбхум, расположенная в пределах блока архейских пород того же наименования, имеет субширотное простирание протяженностью около 180 км при ширине до 5 км (рис. 23). На всем протяжении зоны отмечаются рудопоявления и месторождения ураноносных, апатит-магнетитовых и медно-сульфидных руд (рис. 24). Широкое распространение медного оруденения позволило исследователям назвать эту зону медным поясом Сингхбхум.

Примитивная добыча меди началась в районе около 4000 лет назад, а выплавка железа из апатит-магнетитовых руд — за 500 лет до нашей эры. Начало современного этапа разработок, проводившихся европейскими горнодобывающими компаниями, относится ко второй половине прошлого века. В этот же период проводятся первые геологические исследования в районе Сингхбхум. Наиболее значительные работы принадлежат Дану, который с 1929 по 1942 г. вел структурно-геологические и петрологические работы, а также изучал рудную минерализацию. Долгие годы работает в районе Сингхбхум Банерджи, проводивший вначале петрологические (1954–1958 гг.), а затем структурно-геологические и металлогенические исследования (Банерджи, 1964; Ваперджи, 1964, 1971), и Бхола (Bhola, 1968). Большой интерес представляют работы С.Ч. Саркара (Саркар, 1963; Sarkar, 1966, 1969, 1970, 1971) по этому району.

Тектоническая зона Сингхбхум имеет форму широкой дуги, обращенной выпуклой стороной к северу. С севера и юга зона ограничена двумя главными разломами (см. рис. 23), которые рассматривают как нарушение сколового типа, или как надвиги. Судя по структурным особенностям зоны (см. геологические разрезы, рис. 25) и характеру изменения пород в ее пределах, эта региональная тектоническая структура надвигового типа с интенсивным расщеплением и брекчированием пород может быть названа зоной смятия.

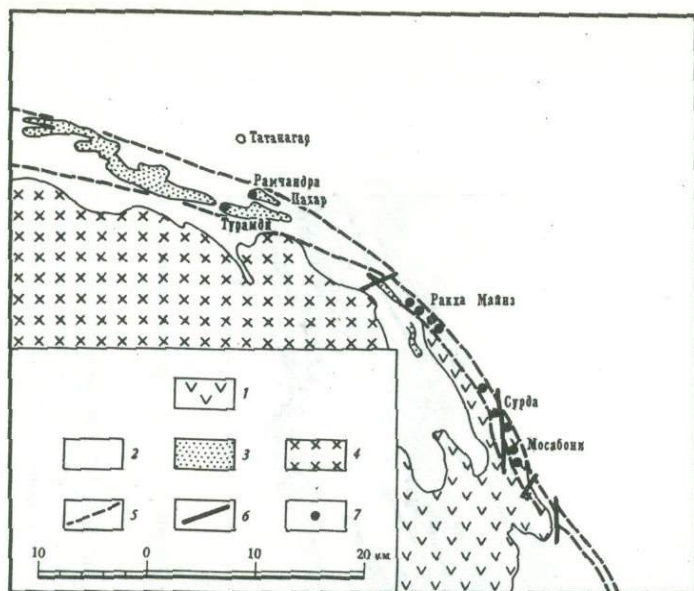


Рис. 23. Обзорная геологическая карта медного пояса Сингхбхум (Ghosh, 1972)

1-2 - породы дхарварского комплекса: 1 - эпидиориты Дханджори, 2 - сланцы и кварциты; 3 - "натровые граниты"; 4 - граниты Сингхбхум; 5 - разломы, ограничивающие зону смятия Сингхбхум; 6 - прочие разрывные нарушения; 7 - месторождения и рудопроявления меди

Породы, распространенные в зоне смятия, так же как и расположенные к северу и югу от нее, относятся к дхарварскому комплексу (верхний архей). По литологии и степени метаморфизма породы зоны смятия сильно отличаются от пород, распространенных к северу и югу.

К северу от зоны Сингхбхум развиты гранат-слюдяные и амфиболовые сланцы (амфиболитовая фация), перемежающиеся с кварцитами (серия Чайбаса). Породы диафторированы одновременно с формированием зоны смятия.

К югу от зоны смятия толща осадочно-вулканогенных пород представлена туфогенными филлитами, сланцами, кварцитами и железистыми кварцитами, метабазитами и ультрабазитами. Степень метаморфизма пород - от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации. Возраст пород этой так называемой железорудной серии, залегающей в основании дхарварского комплекса, около 2500 млн. лет, а верхний предел возраста ее метаморфизма - 2020-2040 млн. лет.

Преобладающие породы в пределах зоны смятия - полевошпат-слюдяные гнейсы и сланцы, которые иногда называют "натровыми гранитами". Встречаются также хлорит-магнетитовые и двуслюдяные сланцы с тонкими прерывистыми прослоями полосчатых кварцитов и магнетитовых кварцитов, измененные вулканы и базиты.

Полевошпатовые гнейсы и сланцы - мелкозернистые породы с чередующимися полосами биотит-мусковитового и существенно полевошпатового составов. Тактуры сланцеватая, гнейсовая, очковая, ленточная, шпировая.

Двуслюдяные сланцы и гнейсы замещаются слюдяно-полевошпатовыми породами мигматитового облика, возникшими в результате метасоматоза при привносе натрия и кремнезема. Возраст этих мигматизированных пород около 1600 млн. лет; это верхний предел возраста метаморфизма пород в зоне смятия. Фронт мигматизации, по-видимому, не пересекал пределов зоны смятия.

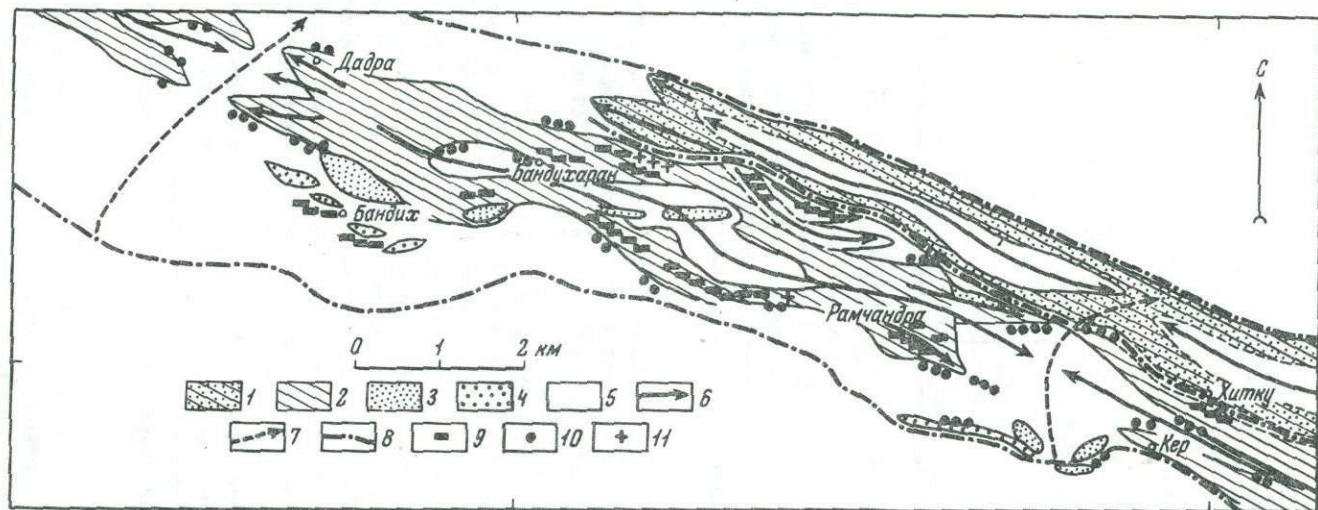


Рис. 24. Схема размещения медного, уранового и апатит-магнетитового оруденения в зоне смятия Сингхбхум (Банерджи, 1964)

1-5 - метаморфические породы Дхарвара (верхний архей): 1 - кварц-сланцевые кристаллические сланцы, 2 - хлоритовые сланцы, 3 - кварциты, 4 - конгломераты, 5 - полевошпатовые гнейсы и кристаллические сланцы; 6-7 - оси главных складок: 6 - антиклинальных, 7 - синклиналиных; 8 - главные разломы; 9-11 - месторождения и рудопроявления: 9 - меди, 10 - апатита-магнетита, 11 - урана

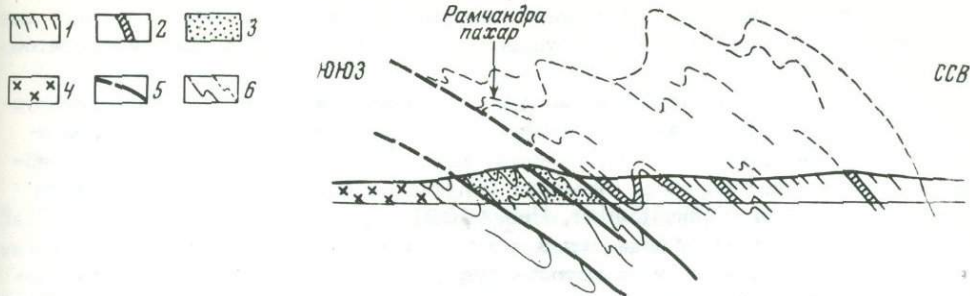


Рис. 25. Геологический разрез вкосте простираиия зоны смятия Сингхбхум через Рамчандра-Пахар (Ghosh, 1972)

1-2 - дхарварский комплекс: 1 - сланцы, 2 - кварциты; 3 - "натровые граниты"; 4 - граниты Сингхбхум; 5 - разломы, ограничивающие зону смятия; 6 - предполагаемые контуры складок

Наиболее крупные стратиформные медносульфидные залежи (до 9 м мощности) расположены в южной части пояса (месторождения Бадия, Мосабони, Патхоргора, Сурда). Они локализируются в полевошпатовых гнейсах или хлорит-сланцевых сланцах и состоят из ядер массивных сульфидов, окруженных агрегатами апатита, магнетита, биотита, хлорита, серицита и кварца. Сульфиды представлены в основном халькопиритом. В меньшей степени развиты рудные агрегаты с борнитом, пирротинот, виоларитом, пентландитом, пиритом, арсенипиритом, миллеритом, марказитом и магнетитом (Talapatra, 1968, 1969).

Из перечисленных месторождений южной части медного пояса Сингхбхум наибольший интерес в промышленном отношении представляет месторождение Мосабони. Первые детальные описания геологии и оруденения в районе месторождения относятся к 30-м годам текущего столетия (Dunn, 1937). Рудовмещающие породы - так называемые натровые граниты - интенсивно раздроблены и милонитизированы. Рудные тела приурочены к определенным зонам скальвания (смятия), мощность которых изменяется от нескольких сантиметров до 9-10 м. Мощность рудных тел варьирует от 5 до 60 см.

Натровые граниты вблизи минерализованных зон изменены до биотит-хлорит-кварцевых сланцев, но постепенные переходы в неизмененные породы прослеживаются очень четко. Помимо основных рудных тел (Главная и Западная залежи), на месторождении отмечены несколько небольших рудных залежей.

Главные сульфидные минералы, слагающие основную часть массивных залежей, - халькопирит, пирротин, пирит. Второстепенные - арсенипирит, молибденит, борнит, виоларит, пентландит, марказит и миллерит.

Температурные пределы формирования ассоциации пирротин - пирит указывает Камесвара (Kameswara, 1964₁) как 325-400°C, а пирротин - халькопирит - как 340°C, что соответствует основной фазе медной минерализации.

Апатит и магнетит встречаются повсеместно во всех залежах, и соотношение их с сульфидными минералами указывает на их более раннее образование.

Проводившимися в районе Мосабони исследованиями по выявлению соотношения медной и урановой минерализации (Gangadharam et al., 1963; Law, 1970; Sharma, 1971) установлено, что линейная зависимость между содержанием меди в образцах и их α -активностью отсутствует. Таким образом, несмотря на локальное совмещение медной и урановой минерализации, между ними существует разрыв во времени; причем медная минерализация является более

поздней. В.Г.Кушев (1972) также отмечает, что урановая минерализация древнее, чем медносльфидное оруденение, и приурочена к апатит-магнетитовым залежам.

С.Ч.Саркар при изучении медных руд месторождения Мосабони были установлены новые минералы: теллуrowисмутит, тетрадимит, молибденит, вальперит, скуттерудит, сфалерит, галенит, ковеллин, халькозин, кубанит, молибденит, самородное серебро, ильменит и рутил (1963), а также макинавит (Sarkar, 1971) и верлит (Sarkar, Deb, 1969).

Теллуrowисмутит наблюдается в виде гипидиоморфных таблитчатых зерен в пирротине и халькопирите, встречается в ничтожных количествах, но распространен по всему месторождению. Тетрадимит в виде пластинчатых зерен всегда сопровождается теллуrowисмутитом. Скуттерудит образует идиоморфные выделения. Ильменит встречается в виде отдельных удлиненной формы зерен вместе с магнетитом. Рутил встречен в виде короткопризматических кристаллов, иногда вместе с ильменитом (замещая его).

В рудах месторождения Мосабони в ассоциации с халькопиритом, борнитом и молибденитом был встречен сульфат рения (Appala et al., 1963). В районе отмечались также проявления самородной меди (Sharma, Sen Gupta, 1966).

Распределение малых и второстепенных элементов в породах и рудах южной части медного пояса изучали Мукерджи (Mukherjee B., 1968), Саркар (Sarkar, 1966), Талапатра и Тапер (Talapatra, Tupper, 1969). Анализируя содержание в породах S, Cu, Ni и Co, Мукерджи подтверждает ранее высказывавшиеся предположения об отсутствии связи между натровыми гранитами и гранитами Сингхбхума, а также о наличии связи сульфидной минерализации с натровыми гранитами. В натровых гранитах отмечаются аномальные концентрации Cu, Ni, Co и Se. По сравнению с обычными кларковыми содержаниями в кислых породах в гранитах Сингхбхума и натровых отмечаются повышенные концентрации Cr, V, Sr, Ba, Cd, Ag и более низкие Sn, Ti, Ga, Zn, Ge, Be, Zr, P.

Эпидиоритовые породы в районе характеризуются пониженными по сравнению с кларковыми содержаниями S, Cu, Ni, Co, Cr, Sr и P и сопоставимыми с кларками в основных породах концентрациями Mn, V, Ba, Se, Rb, Ga, Li, Zn, Ge, Pb, Be, Cd, Rb, Zr, Ti.

Для исследования содержания малых и рассеянных элементов в сульфидных минералах были получены мономинеральные фракции халькопирита, пирита и пирротина. Чистота отбора фракций проверялась микроскопически. Анализировались пробы методом эмиссионной спектрографии. Результатами анализа выявлено, что Co, Ni, V и Ti присутствуют во всех сульфидных образцах и повышенных концентрациях, а Ag, Bi, Mn и Mo — в виде следов.

Сравнение особенностей распределения Co, Ni, V и Ti в рудах и вмещающих оруденение породах района Мосабони показало наличие коррелятивных связей между ними.

Интересные результаты были получены при детальном изучении распределения второстепенных и рассеянных элементов в медных концентратах с месторождения Мосабони и продуктах их металлургического передела (Chowdhury, Sengupta, 1967). Были исследованы медный штейн, черновая медь, медные слитки, колошниковая пыль обжиговых и отражательных печей, шлаки отражательных печей и рафинирования, анодные шламы. Медь, никель и селен определились во всех образцах, теллур, золото, серебро и свинец — в медном штейне, шлаке отражательных печей и анодном шламе.

Повышенное содержание никеля и, соответственно, более высокое соотношение Ni/Cu характерны для шлаков ($31,2 \cdot 10^{-3}$ — $81,7 \cdot 10^{-3}$), а наиболее низкое — для черновой и рафинированной меди.

Селен содержится в заметных количествах в продуктах всех стадий металлургического процесса. Наиболее высокое содержание селена обнаружено в медных слитках (639 г/т). Черновая медь содержит 532 г/т селена, мед-

ный штейн - 569 г/т, колошниковые пыли обжиговых печей - 507 г/т, шлаки отражательных печей - 500 г/т.

Se/Cu колеблется в сравнительно узких пределах:

в медном концентрате - $1,8 \cdot 10^{-3}$,
 в медном штейне - $1,2 \cdot 10^{-3}$,
 в черновой меди - $0,5 \cdot 10^{-3}$,
 в медных слитках - $0,6 \cdot 10^{-3}$.

Se/S, довольно низкое в медном концентрате ($1,5 \cdot 10^{-3}$) и в медном штейне ($2,8 \cdot 10^{-3}$), резко увеличивается в черновой меди ($79,4 \cdot 10^{-3}$).

Содержание платины в халькопирите ничтожно (от $25,0 \cdot 10^{-6}$ до $70,0 \cdot 10^{-6}$ г/т).

Химические анализы анодных шламов приведены в табл. 20.

Содержание значительных примесей других элементов в анодных шламах определялось спектроскопическим методом (табл. 21).

В центральной части медного пояса Сингхбхум расположено месторождение Ракха. Сульфидные руды этого месторождения, кроме меди (1,3%), содержат никель (0,05%), молибден (0,005%) и кобальт (0,01%). На руднике Ракха проектируется обогатительная установка (Recovery..., 1969). Изучение распределения второстепенных и малых элементов в халькопирите, пирите и смеси этих минералов из руд Ракха было проведено в спектральной лаборатории университета Карлтон в Канаде (Ghosh, 1968).

В пиритах Co содержится 0,32-0,36%, Ni - 0,12-0,15%, Co/Ni - 2,66-2,40. По Карстенсу, в пирите гидротермального происхождения $Co > Ni$, следовательно, анализируемый пирит из руд Ракха гидротермальный (Bhattacharjee et al., 1968).

В халькопирите содержание Co колеблется от 0,015 до 0,044%, что, по Хоули и Николь, также сопоставимо с халькопиритом гидротермальных месторождений. Количество серебра во всех образцах - 0,0011-0,0035%, Mo - 0,003%, V - 0,011-0,03%, Bi - 0,003 - 0,0096%. По сравнению с рудами месторождений южной части медного пояса (Sarkar, 1966) халькопирит рудника Ракха содержит более высокие концентрации Co, Ni, V, Ti и более низкие Bi.

В северо-западной части медного пояса известно пока одно месторождение - Турамдих, которое имеет потенциальные возможности промышленного освоения (Sharma, Bhattacharyya, 1970). Сульфидная минерализация в этой части пояса прослеживается вдоль плоскостей сланцеватости смятых в склад-

Таблица 20

Результаты химического анализа анодных шламов (в %) (Chowdhury et al., 1967)

Элементы	1	2
Cu	19,62	16,67
Ni	39,77	42,93
Se	9,30	10,20
Te	6,14	3,18
Au	0,09	0,06
Ag	1,81	1,40
Pb	0,38	0,28
Fe	0,61	0,28
Про	15,92	14,72

Таблица 21

Результаты спектрографического анализа анодных шламов (г/т) (Chowdhury et al., 1967)

Элементы	1	2
Co	116	120
Bi	450	300
Sb	60	40
Mn	10	6
Cr	70	150
Sn	40	20
As	200	100
Mo	< 5	< 5
Zn	< 100	< 100
Cd	< 30	< 30
W	< 50	< 50

ки пород. Рудные залежи имеют складчатую форму, согласную со складчатыми структурами вмещающих пород.

Запасы руд в медно-сульфидных месторождениях медного пояса Сингхбхум оцениваются в 3,8 млн. т со средним содержанием меди 2,4%. Содержание никеля в руде достигает 0,8%.

Для объяснения генезиса медного оруденения в районе Сингхбхум в разное время выдвигались различные гипотезы. В конце прошлого века высказывались предположения о связи медной минерализации (вернее, источника меди) с зеленокаменными породами (Э.Стоер), а также о сингенезе с последующим перераспределением рудного материала в процессе метаморфизма (В.Болл). Различные исследователи первой половины XX в. связывали формирование месторождений с гранитной фазой магматизма.

Банерджи (1964; Banerjee, 1964) высказывает предположение о тесной генетической связи меди с основными вулканическими породами (преобразованными в результате метаморфизма в хлоритовые сланцы), считает, что медь была привнесена в пределы зоны смятия в процессе мигматизации, а ее размещение контролировалось температурными градиентами.

Геотермометрическими исследованиями сульфидных минералов рудника Мосабони (Kameswara, 1964₁) был установлен температурный диапазон формирования пирротина-пирита 325-490°C, а пирротина-халькопирита, т.е. медной минерализации, - 340°, что позволило автору прийти к заключению о концентрации медного оруденения в верхних горизонтах. Почти одновременно проведенные исследования изотопов серы привели Камесвара к выводу о магматогенно-гидротермальном генезисе месторождения Мосабони (Kameswara, 1964₂). Более поздние и более тщательные исследования изотопов, проведенные Гхошем (Ghosh, 1972₁), позволили ему предложить более сложную и, вероятно, более правдоподобную гипотезу формирования медного оруденения в зоне Сингхбхум. Привлекая, помимо результатов изотопных исследований, большой структурно-геологический материал, а также данные по распределению относительных содержаний Cu, Co, Ni, Pb, Zn, Cd, Ag, Mn, Hg в основных подразделениях пород внутри и вне зоны смятия (Ghosh A.K., 1972₂), автор считает, что медно-сульфидные месторождения сформированы в результате ряда последовательных длительных и перекрывающих друг друга геологических процессов. Первоначальное накопление и мобилизация рудных компонентов в докембрийской осадочно-вулканогенной толще пород, способствовавшие их предварительной концентрации, могли происходить во время ранних периодов метаморфизма в поясе. Синтектоническая гранитизация еще более способствовала транспортировке рудных элементов, хотя и не служила источником для них. Гхош полагает, что метаморфогенно-гидротермальный генезис оруденения больше согласуется с фактическим материалом, нежели магматогенно-гидротермальный.

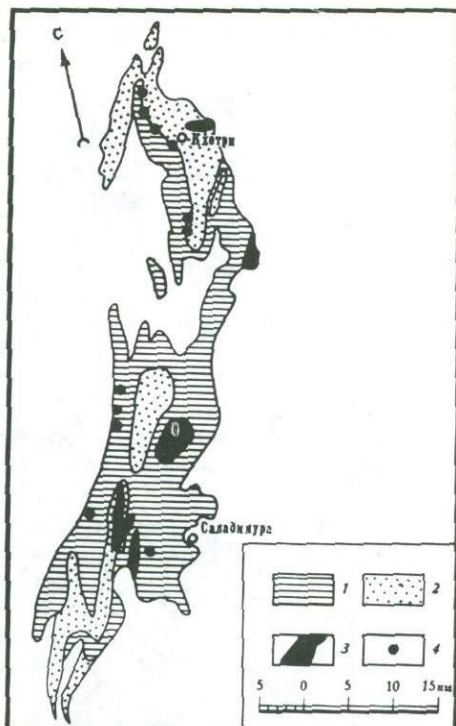
Медный пояс Кхетри

Медный пояс Кхетри прослеживается в субмеридиональном направлении от Сингхана на севере до Рагунатгарха на юге на расстояние около 80 км (рис. 26). В пределах рудного пояса Кхетри еще нет пока действующих рудников, но в районе усиленно проводятся поисковые и разведочные работы для выявления новых промышленных месторождений.

В большинстве ранних геологических работ по этому району рассматриваются вопросы региональной геологии, иногда - особенности минерализации. Дан еще в 1943 г. отмечал большие потенциальные возможности района. В 1962-1963 гг. были впервые описаны рудопроявления Мадхан и Колихан. С этого времени в районе Кхетри проводятся систематические геологические исследования геологами Геологической службы и Горного бюро Индии. Сводка по результатам этих работ дана в статье Роя Чаудхари и Дас Гупта (Roy Chowdhury, Das Gupta, 1965_{1,2}).

Рис. 26. Схематическая геологическая карта медного пояса Кхетри (Das Gupta, 1970)

1-2 - метаморфические породы делийской системы: 1 - сланцы и филлиты с прослоями кварцитов и мраморов (серия Аджабгар), 2 - кварциты с небольшими прослоями сланцев и мраморов (серия Алвар); 3 - граниты, аплиты; 4 - месторождения и основные рудопроявления



Породы, слагающие рудный пояс Кхетри, относятся к делийскому комплексу среднего протерозоя. Делийский комплекс в пределах района подразделяют на две группы. Мощность каждой из них 1300 м. Более древняя - алварская серия - сложена преимущественно породами песчанистого состава (аркозовые песчаники, кварциты, конгломераты). Местами эти породы переслаиваются с филлитами, сланцами, мраморами.

Более молодая - аджабгарская - серия представлена преимущественно различными сланцами и филлитами. Местами встречаются мраморы и другие известковистые породы. Контакт между этими двумя сериями характеризуется постепенными переходами.

Район расположен в северо-западной части Араваллийско-Делийского складчатого пояса и характеризуется интенсивной складчатостью. Преобладающее простирание осей складок - северо-восток-юго-западное. Ядра огромных вытянутых антиклиналей с двойным погружением сложены породами алварской серии. Большая часть разломов представляет собой сбросы со смещением по падению. Наиболее крупные разломы наблюдаются на контакте алварской и аджабгарской серий или вдоль контактов пород различного литологического состава. Максимальная протяженность сбросов - 10 км. Отмечаются системы кулисообразно расположенных сбросовых зон и зон скалывания, нередко сопровождающих наиболее крупные разломы.

Метаосадочные породы интродуцированы "древними" амфиболитами, образовавшимися в результате метаморфизма долеритов, и гранитами (главным образом синтетектоническими). Амфиболиты внедрены главным образом вдоль поверхностей напластования, а местами расположены в ядрах синклиналей (лакколиты). Гранитные интрузии тесно связаны со складчатыми структурами и расположены в ядрах антиклиналей. Местами гранитные плутоны внедрены в зоны осевых депрессий и сбросовые зоны (Das Gupta, 1968). Дайки более молодых интрузивных пород основного состава ("молодые" амфиболиты) являются посттектоническими и внедрены вдоль сбросовых трещин субмеридиональной ориентировки.

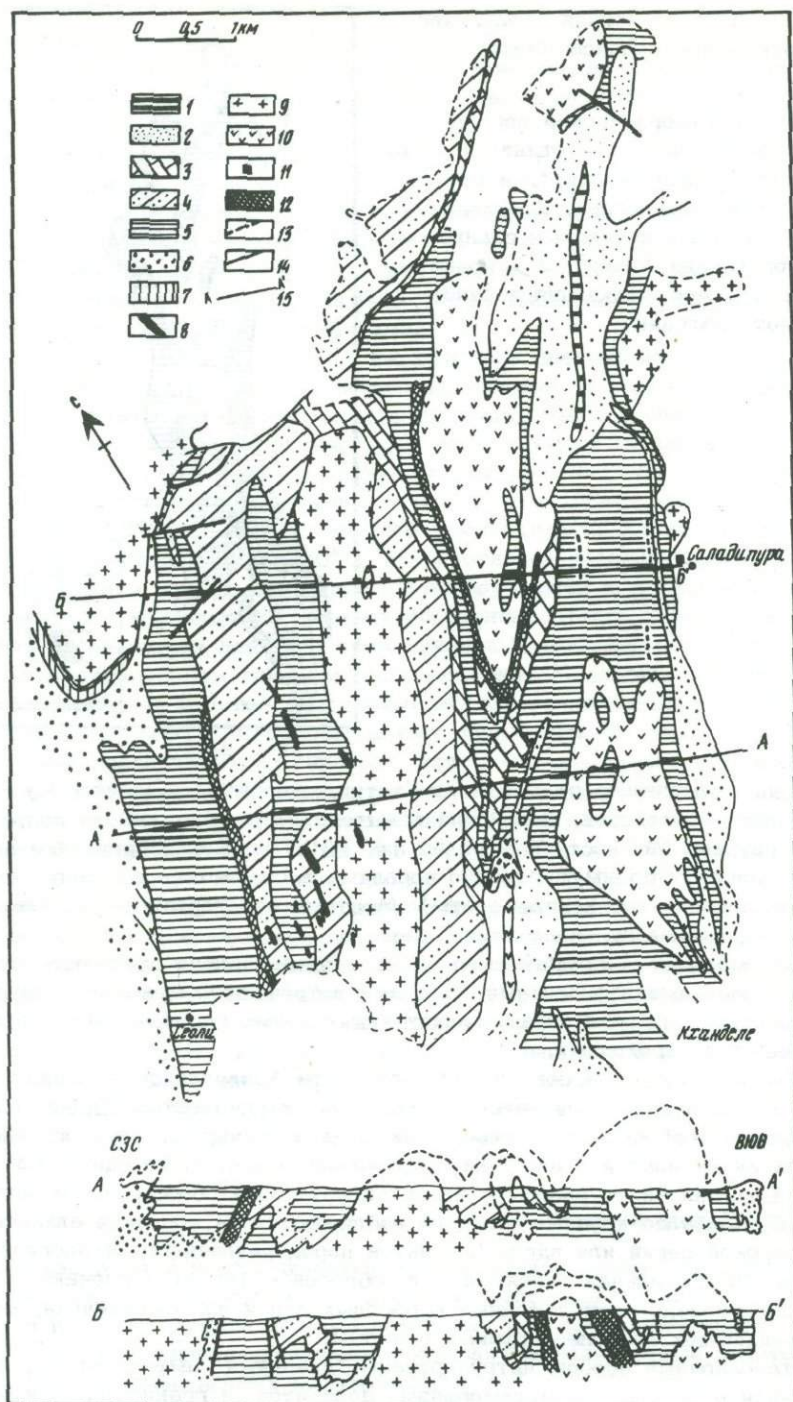


Рис. 27. Геологическая карта месторождения Саладипура, медный пояс Кхетри (Das Gupta, 1970)

1-7 - породы дельийского комплекса (1-5 - серия Аджабгар: 1 - филлиты, кварциты, 2 - кварциты с прослоями филлитов, сланцы, 3 - актинолитовые мраморы, доломиты, кварциты и гнейсы, 4 - кварциты и гнейсы, слан-

Метаморфизм в районе достиг местами амфиболитовой фации. Он сопровождался деформацией и фельдшпатизацией пород и магматической деятельностью. Высокометаморфизованные породы не минерализованы. Умеренно метаморфизованные породы — биотитовые и гранатовые сланцы — гораздо более благоприятны для рудоотложения, чем породы низких степеней метаморфизма, подобные филлитам или кварцитам.

Сульфидные пластовые залежи и зоны медносульфидной минерализации в поясе Кхетри легко прослеживаются на поверхности по хорошо развитым железным шляпам.

Геофизическими и геохимическими исследованиями, а также бурением установлено, что наиболее важные в промышленном отношении минерализованные зоны выделяются на рудниках Мадхан-Кудхан, Колихан, Кхетри и Аквали. Протяженность рудных зон от 125 м до 2,5 км при ширине от 16 до 300 м.

Основные сульфидные минералы в рудах месторождения Кхетри — халькопирит, пирит, пирротин и марказит. Отмечаются кобальтин, данаит и вторичные минералы меди: малахит, азурит, ковеллин, халькозин, самородная медь, хризоколла, халькантит и брошантит.

В рудах Аквали (Rao S.K.L., 1969) сульфиды представлены пирротинном, мельниковит-пиритом, пиритом, сфалеритом, халькопиритом и марказитом. В небольших количествах отмечены молибденит, пентландит, скуттерудит и ильменит.

При изучении минерального состава медных руд месторождений Мадхан-Кудхан и Колихан, кроме пирита, пирротина (Rao N.K., Rao C.V.U., 1969) и халькопирита установлены макинавит (Deb, Mukherjee, 1969) и валлерит (Rao N.K., Rao G.V.U., 1968).

Несколько особое положение занимает месторождение Саладипура, расположенное в южной части медного пояса (рис. 27). Массивная пирит-пирротинная залежь локализуется в амфиболитах и вдоль их контактов со сланцами, углистыми филлитами, мраморами и кварцитами аджабгарской серии. Амфиболиты слагают ядро антиклинали, круто погружающейся к югу. В восточном крыле минерализованная зона прослеживается на расстоянии 2 км, в западном — на расстоянии 3 км при ширине от 20 до 80 м (Das Gupta, 1970).

Рудное тело имеет форму пластовой залежи, ядро которой сложено массивными сульфидами, а периферические участки — смешанными массивными и вкрапленными рудами в силикатном жильном материале. Руды состоят главным образом из пирротина с подчиненным количеством пирита. Встречаются арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит, магнетит и гематит. Отмечаются ильменит, рутил, а в полированных шлифах — кубанит. Возможно, присутствуют никель-кобальтовые минералы, но определенно установить их невозможно из-за малых размеров зерен (Rao, 1971). Изменения вмещающих пород связаны главным образом с выносом железа (железо-магнезиальный метасоматоз), непосредственно связываемого некоторыми исследователями с рудной минерализацией (Chakravarty, 1971).

Большинство исследователей придерживается гидротермально-магматогенной гипотезы происхождения минерализации в медном поясе Кхетри, но в по-

←

цы, амфиболиты, 5 — двуслюдяные гранатовые сланцы, филлиты, кварциты, мраморы; 6-7 — серия Алвар: 6 — кварциты и аркозовые песчаники, филлиты и сланцы, 7 — филлиты и сланцы); 8-10 — интрузивные породы: 8 — "молодые" амфиболиты, 9 — биотитовые и роговообманковые граниты, гранито-гнейсы, аплиты, 10 — "древние" амфиболиты; 11 — пегматитовые тела; 12 — залежи сульфидных руд; 13 — минерализованные зоны; 14 — разломы; 15 — линии геологических разрезов

следние годы получила признание и гипотеза гидротермально-метаморфогенного происхождения руд Кхетри (Das Gupta S.P., 1963, 1964). Вполне возможной представляется связь формирования месторождений пояса Кхетри с процессами тектоно-магматической активизации.

Месторождения Кхетри и Колихан подготовлены к эксплуатации. Достоверные и вероятные запасы медных руд в месторождениях - 40 млн.т при среднем содержании меди 1% для Кхетри и 20 млн.т при среднем содержании меди 1,5% для Колихан. Перспективные запасы меди в медном поясе Кхетри оцениваются в 100 млн.т. К 1974 г. намечен ввод завода по переработке медных концентратов с месторождений Кхетри и Колихан, на котором будет цех электролитического рафинирования меди, что позволит обеспечить возможности извлечения селена и теллура.

Рудный район Завар

Свинцово-цинковые месторождения района Завар - пока что единственный отечественный источник этих металлов в Индии. Следы древних горнодобывающих работ в районе относятся к XIV столетию. Современный этап эксплуатации месторождений начался сравнительно недавно, в 1942 г., на руднике Мохия-Магра.

Геология и структуры района Завар хорошо описаны в работах Херона (Heron, 1935), Страчека и Срикантана (Straczek, Sricantan, 1966). Последующие исследования Гхоша, Кришнан и Роя дополнили это описание рассмотрением структурных особенностей локализации оруденения. Химические анализы и минералогическое изучение руд Завара были выполнены в разные периоды Гхошем, Флемингом, Даром и Верма. В последние годы вопросами особенностей распределения минерализации и генезиса оруденения Завара занимались Мукерджи (Mookherjee, 1964^{1,2}), Чакрабартти (Chakrabarti, 1967), Сикка и др. (Sikka et al., 1966), Чаухан (Chauhan, 1970), Чакравартти (Chakravartty, 1971) и др.

Район сложен породами араваллийского комплекса (нижний протерозой), представленными кварцитами, доломитами, сланцами и метаморфизованными пелитовыми породами.

Многообразие литологических разностей пород, перемежающихся в разрезе и сменяющих друг друга по простиранию, хорошо видно на геологической карте района (рис. 28).

В строении района принимают участие складчатые структуры двух этапов складкообразования. Большая группа разломов связана генетически со складчатостью (поперечные сбросы, межпластовые надвиги), но отмечаются и пост-складчатые разрывные нарушения.

Свинцово-цинковое оруденение приурочено к горизонтам тонкозернистых доломитов с примесями кварца и калиевого полевого шпата. Изменения рудовмещающих пород, вызванные неоднократными последовательно перекрывающимися друг друга процессами при метаморфизме и других преобразованиях, привели к перекристаллизации доломита и к каолинизации и серицитизации полевых шпатов.

Рудные тела залегают в трех структурных положениях:

- 1) в виде залежей, согласных с напластованием пород,
- 2) в виде рудных столбов в осевой частях складок,
- 3) в виде минерализованных зон (по скловым зонам), жил выполнения и замещения.

Главные рудники - Мохия-Магра, Балария, Завар-Мала и Барой-Магра - образуют пояс протяженностью свыше 10 км.

Рудное тело на Мохия-Магра локализуется в зоне скалывания широтного простирания, круто падающей к югу. Протяженность зоны свыше 4 км, глубина горных выработок 1,5 км. Два других небольших рудных тела на этом

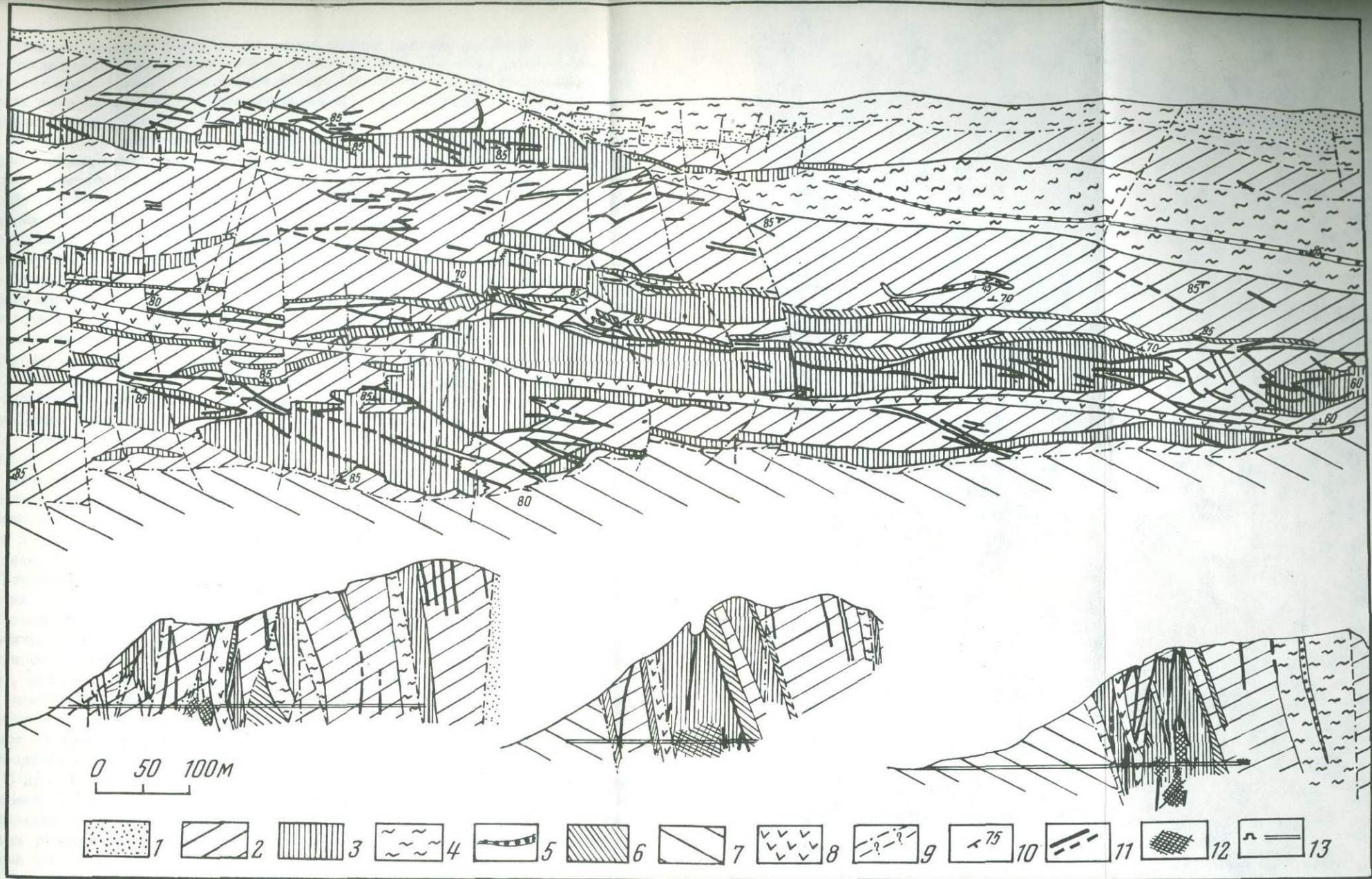


Рис. 28. Геологическая карта и разрезы западной части рудного района Завар (Straczek, Srikontan, 1966)

1-7 - породы араваллийского комплекса (серия Папери): 1 - пачка кварцитов Харн; 2-6 - сложно переслаивающиеся породы пачки Мофия; 2 - доломиты, 3 - конгломераты и доломитовые аркозовые песчаники, 4 - доломитовые филлиты и тонкослоистые глинистые доломиты, 5 - железистые доломиты, 6 - кварциты и кварцевые филлиты; 7 - граувакки яруса Мандли; 8 - долеритовые дайки (палеоген); 9 - разломы; 10 - элементы залегания пород; 11 - минерализованные зоны скалывания и жилы выполнения; 12 - рудные тела; 13 - штольни

участке, к северу и к югу от основной рудной залежи, содержат руды, не представляющие экономического интереса. Рудник Балария, расположенный на восточном продолжении хребта Мохия, характеризуется преобладанием в рудах сфалерита и пирита, незначительными содержаниями галенита и арсенипирита (Basu, Murthy, 1972).

Рудные минералы на Мохия-Магра - галенит, сфалерит (кадмиеносный), пирит, арсенипирит, халькопирит, пирротин, аргентит, самородные серебро и золото, аргиродит, марказит, магнетит, рутил и цинковая шпинель.

Вопрос о генезисе оруденения района Завар остается пока спорным, Муркерджи (Mookerjee, 1964^{1,2}) и Гхош считают месторождения эпигенетическими, магматогенно-гидротермальными. Чакрабарти (Chakrabarty, 1967) полагает, что для таких месторождений, локализующихся в комплексах древних метаморфических пород, нельзя не учитывать влияния на формирование оруденения процессов метаморфизма. Локализацию руды в зонах скалывания можно объяснить и перераспределением в результате метаморфизма первичных конседиментационно аккумулярованных руд. Для доказательства этого положения Чакрабарти привлекает сопоставимость температуры перекристаллизации рудных минералов и температур, сопровождавших метаморфизм в этом регионе (300-500° - зеленосланцевая фация). По мнению Чакрабарти, месторождения Завара представляют тип стратиформных "тектонически ремобилизованных" месторождений. Такого же мнения придерживается Перейра (Pereira, 1964).

Отмечая высокие содержания сурьмы и серебра в галените и марганца в сфалерите, больше согласующиеся с эпигенетически гидротермальным происхождением руд, Чакрабарти указывает, что такое обогащение сульфидов сурьмой и серебром могло иметь место и при метаморфических процессах, так же как и высокое Co/Ni.

Геологическими исследованиями последних лет, проводившимися в разных частях рудного пояса Завар, установлено, что в рудных залежах первого типа, согласных с напластованием пород, наблюдаются хорошо сохранившиеся реликты осадочных структур: ритмическая слоистость, оползневые структуры, постепенное уменьшение зернистости от подошвы к кровле и т.д. Это указывает, что сульфиды, по крайней мере частично, являются седиментогенными. По мнению Чакраварти (Chakravarty, 1971), это хорошо согласуется с особенностями среды осадконакопления араваллийского комплекса, характеризующейся широким распространением свиты ураноносных сапропелитов и пластов фосфоритов вокруг Удайпура.

С другой стороны, учитывая структурный контроль двух других типов оруденения, Чакраварти так же, как и Чакрабарти, допускает возможность ремобилизации седиментогенных рудных элементов и перетолжения их в благоприятных участках в процессе тектоно-магматической активизации и метаморфизма пород.

Гипотеза осадочно-эксталяционного происхождения стратиформных рудных залежей Завара с последующей ремобилизацией оруденения в процессе регионального метаморфизма, а возможно и тектоно-магматической активизации, приобретает в последнее время все больше сторонников.

В настоящее время ежегодная добыча руды на основном руднике района Завар Мохия-Магра составляет 600 т. Оценка запасов этого месторождения - 25 млн. т руды, содержащей 2,3% свинца и 4,5% цинка. Руда поступает на флотационные установки обогатительной фабрики в Заваре. Состав свинцовых концентратов (в %): свинца - 74; цинка - 5,5; железа - 1,5; кадмия - 0,065; серебра - 787 г/т; цинковых (в %): цинка - 54,5; свинца - 0,9; железа - 4,8; кадмия - 0,51; серебра - 171 г/т.

Свинцовые концентраты отправляются в Танду (за 1600 км) для плавки и рафинирования, а цинковые концентраты отправляются для переработки в Японию.

Банерджи и Гхош, рассматривая металлогению докембрия Индостанской платформы, выделяют шесть металлогенических эпох и соответственные им металлогенические провинции, сопоставимые, по их мнению, со сходными провинциями Восточной Африки и Западной Австралии (Banerjee, Chosh, 1972). Металлогенические эпохи Индии охарактеризованы и в работе Панди (Pande, 1972).

Не все еще в этих сопоставлениях достаточно доказательно, но сама попытка провести такие сравнения на основе новейших геологических, геофизических и геохронологических исследований представляет несомненный интерес. Наиболее показательно в этом отношении сопоставление провинции Дхарвар (Индия) с ее пегматитовыми месторождениями и золото-теллуридовым оруденением, локализующимся в пределах поясов зеленокаменных пород, с соответствующей металлогенической провинцией Калгурли в Западной Австралии.

Менее четко выражено сходство медных поясов Сингхбхум и Кхетри с их медно-урановой минерализацией и провинции Рам-Джангл (Австралия). Вполне сопоставимы рудные районы Индии с ванадиеносным титано-магнетитовым оруденением с соответственными районами Западной Австралии.

Часть III

ЭКЗОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Глава 9

РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ РОССЫПИ

Россыпные месторождения Индии

Благоприятные физико-географические и геологические условия в Индии (особенно в южной части п-ова Индостан) являются причиной широкого распространения россыпных месторождений с ильменитом, монацитом, цирконом, гранатом и другими тяжелыми минералами, по запасам которых в россыпях Индия занимает одно из первых мест в мире.

Наиболее распространены и имеют наибольшее практическое значение и лучше всего изучены прибрежно-морские россыпи. Среди них выделяются как современные, так и древние пляжевые и дюнные россыпи. Изучению и разработке древних россыпей в Индии уделялось меньшее внимание, хотя перспективы их выявления, безусловно, значительны. В последние годы был обнаружен ряд аллювиальных россыпей во внутренних районах Индии. По масштабам они значительно уступают прибрежно-морским, но тем не менее некоторые из них имеют практическое значение.

Южная часть Индии по характеру рельефа является холмистым плато с высотами 300–500 м над уровнем моря. Плато расчленено многочисленными речными долинами. Типично гумидный, жаркий и периодически влажный климат способствует образованию на породах плато мощных кор выветривания, в том числе латеритных. Известно, что наличие на первичных материнских породах кор выветривания является одним из главных факторов, способствующих образованию россыпных редкометалльных месторождений, как россыпей ближнего сноса, так и прибрежно-морских (Бурков и др., 1972). В связи с этим характерно, что наиболее значительные зоны распространения индийских латеритов, закартированные Прескоттом и Пендельтоном (Prescott, Pendelton, 1952), пространственно тяготеют к районам распространения наиболее крупных россыпных месторождений в Индии (рис. 29).

Обогащение коры выветривания устойчивыми тяжелыми минералами за счет выноса менее стабильных компонентов является необходимым промежуточным этапом образования россыпных месторождений. Отмечается, что в трапах северо-западной части плоскогорья Декан содержание TiO_2 составляет 1,91%, в то время как в коре выветривания по трапам оно возрастает до 10% (Величко, Корбут, 1970). Таким образом, уже в процессе выветривания траппов происходит концентрация титана (преимущественно в составе ильменита). Перемыв коры выветривания и переотложение элювиального материала приводят к дальнейшей концентрации тяжелых минералов. В дальнейшем, на завершающих этапах образования россыпей, уже в прибрежно-морских условиях особое значение приобретает муссонный характер ветров на морском побережье Индии, который является причиной стабильности режима переотложения песчаных осадков в зоне пляжа и способствует сортировке и концентрации тяжелых минералов. Некоторые особенности этого процесса будут рассмотрены ниже при характеристике конкретных россыпных месторождений.

Прибрежно-морские россыпи широко распространены как на западном, так и на восточном побережье Индии. На западном побережье наиболее крупные

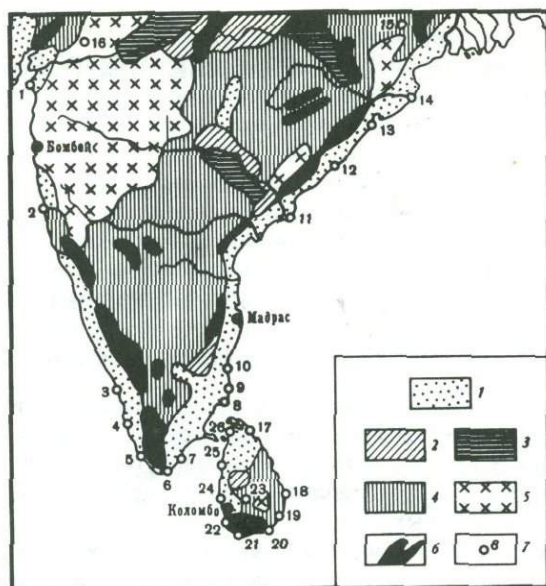


Рис. 29. Россыпные месторождения Индии и Республики Шри Ланка

1 - кайнозойские отложения; 2 - мезозой; 3 - палеозой; 4 - докембрий и нерасчлененный палеозой; 5 - гранитоиды, траппы; 6 - наиболее значительные районы распространения латеритных кор выветривания; 7 - россыпи

Цифрами на карте обозначены россыпи: Индия - 1 - побережье Гуджарат; 2 - побережье Ратнагири; 3 - Човгат-Паннани; 4 - Ниндакара; 5 - Манавалакуручи; 6 - мыс Коморин; 7 - Тиругендур; 8 - Адирампаттинан; 9 - Наггапаттинан; 10 - Транкебар; 11 - побережье Годавари; 12 - Висагапатнам; 13 - Валтаир; 14 - Биллипатнам; 15 - Ранци-Пурулия; 16 - Катахалдих; Шри Ланка - 17 - Пулмоддай; 18 - Тирукковиль; 19 - Хамбантога; 20 - Тангалла; 21 - Галле; 22 - Берувала; 23 - Ратнапура; 24 - район побережья Коломбо; 25 - Кудремалай; 26 - Манар

россыпи сосредоточены в штате Керала, на восточном берегу - в штате Тамилнад (см. рис. 29). Помимо этого, многочисленные россыпи известны в ряде других пунктов индийского морского побережья. Промышленные перспективы многих из них пока недостаточно оценены.

Ниже приводится краткая характеристика наиболее значительных россыпных месторождений Индии.

Повышенные содержания ильменита, циркона и монацита обнаружены в пляжевых песках побережья Гуджарат к северу от Бомбея вплоть до устья р. Нармада (Vadia, 1969). Наиболее значительные концентрации известны в пляжевых песках у Булсара, Сурата и Амода-Монаут, монациты этих россыпей содержат 5-11% ThO_2 . Сведения о параметрах россыпей и их запасах не приводятся; однако указывается, что некоторые из них могут иметь практическое значение.

Ильменитовые россыпи на побережье Ратнагири обнаружены в районе протяженностью более 40 км от Пурангада и Геокхади на юге до Рила на севере; наиболее крупные пляжевые россыпи известны у Малгунда, Ратнагири, Бхатъя, Раджвади и Геокхади. Суммарные запасы ильменитосодержащих песков в этих россыпях оцениваются примерно в 250 тыс.т с содержанием ильменита от 17,3 до 76% (Roy, Yang, 1958). Наибольшие масштабы имеет россыпь Малгунд (100 тыс.т песков). Содержание TiO_2 в песках обычно колеблется в пределах 20,2-52,4%. Кроме того, имеются повышенные concentra-

ции ильменита в пляжевых песках у Ара, Рила, Калбадиви, Невра, Котвади; однако запасы ильменитовых песков в этих россыпях не подсчитывались.

Наиболее крупная россыпь Малгунда прослежена на 1,6 км при средней ширине 30 м. Средняя мощность ильменитосодержащих песков 0,6 м.

Главным промышленным минералом россыпей побережья Ратнагири является ильменит. Циркон и монацит встречаются в них лишь спорадически и их содержание в песках очень низкое. Россыпи образуются в результате перемыва коры выветривания траппов. В ряде пунктов (у Раджвади, Пурангада и др.) современные ильменитосодержащие пляжевые пески непосредственно подстилаются латеритной корой выветривания траппов. Ее верхние горизонты размыты.

Южнее порта Кожикод на западном побережье Индии современные пляжевые россыпи обнаружены между пос. Човгхат на севере и пос. Поннани на юге (Jakob, 1956). Вдоль побережья тяжелые пески были прослежены на нескольких участках длиной от нескольких сотен метров до 3-4 км при обычной ширине 30-60 м. Мощность тяжелых песков невелика - в среднем она составляет 0,5 м. Пески содержат магнетит (3-18%), ильменит (33-67%), циркон (5%), гранат (15%). Монацит встречается редко. Запасы ильменита ориентировочно оцениваются в 915 тыс.т, циркона - 9,5 тыс.т, граната - 13 тыс.т. Таким образом, промышленное значение в этих россыпях может иметь, по всей вероятности, лишь ильменит. Предполагается, что первичным источником тяжелых минералов в песках являются чарнокиты, выходы которых известны в нескольких километрах от побережья. Другим источником тяжелых минералов могут быть древние красноцветные дюнные пески, которые, скорее всего, являются промежуточными коллекторами ильменита и др. минералов.

Южнее пос. Поннани на западном берегу Индии располагаются широко известные, крупнейшие россыпные месторождения побережья Траванкур. В административном отношении они находятся на территории штатов Керала и Тамилнад.

Россыпи на Траванкурском побережье прослеживаются на расстоянии более чем 160 км от пос. Поннани на севере до мыса Коморин на юге. Монацит в пляжевых песках из этого района впервые был обнаружен в 1908 г. у Манавалакуручи. Добыча монацита из этой россыпи была организована уже в 1909 г., а с 1922 г. была начата добыча ильменита и циркона. Еще позднее в число добываемых тяжелых минералов были включены гранат, силлиманит и рутил.

С 1933 г. начата разработка крупной пляжевой россыпи Чавара в районе Ниндакара. Крупное россыпное месторождение было также выявлено на мысе Коморин. Помимо этих наиболее известных россыпных месторождений, в разное время изучались многие другие участки. В частности, с 1950 г. производилась разведка на 16 площадях траванкурского побережья от мыса Коморин до бара Капьянкулам. Результаты этих разведывательских работ представлены в табл. 22.

Суммарные запасы монацита в песках Траванкурского побережья по разным оценкам составляют 1 млн.т (Davidson, 1956; Vadia, 1956), 1,2 млн.т (Overstreet, 1967), 1,4 млн.т (Бхола, 1959; Махадеван, 1959). Запасы циркона, вероятно, составляют не менее чем 6 млн.т при среднем содержании минерала 5% (Каганович, 1962). Общие запасы тяжелых песков на юго-западном, траванкурском, побережье Индии оцениваются в 120 млн.т.

Содержание различных тяжелых минералов в россыпях Траванкура сильно колеблется на разных участках; однако можно считать наиболее типичным средним составом песков следующий (в %): ильменит 75, циркон 5, силлиманит 4, рутил 4, гранат 4, монацит 1.

Россыпи на Траванкурском побережье приурочены как непосредственно к пляжевым современным отложениям, так и к дюнным (в том числе древним) образованиям. Разрабатываются в основном пляжевые пески.

Протяженность россыпи Манавалакуручи 1,7 км, ширина 60 м, мощность песков 1,8-2,4 м. Россыпь Чавара в районе Ниндакара имеет более значи-

Таблица 22

Запасы ильменита и монацита на разведанных площадях Траванкурского побережья Индии (Махадевана и др., 1959)

Разведанные площади	Запасы песков, тыс. т	Ильменит		Монацит	
		%	тыс. т	%	тыс. т
Мыс Коморин	1476,0	67,07	9990,0	1,565	23,1
То же, внутренняя часть пляжа	4985,0	22,88	1140,0	0,060	3,0
Муттом-Периякайура	16246,0	7,08	115,0	0,277	45,0
Манавалакуручи	53990,0	23,15	1250,0	0,926	500,0
То же, внутренняя часть пляжа	5833,0	21,64	126,2	1,316	76,8
Карумбане-Мидалам	12716,0	20,37	2591,0	0,511	64,94
То же, внутренняя часть пляжа	6794,0	17,18	1167,0	0,795	54,0
Вилинья-Ковалам	1161,0	48,34	501,2	2,540	29,5
Ковалам-Пагалур	4253,0	22,44	954,3	0,484	20,6
Вели-Казхакуттам	1596,4	30,70	430,0	0,627	10,0
Анженю-Веттюр	1872,0	12,50	2360,0	0,269	5,1
Одетти-Малалурам	521,6	38,15	198,9	7,055	36,8
Тирувалларам-Ниндакара	2132,5	30,94	660,0	0,938	20,0
Каннимелсери-Ниндакара	7770,7	31,06	2418,9	0,590	45,3
Ниндакара-Тричиннапуаха	65631,7	40,0	26252,7	0,750	492,2
Всего 15 месторождений			41161,2		1426,0

тельные масштабы; ее протяженность составляет 22 км, ширина 45 м, мощность песков 0,6-1,5 м.

Содержание тяжелых минералов в песках россыпей Манавалакуручи и Чавара соответственно равно (в %): ильменит 60 и 85, циркон 5,7 и 5,0, силлиманит 4,0 и 4,6, рутил 1,2 и 4,6, гранат 6,4 и 0,5, кварц 16,0 и 5,6, монацит 5,0 и 1,5.

В получаемых из песков Ниндакара концентратах содержание минералов достигает: в ильменитовом до 98,1% ильменита, в рутиловом 79% рутила, в монацитовом 95,6% монацита, в цирконовом 96,7% циркона, в силлиманитовом 96% силлиманита.

В тяжелой фракции пляжевых песков мыса Коморин содержится (в %): ильменита 46,2-85,5, циркона 5,7-20,0, монацита 0,71-14,5, граната 0,91-13,6. Помимо этих минералов, в песках обнаружены турмалин, кианит, рутил, брукит, ставролит, цоизит, эпидот, андалузит, силлиманит.

Содержание ThO_2 в монацитах из россыпей в штатах Керала и Тамилнад, по результатам анализа 26 проб, составляет 8,1% (Overstreet, 1967). Состав редких земель в монаците (в %): La 12,24, Ce 28, 31, Pr 3,44, Nd 12,07, Sm 1,89, Gd 0,54, Y 0,27, Th 8,36, сумма 67,82 (Overstreet, 1967).

В некоторых разностях монацита (зеленый монацит-чералит) содержится значительно больше тория и урана; до 29,4% ThO_2 и до 6,5% U_3O_8 (Indias heavy, 1959). Однако количество такого монацита в монацитовых концентратах невелико. В среднем также невелико и содержание урана в траванкурских монацитах; обычно оно колеблется в пределах 0,2-0,46% U_3O_8 (Wadia, 1956). Суммарные запасы тория в россыпях Траванкура оцениваются в 500 тыс. т. В цирконах из россыпей содержится в среднем 65% ZrO_2 и от 2,0 до 2,5% HfO_2 .

Помимо циркона, в россыпях из штата Керала содержится небольшое количество бадделейта, однако данные о его средних содержаниях и о запасах в опубликованной литературе отсутствуют.

Первичным источником тяжелых минералов траванкурских россыпей являются, вероятно, различные породы. По мнению большинства исследователей, од-

ним из первостепенных первичных источников ильменита являются чарнокиты. Однако не менее значительным может быть поступление ильменита, циркона, монацита и других минералов из гранитов, гранито-гнейсов и связанных с гранитами пегматитов, которые широко распространены в зоне развития чарнокитовых пород, особенно в южной части штата Керала.

На мысе Коморин отмечается поступление монацита в зону пляжа из дезинтегрированных гнейсов. Как уже указывалось, образование россыпей стимулируется развитием на первичных породах кор выветривания. В связи с этим показательно, что вдоль Траванкурского побережья протягивается одна из наиболее значительных в Индии зон распространения латеритных кор выветривания. Имеются указания на резко повышенные содержания ильменита в этих латеритах; суммарное содержание ильменита в латеритах этого района может быть оценено в 250 млн.т; однако ильменит из латеритов не добывается (Спейт, 1957). Таким образом, при выветривании чарнокитов, гранитов и других пород в штате Керала осуществляется предварительная концентрация ильменита и других тяжелых минералов. Дальнейшее перетолжение этого рыхлого, предварительно обогащенного материала реками, перенос его в прибрежную зону и последующие сортировка и концентрация на пляжах приводят к образованию крупных россыпных месторождений.

Указывается также (Overstreet, 1967), что значительную роль в образовании прибрежно-морских россыпных месторождений Траванкурского побережья играет размыв реками осадочных (четвертичного возраста) пород серии Варкалли. Эта серия сложена рыхлыми, слабо сцементированными породами песчано-глинистого состава. Судя по описанию этих пород, они фактически являются перетолженной корой выветривания.

Как уже отмечалось, для россыпей Траванкур-Качинского побережья характерна тесная пространственная связь с мощными кораи выветривания. Поступление размываемого элювиального материала в зону прибрежной седиментации особенно резко возрастает в дождливые периоды года, когда даже мелкие ручьи переносят громадное количество черного шлиха.

Часть тяжелых минералов оседает в предгорных озерах, в которые впадают некоторые реки. В этих озерах и мелководных лагунах, расположенных на отдельных участках побережья, а также на песчаных барах, перегораживающих устье рек и дельты, и в песчаных дюнах на побережьях, и аккумулируются тяжелые минералы.

Кроме прибрежной полосы, между линией прилива и отлива шириной около 1 м, где пески, содержащие тяжелые минералы, подвергаются размыву, наблюдается зона, где тяжелые минералы накапливаются в слоях песков ниже уровня воды.

Минеральный состав песков прибрежно-морских россыпей Траванкур-Кочина непостоянен; он значительно меняется по сезонам. В период летних муссонов волны уносят минералы легкой фракции, обогащая пески, которые становятся черными и содержание тяжелых минералов в которых достигает в ряде случаев 95%. В марте-апреле поверхность продуктивных песков покрывается слоем белого кварцевого песка, что заметно разубоживает шлик.

В целом запасы прибрежных песков характеризуемого района громадны и с трудом поддаются учету. После штормов выработанные участки часто снова покрываются песками с высокими содержаниями тяжелых минералов. Это является одной из причин того, что в литературе часто приводятся резко различающиеся оценки запасов для одних и тех же участков индийских россыпей.

Характерно, что обогащенные тяжелыми минералами пески не только обнаруживаются в зоне пляжа, но во многих районах, возможно, имеют и подводное продолжение.

Так, пробы прибрежно-морских песков, полученные при бурении в 1,6 км от побережья штата Керала, в районе пляжевой россыпи Чевара, в 1959 г., содержат до 15% тяжелых минералов; монацита в них содержится в среднем 0,049%. Опробование прибрежных донных песков у Путтангура и Форты Ко-

лачел в штате Тамилнад, а также радиометрические измерения показали, что в этих песках содержится 0,097–2,34% монацита (Dag, 1964, Wadia, Dag, 1961).

Подводные прибрежно-морские россыпи в Индии практически еще не исследованы; однако несомненно, что дальнейшие работы могут привести к выявлению крупных промышленных месторождений.

На юго-восточном побережье Индии наиболее значительные россыпи известны в округах Тирунелвели (побережье залива Маннар), Рамнад, Танджавур – от пос. Тирунендур на юге до г. Наганаттинам на севере (Jakob, 1956; Krishnan, 1951; Wadia, 1968).

В округе Тирунелвели наиболее крупные россыпи локализируются в устьях рек Вайппар и Каллар.

В районе устья р. Вайппар полоса обогащенных тяжелыми минералами пляжевых песков протягивается на 6,4 км. Ширина россыпи весьма переменчива; обычно она составляет 6 м, но в некоторых пунктах полоса хороших концентратов протягивается от уреза воды в сторону суши более чем на 60 м. Мощность прослоев с высоким содержанием тяжелых минералов обычно невелика (редко превышает 15–20 см), однако такие маломощные "черные пески", как правило, прослеживаются практически на поверхности пляжа на большое расстояние.

Примерно в 7 км к юго-западу от устья р. Вайппар в море впадает небольшая речка Каллар. Здесь полоса обогащенных пляжевых песков шириной от 1,5 до 24 м прослеживается на 3,2 км.

Помимо этих россыпей, на побережье Тирунелвели имеется ряд более мелких (у Идиндакаран, Авудаяпурама, в устье рек Намбияр и Тамбрамарни и т.д.).

Некоторые участки пляжей, обогащенных тяжелыми минералами, были обнаружены на побережье округа Рамнад (Валиноккам, Килаккарай, Паттанам, в устье р. Памбар и др.), однако ни один из них не был признан промышленно перспективным.

Побережье округа Танджавур также характеризуется наличием ряда участков обогащенных пляжевых песков; однако лишь один из них, вероятно, может представлять промышленный интерес – Транкубар. Пляжевая россыпь прослеживается от Транкубара к северу на 3,2 км. Мощность "черных" песков на поверхности пляжа невелика (несколько сантиметров), ширина полос обогащенных песков достигает 30 м.

Главными рудными минералами россыпей юго-восточного побережья Индии являются ильменит, магнетит; содержания циркона и монацита относительно невелики. Запасы тяжелых минералов ориентировочно подсчитаны лишь для двух россыпей (Jakob, 1956). В россыпи Транкубар содержится 32 тыс. т ильменита, 3,2 тыс. т циркона и 4,8 тыс. т граната при среднем содержании этих минералов, соответственно равном 50,5, 6 и 12%. Россыпь района Вайппар-Каллар при близких содержаниях этих минералов характеризуется следующими запасами: ильменит – 32, циркон – 1,5, гранат – 9,5 т.

Характерной особенностью побережья Тирунелвели является наличие относительно небольших, но богатых пляжевых россыпей, главным промышленным минералом в которых является гранат (альмандин). Такие (эксплуатирующиеся) участки имеются в районе пос. Овари и Навалади. В концентрате из Навалади содержится 2% ильменита и 88,25% граната, а в средней пробе тяжелых песков из этой россыпи – 25% ильменита и 45% граната. Максимальное содержание граната в песках из этого района – 77,5%. Запасы граната в Навалади составляют примерно 50 тыс. т. Гранат из этих россыпей используется в качестве абразива.

Первичным источником граната считаются гранат-железистые гнейсы и лептиниты, а также отчасти пегматиты. Что же касается первичных источников ильменита и других тяжелых минералов в пляжевых песках рассматриваемого района, то ими, вероятно, являются выветривающиеся гранито-гнейсы и чарнокиты. Помимо этого одним из наиболее реальных источников

тяжелых минералов в пляжевых песках являются древние красноцветные дюны, которые постоянно наблюдаются в некотором удалении от побережья Тирунелвели и Рамнада. Красный цвет дюнных песков обусловлен присутствием гидроокислов железа, а также линзочек и прослоек красных глин. Такие красноцветные древние дюны получили название Red Teris. В дюнных красных песках постоянно содержатся повышенные количества тяжелых минералов.

Далее к северу по восточному побережью Индии обширная полоса пляжей с концентрациями тяжелых минералов в песках протягивается от устья р. Годавари до устья р. Вамсадхара (штат Андхра-Прадеш).

В районе устья р. Годавари образование концентраций тяжелых минералов изучалось Рао (Raо, 1957), однако сведений о содержаниях минералов в песках и об их запасах в его работе не приводится. Судя по имеющимся материалам, значительного промышленного интереса они не имеют, однако исследования, выполненные Рао, дают представление о механизме образования прибрежно-морских россыпей в районе Годавари и в целом индийских россыпных месторождений (Raо, 1957; Raо, La Fond, 1958).

Основным первичным источником тяжелых минералов в тяжелых песках является терригенный материал, приносимый с суши реками. Меньшее значение имеют эрозия береговых отложений морем и перенос терригенного материала волнами во время штормов из зоны мелководья в зону пляжа.

Максимальные концентрации тяжелых минералов в песках фиксируются непосредственно в зонах пляжа, соседствующих с устьями рек. Далее терригенный материал перемещается вдоль пляжа под воздействием вдольбереговых течений; причем, естественно, содержания тяжелых минералов постепенно уменьшаются в процессе вдольбереговой транспортировки.

Сортировка терригенного материала по удельному весу происходит наиболее активно в августе и сентябре. Этот период характеризуется максимальным уровнем моря и преобладанием сильных юго-западных ветров, что создает наилучшие условия для транспортировки осадков вдоль берега и сортировки обломочного материала. В итоге этого процесса значительная часть легких минералов вымывается из пляжевых песков и уносится в прибрежную мелководную зону, тогда как тяжелые минералы концентрируются на поверхности пляжа.

К северу от устья р. Годавари заслуживающие внимания прибрежные россыпи обнаружены в районе сел. Пудимадара (Anjanepu, 1953). Здесь ширина обогащенных тяжелыми минералами участков пляжей колеблется в пределах 15-75 м. Среднее содержание тяжелых минералов в песках следующее (в %): магнетит 50, гранат 8, ильменит 7, монацит 2, циркон 2. Запасы этих минералов в россыпи около Пудимадара следующие (в тыс. т): магнетит 27,0, гранат 5,3, ильменит 4,2, монацит 1,2, циркон 1,25. Оценка других участков не производилась.

Более высокие содержания монацита (3-8%) характерны для песков пляжей побережья у Висакха-Патнама. Содержание ильменита здесь также значительно выше (до 42%). По имеющимся данным (Mahadevan, Raо, 1950), на одном участке пляжа между Бхимилапатом и Кайласо в 20-сантиметровом поверхностном слое пляжевых песков (длина россыпи 150 м, ширина 20-25 м) содержится (в тыс. т): монацита 3,1, циркона 0,55, ильменита 5,7, граната 12,5, магнетита 37,0. Однако следует учесть, что на пляже прослойки обогащенных песков прослеживаются на глубину до 1,5-1,8 м; следовательно, суммарные запасы этих минералов должны быть в действительности значительно выше, чем приведенные оценки.

Характерной особенностью рассмотренных россыпей восточного побережья является высокое содержание граната. Содержание ThO_2 в монаците из этих россыпей колеблется в пределах 5-11%.

Первичными коренными источниками тяжелых минералов являются широко распространенные на суше выходы железисто-гранатовых и силлиманитовых

гнейсов и кварцитов, а также чарнокитов и пегматитов. Характерно, что эти коренные породы зачастую перекрыты красными глинами (Mahadevan, Satharth, 1948), которые, очевидно, являются не чем иным, как латеритными корами выветривания.

На побережье Бенгальского залива в штате Орисса у Сатбхайя в 1924 г. была выявлена полоса обогащенных пляжевых песков протяженностью до 37 м при средней ширине 21 м. Мощность песков с повышенными содержаниями тяжелых минералов достигает 30 см. В песках содержится до 75% ильменита. Содержание монацита обычно составляет 2–3%, хотя в отдельных пробах оно возрастает до 11%. Монацит содержит до 7,9% ThO_2 (Overstreet, 1967). Оценка запасов россыпи не дана.

Во внутренних районах Индии аллювиальные россыпи тяжелых минералов обнаружены во многих пунктах, однако их изучению и оценке уделялось мало внимания, хотя, судя по уже имеющимся данным, среди них могут быть выявлены объекты первостепенного экономического значения.

На п-овах Кач и Катхиавар в северо-западной части Индии обнаружены древние (доверхнеюрские) россыпи. Отложения, в которых заключены тяжелые минералы, среди которых наибольший интерес представляет монацит, по генезису являются прибрежно-лагунными и эстуариевыми (Dag, 1964).

В районе сел. Пипалгаон в округе Бхандара (штат Мадхья-Прадеш) под почвенным слоем выявлены аллювиальные пески, содержащие магнетит, ильменит, эпидот, алланит, монацит, циркон. Содержание монацита в песках 5%. Первичным источником тяжелых минералов являются пегматиты и сланцы (Deshpande, Dekate, 1962–1964).

Наиболее интересны находки тяжелых минералов в аллювиальных отложениях в районе Ранчи (штат Бихар) и Пурумия (штат Западная Бенгалия) (Потемкин, Спичын, 1963).

Коренным источником тяжелых минералов этих россыпей являются архейские метаморфические породы (ортогнейсы, сланцы), а также залегающие среди них пегматиты. В гнейсах и сланцах часто в значительном количестве содержатся гранат и силлиманит, в мигматитах и инъекционных гнейсах — магнетит, циркон, монацит. Циркон, рутил, ильменит, магнетит, апатит и колумбит-танталит широко распространены в кислых породах и пегматитах.

На пенеуплензированной поверхности этих пород залегают покровы грубозернистого древнего аллювия средней мощностью 1,2 м, с которым в основном и связаны повышенные содержания тяжелых минералов. В отличие от него современный аллювий содержит мало тяжелых минералов, хотя в отдельных случаях в меандрах современных рек фиксируются их высокие концентрации, масштабы которых, однако, невелики.

Содержание тяжелых минералов в древних аллювиальных песках колеблется в пределах 2–10%. Наиболее изучен состав песков в районе сел. Катахалдих (район Пурулия, штат Бихар — Ширке, Чаттерджи, 1959). Содержание минералов в песках с высокой радиоактивностью здесь составляет (в %): монацит 1, колумбит-танталит 0,2, ильменит 1,1, циркон 0,4, силлиманит 1,0, магнетит 0,27. Кроме того, в россыпи встречаются барит, целестин, касситерит, урансодержащий ортит и другие минералы. У сел. Катахалдих на площади 2,5 км² (при средней мощности песков 0,9 м) были подсчитаны запасы тяжелых минералов (в тыс. т): монацит 50,4, колумбит-танталит 10,7, циркон 15,3, ильменит 55,9.

Характерно, что в отличие от прибрежно-морских россыпей Индии аллювиальные россыпи содержат мало ильменита, магнетита и циркона. В то же время в них, как показывает пример россыпи у Катахалдиха, может содержаться много тантало-ниобатов (в данном случае — до 2000 г/т!), что вообще более характерно для россыпей ближнего сноса.

Близкие физико-географические условия Индии и Республики Шри Ланка, значительная схожесть геологического строения Южного Индостана и о-ва Шри Ланка являются причиной широкого распространения прибрежно-морских россыпей в Республике Шри Ланка.

Рельеф о-ва Шри Ланка — гористый в центральной части острова, ближе к побережью преобладают холмистые равнины.

Коренными первичными источниками тяжелых минералов россыпей являются преимущественно докембрийские породы.

Монацит — широко распространенный акцессорный минерал гранулитов, силиманитовых гнейсов и гранитов, менее характерен он для чарнокитов. Однако, вероятно, наиболее важным первичным источником монацита являются пегматиты, содержащие также другие редкоземельные минералы (фергусонит, ксенотим) и особенно распространенные в центральных и западных районах острова.

В гранитах о-ва Шри Ланка содержится ильменит, циркон, в эклогитах часто встречается гранат. Коренным источником монацита являются граниты, чарнокиты, сланцы и гнейсы.

Во многих районах острова, так же как и в Индии, на коренных породах широко развита мощная (обычно латеритная) кора выветривания. Содержание титана в коре выветривания достигает 10% (преимущественно в составе ильменита). Отмечается также, что в корах выветривания, особенно на гранитах, по сравнению с исходными породами концентрируются монацит, циркон и другие устойчивые минералы, однако на возможное экономическое значение этих концентраций в эловии никогда не обращалось внимания. Содержание монацита в четырех образцах коры выветривания из района Амбавела 0,5–5%. При выветривании монацита из пегматитов содержание U_3O_8 понижается от 2,66% до "следов", тогда как количество суммы редких земель остается почти неизменным — 56,5 и 52,6% (Overstreet, 1967).

Наличие на гранитах, пегматитах и других породах мощных кор выветривания является необходимой предпосылкой образования крупных прибрежно-морских россыпей. Среди последних по составу выделяются ильменитовые и ильменит-цирконовые, гранатовые и монацитовые.

Наиболее значительные ильменит-цирконовые россыпи находятся на северо-восточном побережье острова. Среди них наиболее изученной и крупной является россыпь, расположенная к северу от г. Пулмоддай. Она прослеживается в направлении лагуны Коккилай на 5–6 км. Продуктивные пески пляжа залегают в приливно-отливной зоне, ширина которой колеблется в пределах 60 м. Мощность продуктивных слоев "черных" песков 1,5–3,0 м. В песках содержится до 75% ильменита и более 8% циркона. Прочие минералы представлены рутилом (12%) и магнетитом (2–3%). Содержание монацита невелико (0,3–0,4%). Запасы ильменита оцениваются более чем 4 млн. т, тогда как запасы монацита не превышают 20 тыс. т (Fernando, 1948; Davidson, 1956). При оценке запасов не учитывались дюнные пески, протягивающиеся параллельно пляжу. Содержание ильменита в них варьирует от 10 до 60%. Запасы циркона в пляжевых россыпях Пулмоддай оцениваются в 1 млн. т (Beach, 1965; Shekarchi, 1966).

Другая крупная ильменитовая россыпь с цирконом находится южнее Пулмоддай, в районе Тирукковила. По минеральному составу и содержаниям полезных минералов пески этой россыпи близки к пескам Пулмоддай. Запасы ильменита оцениваются в 0,5 млн. т, оценка запасов циркона в литературе не приводится (Fernando, 1948; Wadia, Fernando, 1944). Полоса обогащенных песков протягивается вдоль берега почти на 5,5 км.

Гранатовые россыпи в республике Шри Ланка известны преимущественно на южном побережье. Наиболее крупные из них находятся в районе бухты Хамбантота. Концентрации тяжелых минералов здесь приурочены преимущест-

венно к дюнным пескам, протягивающимся вдоль современного пляжа (Keilhack, 1915). Дюны имеют высоту 10–20 м и прослеживаются к западу от бухты на 6 км и к востоку – на 15 км. Ширина полосы дюн в западном участке достигает 600 м. В тяжелой фракции песков преобладает гранат (пироп, гроссуляр, альмандин); помимо этого, в незначительных количествах фиксируются магнетит, хромит, турмалин, шпинель, циркон, сфен и другие минералы. Запасы тяжелых песков в дюнах Хамбантота оцениваются в 72 млн. т.

На западном побережье Шри Ланки также известен ряд ильменит–цирконных россыпей, однако их размеры, как правило, невелики; содержание тяжелых минералов в продуктивных песках колеблется в пределах 10–50% и редко поднимаются выше. В этих россыпях обычно также встречается и монацит, содержание которого не превышает 1,5–2,0%.

На западном побережье острова относительно широко распространены монацитовые россыпные месторождения. Наиболее значительные из них, по масштабам, однако, намного уступающие индийским, особенно на Траванкур–Кочинском побережье, найдены на участке берега от мыса Галле на юге до мыса Кудремалай на севере. В частности, пляжевые пески на мысе Берувала разрабатываются на монацит, рутил и циркон. Переработка продуктивных песков этого месторождения производится на обогатительной фабрике в г. Калутара.

Россыпь в районе Индуруве выявлена еще до первой мировой войны; она разрабатывалась на монацит в 1918–1922 гг. Полоса тяжелых песков, обогащенных тяжелыми минералами, протягивается на 1 км вдоль мелководного залива между двумя небольшими мысами. Содержание монацита в песках в среднем равно 15%, однако в отдельных участках и прослоях оно возрастает до 40–47%. Помимо монацита, в песках содержатся рутил, ильменит, циркон и гранат. Суммарные запасы “черных” песков оцениваются ориентировочно в 800 тыс. т (Хейнрих, 1962). Коренными источниками тяжелых минералов, очевидно, являются располагающиеся недалеко от побережья пегматиты, в которых встречаются крупные кристаллы монацита размером до 2,5 см (Wadio, Fernando, 1944). Однако, по мнению Оверстрита (Overstreet, 1967), тяжелые минералы концентрируются в пляжевых песках в итоге размыва морем древних песчаников, обнажающихся в береговых обрывах.

На пляже в устье р. Келани–Ганга, в районе г. Колотбо, пески содержат 2–3% монацита, местами его содержание возрастает до 14%. Промышленного значения эта россыпь, вероятно, не имеет из-за малых масштабов.

Еще далее к северу, в районе мыса Кудремалай, содержание монацита в песках составляет 20–22%. Наличие монацита в пляжевых песках обнаружено также в районах Ратнапура и Бодхималува.

Во внутренних районах Республики Шри Ланка известно более 250 точек находок монацита и других тяжелых минералов в аллювиальных отложениях. Однако в подавляющем большинстве случаев они являются малоперспективными в промышленном отношении. Так, монацит обнаружен в песках потоков, дренирующих сланцы, чарнокиты, гнейсы и пегматиты, в районе Матара, на крайнем юге острова, в районе Коломбо, в его западной части. Концентраты из золотоносных россыпей в Каревата также содержат монацит.

Аллювиальные россыпи в районе Ратнапура (по р. Калу–Ганга и ее притокам) долгое время разрабатывались на драгоценные камни. Помимо этого, в небольших количествах из них добывался ториацит, однако монацита в них очень мало. В долине р. Ве–Ганга (приток Калу–Ганга) в концентратах песков содержится до 2% монацита.

Драгоценные камни и частично монацит добывались также из аллювиальных гравийно–песчаных отложений в долине Келани–Ганга в районе Коломбо. В этой долине продуктивные отложения вскрываются на трех террасах. Наиболее древние из них выходят на верхней речной террасе, где распространены кварц–латеритовые конгломераты (очевидно, продукты переотложенной коры вывет-

ривания). В концентратах их этих отложений содержится до 25% монацита. В концентратах отложений, вскрываемых второй террасой, содержание монацита составляет 2–3%. В наиболее молодых аллювиальных отложениях содержание монацита на концентрат примерно такое же, как и в кварц-латеритных конгломератах.

В целом можно констатировать, что аллювиальные россыпи внутренних районов Республики Шри Ланка изучены в совершенно недостаточной степени. Преимущественно производилась ревизия некоторых из них на монацит, торанит, ильменит. В то же время оценка содержаний других редкометаллических минералов в этих россыпях не давалась, хотя по характеру коренных первичных источников (пегматиты, граниты) в связи с ними возможно выявление значительных по масштабам редкометаллических россыпей с тантало-ниобатами.

Глава 10

РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ОСАДОЧНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Помимо россыпей в Индии и Республике Шри Ланка, до сих пор не выявлены значительные экзогенные редкометаллические месторождения. Это, по-видимому, в первую очередь объясняется слабой изученностью осадочного чехла п-ова Индостан и Шри Ланки.

В частности, уже указывалось на чрезвычайно широкое распространение латеритов в Индии и в Республике Шри Ланка; однако сообщений об открытии в связи с латеритными корами выветривания гипергенных месторождений редких земель, циркония и т.д. в печати не появлялось. Между тем хорошо известно, что в сходной геологической ситуации в других странах (Бразилия, Африка и пр.) возникают значительные редкометаллические месторождения.

Значительную роль в балансе сырьевых ресурсов Индии играют бокситы, связанные с латеритными корами выветривания. Возраст бокситоносных образований современный или четвертичный. Бокситы слагают линзообразные, пластовые или неправильной формы тела мощностью 2–3 м. Бокситы слагаются преимущественно гиббситом, в меньшей степени бемитом, каолинитом с примесью гематита и других минералов.

Геохимия редких элементов в индийских бокситах изучена крайне слабо. Однако и имеющиеся крайне немногочисленные данные позволяют рассматривать индийские бокситы как объект, заслуживающий самой тщательной оценки с точки зрения их редкометаллическости. Так, в бокситах Индии установлены необычайно высокие содержания ниобия, равные 300–850 г/т (Sinha, Towari, 1959), сопоставимые с известными содержаниями ниобия в бокситах штата Арканзас в США.

В бокситах из Индии содержится 25–105 г/т галлия (среднее по 31 пробе – Теняков, 1968). Содержание циркония в бокситах составляет 0,02–0,108% (Adams, Cichardson, 1960).

В образцах бокситов из месторождения Джангангаван (штат Мадхья-Прадеш) содержится 0,00353–0,0039% платины (Rajarajan, 1971).

К другой группе экзогенных месторождений относятся концентрации стронция в южной части Индии, в штате Тамил Наду.

Здесь целестин был в районе Тричинополи обнаружен еще в 1893 г. в желтых глинах яруса Утгаттур (верхний мел). Целестин образует жилы с поперечно-волокнистой текстурой. Мощность жил невелика – не более 10 см. Жилы целестина секут толщу меловых глин. Запасы целестина в жилах, подсчитанные на площади 16 км² на глубину 3 м, составляют 75 тыс. т (Krishnan, 1949).

Помимо жил целестина, в этом же районе известны желваки фосфоритов с примесью целестина, содержание которого составляет 3–10%.

Недавно было обнаружено еще одно целестиновое месторождение в районе Тируч-Рапилли (Narasimhan, 1968). Целестин здесь образует серию мелких жил, беспорядочно расположенных и неправильных по форме, которые встречаются среди глин мела. Большая часть жил расположена локально и встречается до глубины 1,23 м, реже 15,24 м. Длина жил колеблется в пределах 21 м, а мощность не превышает 3 см. Содержание SrO в жилах колеблется от 34,03 до 46,52%, а BaO - от 0,8 до 7,17%. Предполагаемые запасы целестина на площади 27,5 км² и до глубины 1,23 м оцениваются несколькими сотнями тонн.

Судя по описаниям, промышленного значения эти целестиновые месторождения не имеют. Однако недавно появилось сообщение о том, что в металлургическом отделе Индийского атомного исследовательского центра в Бомбее были выполнены исследования по получению из целестина Тамил Наду металлического стронция (Indian Journ. Technology, 1973).

В штате Весам, в бассейне Гаро, выявлены угли с содержанием германия в золе до 0,09-0,12%, а в районе Хайдарабарадо 0,1% (Баранов, 1972).

ЭКОНОМИЧЕСКИЕ СВЕДЕНИЯ О РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ РЕСУРСАХ ИНДИИ И РЕСПУБЛИКИ ШРИ ЛАНКА

Глава 11

РЕСУРСЫ И ДОБЫЧА МОНАЦИТА И ЦИРКОНА ИЗ ПРИБРЕЖНО-МОРСКИХ РОССЫПЕЙ ИНДИИ И РЕСПУБЛИКИ ШРИ ЛАНКА

Индия. Индия обладает исключительно крупными запасами тяжелых минералов — ильменита, монацита, рутила и циркона — в прибрежно-морских россыпях. Чаще всего россыпи приурочены к современным пляжам, дельтам рек, дюнам, реже — к возвышающимся барам. Наиболее высокие концентрации тяжелых минералов (до 75%) отмечаются в дельтах рек. Самые богатые месторождения тяжелых минералов находятся на юго-западном побережье полуострова в штатах Керала (бывший Траванкур-Кочин) и Тамилнад (до 1969 г. — Мадрас). Они протягиваются от г. Квилона на севере до мыса Коморин на юге.

Прибрежно-морские россыпи известны также на восточном побережье полуострова в штате Андхра-Прадеш, но здесь концентрации полезных минералов более низкие и запасы меньше. Они пока не разрабатываются. Однако ранее высказывалось предположение, что пески в районе Висакхапатнама, содержащие нередко более 3% монацита и значительные количества ильменита и циркона, могут разрабатываться в промышленном масштабе (Mahadevan, 1955; Indian ..., 1968).

Потенциальный промышленный интерес представляют древние внутриконтинентальные аллювиальные россыпи в штатах Бихар и Западный Бенгал, в которых монацит ассоциирует с другими тяжелыми минералами: ильменитом, рутилом, силлиманитом, колумбит-танталитом, магнетитом и ураносодержащим ортитом. В аллювиальных песках около селения Пипалгаон (20° с.ш., 79° в.д.) найдены значительные количества ортита и монацита. Источником этих россыпей являются пегматиты. Концентрации ортита и монацита в них настолько высокие, что, как полагают, они могут быть промышленным источником указанных минералов (Deshpande, 1962).

Ведется опробование россыпей на монацит и другие тяжелые минералы на побережье штата Орисса (India..., 1973).

В конце 50-х годов общие запасы циркона ($65\% \text{ ZrO}_2$) в стране определялись Геологической службой Индии в 2 млн.т (India's..., 1958). По другим сведениям, они составляют минимум 10 млн.т¹ (Вадиа, 1959; Wadia, 1961, 1966). По данным 1970 г., запасы циркона в Индии оцениваются в 3050 тыс.т, что составляет 15% всех мировых запасов. По величине запасов циркона Индия уступает лишь США и Австралии (Zirconium..., 1970). В небольших количествах в россыпях штата Керала найден другой циркониевый минерал — бадделейт. Данные о его запасах не публикуются.

Запасы монацита в прибрежно-морских россыпях Индии ранее оценивались в 2 млн.т, из них 1 млн.т — в штате Керала (Davidson, 1956; Wadia, 1956, 1957). Наиболее детально были изучены 16 месторождений на юго-западном побережье. Среднее содержание монацита здесь — 0,75%; запасы минерала в пляжевых песках — 1,4 млн.т (Бхола, 1959; Махадеван, 1959; Raje..., 1959).

¹ По-видимому, это запасы циркона только в прибрежно-морских россыпях. Ресурсы минерала в древних аллювиальных россыпях не определены.

1970). Согласно оценке Геологической службы Индии и Министерства атомной энергии (Atomic Energy Department), общие запасы монацита в стране составляют 5 млн. т (или 3 млн. т редкоземельных окислов - Wadia, 1966; West, 1967). В эту цифру включены ресурсы не только юго-западного, но и восточного побережья, а также внутриконтинентальных россыпных месторождений в штатах Бихар и Западный Бенгал, где запасы монацита в отдельных месторождениях нередко достигают 50 тыс. т (Ширке, 1959; Wadia, 1961). Индия является, вероятно, самой богатой в мире страной по монациту (Bhola, 1965; Wadia, 1966).

Запасы тяжелых минералов в россыпях Индии постоянно пополняются за счет непрерывного намывания песков в результате волновой деятельности моря (приливы и отливы). Ценность месторождений повышается еще благодаря очень высокому содержанию в монаците тория, достигаемому 9-10%.

В мелководной части моря на расстоянии около 0,8-1,6 км от берега предварительными разведочными работами обнаружены пески с содержанием до 15-60% тяжелых минералов. Возможные запасы пока еще не выяснены, но предполагается, что эти месторождения имеют потенциальное промышленное значение (Бхола, 1959; Махадеван, 1959). В штате Керала россыпи разрабатываются главным образом между мысом Коморин и г. Квилон; основными центрами добычи здесь являются Чавара, Квилон, Контхоттам, а в штате Тамилнад - Манавалакуручи (Mukherjee, 1959).

В Манавалакуручи (близ г. Ковилам) продуктивные пески содержат 75-80% ильменита, 4-6% циркона, 3-5% рутила, около 1% монацита (9,5% ThO_2). В состав тяжелой фракции в районе Чавара, севернее Квилона, входят 80% ильменита, 4-6% циркона, 4-6% рутила и 0,5-1,0% монацита (8,5% ThO_2). Протяженность указанных месторождений составляет соответственно 1,6 км и около 18 км, ширина - около 1 км, мощность слоев продуктивных песков, обогащенных тяжелыми минералами, 0,6-1,5 м (Beach, 1956; Chatterjee P.K., 1959; Вогооо, 1964).

Основным добываемым минералом на побережье Керала является ильменит, который может составлять до 80% тяжелых минералов; попутно с ним извлекаются монацит, циркон, силлиманит и рутил. В монаците содержится около 60% редкоземельных окислов и 8,9% ThO_2 ; в цирконе - 65% ZrO_2 . Добывался также чералит - урановая разновидность монацита с 29% окиси тория и 4% окиси урана (Overstreet, 1967).

Разработка россыпей на юго-западе Индии началась в 1906 г. и велась только на монацит, по добыче которого Индия вскоре вышла на первое место в мире и сохраняла это место почти до 1950 г. Вначале эксплуатировались богатые участки (в отдельных местах концентрация монацита доходила до 50%). С 1922 г. началось комплексное использование песков с извлечением ильменита, циркона, силлиманита, а с 1939 г. - и рутила (Beach, 1965).

Между 1911 г. и началом 30-х годов весь монацит в стране получался из месторождений в Манавалакуручи, находящихся на небольшом расстоянии к западу от мыса Коморин - крайней южной оконечности Индии. Эти богатые месторождения, содержащие до 46% монацита, вскоре истощились, так как они были небольшого размера, и когда возникла потребность в ильмените, центр добычи монацита (попутно с ильменитом) переместился в более северные месторождения прибрежных песков в Квилоне (Коган, 1961; Present, 1968).

В годы второй мировой войны добыча монацита в Индии колебалась от 1300 до 3500 т. В послевоенное время продукция монацита сократилась из-за падения спроса на индийский ильменит, попутно с которым добывался монацит. Данные о добыче не печатались вплоть до 1960 г. (табл. 23).

К 1963 г. суммарная мировая продукция монацита за все время разработок составила 270 тыс. т, из них около 25% было получено в Индии (Mineral, 1965₂). Современная добыча монацита в стране составляет около 4000 т в год, или приблизительно 30% мировой добычи.

Таблица 23

Некоторые сведения о добыче монацита и циркона в Индии
(Minerals Yearbook, v. 1. W., 1950-1973; Commodity..., 1973;
Engineering..., 1974)

Годы	Монацит, т	Циркон, т	Годы	Монацит, т	Циркон, т
1939	4389	721	1963	2203	-
1940	4212	3137	1964	2092	-
1941	3531	2502	1965	2540	-
1942	1321	273	1966	2630	-
1943	1939	-	1967	2630	-
1944	2048	765	1968	2630	-
1945	159	1036	1969	2456**	4959***
1946*	...	474	1970	3632**	6938***
1961	1048**	-	1971	4230**	6984***
1962	2932	-	1972	4085	7112
			1973	4172****	8000

*За 1947-1960 гг. сведений нет.

** Финансовый год апрель-март.

*** Продукция компании Indian Rare Earths, Ltd. за финансовые годы, начинающиеся 1 апреля того года, по которому приводятся сведения.

**** Только за январь-октябрь.

Данные о добыче циркона в Индии не публиковались с 1947 г. Указывалось, однако, что в начале 50-х годов в Индии ежегодно получали от 100 до 1500 т циркона из россыпей Траванкурского побережья (Majumdar, 1955). В докладах на Женевской конференции в 1958 г. сообщалось, что выпуск цирконовых концентратов в Индии колебался в пределах от нескольких сот до нескольких тысяч тонн в год. Колебания зависели от размеров внутреннего потребления циркона, а также от экспортных квот, которые в конце 50-х годов менялись в пределах 200-5000 т в год (Вадия, 1959). В 1970-1972 гг. добыча циркона составляла 6900-7000 т (см. табл. 24).

Наряду с цирконом с 1962 г. ведется добыча (по-видимому, небольшая) бадделита (Overstreet, 1967).

Циркон и монацит извлекаются сейчас попутно с ильменитом на двух обогатительных фабриках - в Манавалакуручи (штат Тамилнад) и в Чавара (штат Керала), принадлежащих государственной компании Indian Rare Earths. Фабрика в Манавалакуручи начала действовать в 1967 г. Ее производственная мощность составляла 40 тыс. т ильменита, 3600 т циркона, 3000 т монацита, 1500 т граната и 800 т рутила в год (Expected..., 1969; World..., 1969). В дальнейшем мощность фабрики по ильмениту увеличится до 80 тыс. т в год (India..., 1973).

Компания Indian Rare Earths также перестраивала фабрику в Чавара с целью увеличения ее производительности до 100 тыс. т ильменита, 7000 т циркона, 5850 т рутила и 585 т монацита в год (Range..., 1969; World..., 1969). Компания была намерена к концу 1972 г. увеличить мощность фабрики в Чавара до 200 тыс. т ильменита, 11700 т циркона, 9400 т рутила, 1170 т монацита в год (India..., 1970, 1973).

Компания Ferro Coatings and Colours Ltd. предлагает установить в г. Кочин еще одну обогатительную фабрику для производства цирконовых концентратов.

Отсюда они будут экспортироваться в Италию, Бельгию и другие европейские страны (Zircon..., 1970). Данные о производительности этой фабрики не публикуются. Изучается также возможность строительства сепарационной установки в районе Гопалпур, штат Орисса (Rare..., 1973).

Таким образом, производственные мощности индийских предприятий по выпуску тяжелых минералов составляли на конец 1972 г.: по ильмениту 240 тыс. т, циркону 15,3 тыс. т, рутилу 10,1 тыс. т и монациту 4170 т. В 1973 г. обогатительные фабрики в Чавара и Манавалакуручи продолжали расширяться.

В связи с сезонностью образования отложений тяжелых минералов их добыча носит сезонный характер. В период муссонов морские пески сгребают в кучи. Воду из морских песков удаляют дренажем, и затем они временно складываются перед отправкой на фабрику (Полькин, 1967). На обогатительной фабрике песок подвергается грохочению для отделения пустой породы. Оставшийся материал подвергается магнитной сепарации для извлечения ильменита. Циркон, рутил, силлиманит и монацит разделяются и перечищаются в магнитных и электростатических сепараторах. В результате обогащения получают следующие концентраты: ильменитовый (61% TiO_2), рутиловый (97% TiO_2), цирконовый (65% ZrO_2), монацитовый (62% TR_2O_3) и силлиманитовый (62% Al_2O_3) (Minerals from..., 1963; Rao P.V., 1964).

В последнее время для переработки песков юго-западного побережья Индии была предложена новая технологическая схема с использованием для разделения ильменита, монацита и циркона низкоинтенсивной магнитной сепарации; немагнитные продукты обрабатываются на пневматических столах и подвергаются мокрой гравитационной сепарации, в результате которой снижаются потери рутила и циркона в хвостах (Karve, 1966).

В печати не встречены сведения относительно экспорта монацита из Индии. В конце 40-х годов экспорт его был официально запрещен.

Точно так же ранее не сообщалось, вывозился ли из Индии в другие страны циркон и в каких размерах. Только в 1966/67 финансовом году стало известно, что Индия экспортировала почти 1,5 тыс. т циркона и 30 тыс. т ильменита в США, а в 1968 г. впервые приступила к экспорту циркона (навалом) в Японию (Экспорт..., 1967; India..., 1967).

Известно, что вывоз циркона из Индии в 1971 г. составлял 525 т, а в 1972 г. увеличился почти в семь раз и достиг 3500 т. Основными покупателями его были Чехословакия и Япония (Export..., 1973).

Еще в начале 50-х годов в Индии проводились технологические исследования по извлечению тория и церия из транванкурских монацитовых концентратов (Dutta, 1953). С 1952 г. в Индии ведется переработка монацита на торий, уран и редкие земли на заводе в Алвае (штат Керала), принадлежащем компании Indian Rare Earths Ltd. В строительстве завода принимал участие филиал французской компании Pechiney.

Большая часть монацита (4000 т в 1971 г.) доставляется в Алвае из Манавалакуручи (штат Тамилнад), меньшая — из Квилона (штат Керала).

Первая очередь завода была рассчитана на переработку 1500 т монацита в год и получение 1650 т хлоридов и 1150 т карбонатов редких земель (Indian..., 1953; The mining..., 1954). Согласно более поздним данным, на заводе перерабатывали 1500 т монацита и получали 1000 т хлоридов и 450 т карбонатов редких земель (India's nuclear..., 1957). В 1962 г. производственная мощность предприятия в Алвае была удвоена и переработка монацита доведена до 3 тыс. т в год. Соответственно возросла продукция редкоземельных соединений (Nahai, 1963; Parker, 1964). В дальнейшем мощность его вероятно продолжала расти, так как в 1968 г. завод в Алвае перерабатывал уже 4 тыс. т монацита и мог производить 4600 т хлоридов редких земель и 730 т гидроокиси тория (Indian rare..., 1969; Range..., 1969). Согласно сообщениям 1973 г., компания Rare Earths Ltd. завершила программу по увеличению мощности завода в Алвае с 1500 до 4500 т мо-

нацита в год (India..., 1973; Rare..., 1973). Производительность завода по выпуску хлоридов редких земель составляет 5950 т в год (Minerals..., 1973).

Завод в Алвае является одним из наиболее крупных предприятий в мире по переработке монацита. Часть его продукции поступает в правительственные запасы и будет, вероятно, использована при осуществлении программы строительства атомных электростанций. Гидроокись тория, получаемая в Алвае, обрабатывается далее на заводе Комиссии по атомной энергии Индии в Тромбее, около Бомбея, для получения нитрата тория и окиси тория, а также фтористого урана и урана ядерной чистоты (Рожанец, 1971).

В 1964 г. в Алвае строилась установка по производству фторида церия производительностью 120 т в год (Parker, 1964). Вели работы по получению индивидуальных редкоземельных элементов и мишметалла (Indian..., 1968; Surging..., 1966; Rare..., 1972). На заводе производились также нитрат тория, хлориды и карбонаты редких земель для внутреннего потребления и на экспорт (Present..., 1968).

За 1970/71 финансовый год (апрель-март) компания Indian Rare Earths Ltd. переработала 3900 т монацита и получила 4300 т хлоридов, 40 т фторидов и 28 т окислов редких земель (Minerals..., 1973).

10-15 лет назад в индийской печати ставился вопрос об организации в стране собственного производства ферро-циркония и ферросилико-циркония и указывалось на необходимость использования окиси циркония в качестве огнеупорного материала (Dey, 1954, 1959).

Согласно сообщениям 1964 г., Комиссия по атомной энергии (КАЭ) Индии ввела в строй опытный завод по производству металлического циркония высокой чистоты в Тромбее. Сырьем для завода служат цирконовые концентраты из штата Керала. Установка запроектирована при работе на полную мощность на 60 т металлического циркония в год (In..., 1964). Это, по-видимому, не единственная в Индии установка по производству металлического циркония. Так, в г. Хайдарабаде (штат Андхра-Прадеш) имеется промышленный комплекс, состоящий из трех заводов. Известно, что один из них производит цирконий (India's..., 1967_{1,2}).

На сооружаемых в Индии атомных электростанциях имелось в виду использовать сплав циркалой-2, потребность в котором для пуска станции 200 тыс. квт определяется в 22 т. В связи с этим намечалось также строительство завода по производству циркалоя-2 первоначальной мощностью 50 т (Zirconium plant..., 1964; Vhabha, 1966).

Компания Indian Rare Earths Ltd. предполагала ввести в действие в августе 1973 г. завод по производству окиси циркония мощностью 600 т/год (Minerals..., 1970).

Россыпные месторождения Республики Шри Ланка являются одними из богатейших в мире. Содержание ильменита и рутила в них достигает на некоторых участках 80%. В промышленных количествах найдены также циркон и монацит. Запасы тяжелых минералов составляют 3,26 млн. т (Pulmoddai's..., 1974).

Наиболее крупные промышленные россыпи находятся на северо-восточном побережье Шри Ланки, в районе Пулмоддаи, в 56 км севернее г. Тринкомали. Тяжелая фракция содержит (в %): 78-80 ильменита, 8-12 рутила, 8-10 циркона и 0,3-0,4 монацита (Kanapathipillai, 1964).

Запасы тяжелых минералов здесь оцениваются по разным источникам в 4-6 млн. т, в том числе циркона - 1 млн. т (Beach..., 1965; Mineral deposits..., 1965; Shekarchi, 1966, 1967; Zirconium..., 1970). Запасы монацита в Пулмоддаи небольшие и составляют, очевидно, 10-15 тыс. т.

Россыпи западного побережья Шри Ланки меньше по размерам, но более богаты монацитом; содержание его в песках составляет 0,3-2,0%, а в отдельных местах до 22% и даже выше. Запасы тяжелых минералов здесь ис-

Таблица 24

Добыча монацита и циркона в Республике Шри Ланка
(Minerals Yearbook, 1950-1973)

Годы	Монацит, т	Циркон и бадделейт, т	Годы	Монацит, т	Циркон и бадделейт, т
1952 *	15	-	1963	-	-
1953	51	-	1964	23	50
1954	46	-	1965	36	36
1955	61	-	1966	36	151
1956	53	-	1967	20	118
1957	136	-	1968	42	25
1958	113	-	1969	56	68
1959	85	-	1970	16	112
1960	335	-	1971	16	101**
1961	216	-	1972	-	102
1962	-	-	1973	...	150

* Данные по добыче монацита на о-ве Шри Ланка печатались с 1918 по 1930 г., с 1931 по 1951 г. сведения не публиковались.

** Импорт циркона или цирконсодержащего песка Японией из Республики Шри Ланка.

числяются в 1 млн. т, из них монацита - 20 тыс. т. Россыпи находятся главным образом в районах Берувела и Кейкавела. Полагают, что эти россыпи могли бы разрабатываться в промышленном масштабе на монацит (Presept..., 1968).

Шриланкский монацит содержит 66% TR_2O_3 и характеризуется высоким содержанием тория подобно индийскому монациту. По некоторым данным среднее содержание окиси тория в нем доходит до 10%, что превышает ее содержание в монацитах всех других стран (Kimball, 1964; Mineral..., 1956; Overstreet, 1967).

С монацитом ассоциируют торианит и бадделейт, которые могут представлять экономическую ценность.

Геологическая служба Республики Шри Ланка (Geological Survey Department) открыла новые месторождения прибрежных песков, обогащенных ильменитом, на юге страны - в районах Галле и Матара (Geological..., 1967).

Разработка прибрежных песков на острове началась в 1918 г. Однако, несмотря на сравнительно большие запасы и высокое качество россыпей, она не получила в первое время сколько-нибудь заметного развития. В 1918-1930 гг. добыча монацита составляла в среднем около 80 т в год, а затем надолго прекратилась. Возобновилась она лишь в 1952 г. (Коган, 1969). Максимальный уровень добычи монацита был достигнут в 1960 г. (335 т). После этого, вероятно вследствие конкуренции со стороны более дешевого австралийского монацита, добыча сократилась, а затем прекратилась вовсе в 1962-1963 гг. и возобновилась в 1964 г. в небольших размерах (см. табл. 24).

В Пулмаддаи разработки ведутся правительственной компанией Ceylon Mineral Sands Corp. В конце 50-х годов компания построила здесь обогательную фабрику, которая начала в середине 1960 г. выпускать ильменитовый концентрат. Современное производство ильменита составляет около

80 тыс. т в год. Шриланкский ильменит почти полностью вывозится в Японию (Score..., 1967; Titanium..., 1971).

Пески из районов Берувела и Кейкавела (западное побережье) обогащаются на фабрике в Катугурунда, в 48 км южнее г. Коломбо. Первоначально ее монацитовая продукция ограничивалась 100 т в год. Затем производительность фабрики предполагалось увеличить до 250 т монацита в год. Суммарная продукция на фабрике за все время ее работы составила к 1964 г. 600 т, из них 360 т было экспортировано (Rage..., 1958). Обогащение монацитосодержащих песков западного побережья, кроме того, осуществлялось на опытных установках в Нагода, Калутара и других пунктах, также расположенных близ г. Коломбо (Rage..., 1964; Present..., 1968).

Обогатительная лаборатория Геологической службы республики Шри Ланка вела исследования по обогатимости прибрежных песков; при этом было получено 107 т циркона и 15 т монацита (Ceylon..., 1968). В 1967 г. 100 т циркона и 75 т монацита было экспортировано в Японию и Великобританию (U.K's..., 1967).

Согласно сведениям, опубликованным в 1968 г., государственная компания Ceylon Mineral Sands Corp. намеревалась значительно расширить разработки россыпей в связи с усилившимся спросом на ильменит, рутил, циркон и монацит со стороны Японии и других стран, выразивших согласие на закупки этих минералов в неограниченных количествах (Ilmenite..., 1968).

При переработке песков на фабрике в Пулмоддаи первоначально получались только ильменитовые концентраты, а рутил и циркон шли в хвосты, которые складировались. В 1968 г. правительство Цейлона решило организовать переработку этих хвостов для комплексного извлечения из них тяжелых минералов. Началось строительство нового обогатительного предприятия в 22 км к югу от Пулмоддаи, в Чайна Бей, около порта Тринкомали. Мощность его должна была составить по выпуску ильменита 60 тыс. т, рутила - 10 500 т, циркона - 9500 т и монацита - 500-600 т в год (Beach..., 1967; Ceylon's..., 1967; Ceylon..., 1968). Это предприятие наряду с фабрикой в Пулмоддаи дало бы возможность увеличить производство ильменитового концентрата в стране до 100 тыс. т и получить другие побочные продукты (China..., 1969; Ceylonese..., 1972).

Высказывалось предположение, что если указанная проектная мощность по циркону¹ будет достигнута, республика Шри Ланка займет по его добыче третье место в зарубежном мире - после Австралии и США (Present..., 1968; World..., 1969). Однако пока добыча циркона очень небольшая и составляет немногим более 100 т в год (см. табл. 24).

Фабрика в Чайна Бей действует сейчас только на 50% своей мощности, в связи с тем, что не решены еще многие технические проблемы. Сепарации рутила мешает наличие чрезмерных количеств остаточного ильменита и кварца в хвостах, а выделению циркона - недостаточное количество воды и низкая эффективность обогатительного оборудования.

К 1975 г. намечается завершить интеграцию и расширение обогатительных предприятий в стране. Фабрика из Чайна Бей для сокращения расходов на управление и перевозку сырья будет переведена в Пулмоддаи (CMSC..., 1972; Interest..., 1971). Продукция нового комплекса будет идти только на экспорт, при этом поступление иностранной валюты от ее продажи должно составить 1,4 млн. долл. в год, что имеет важное значение для развития экономики страны (Ceylon..., 1972). Строительство новых объектов будет финансироваться за счет займа (4,15 млн. долл.), предоставленного Азиатским банком развития. Последний намерен также оказывать безвозмездную техническую помощь (К расширению ..., 1971; Loan..., 1972).

¹ По некоторым данным, выпуск циркона в Тринкомали составит 12 тыс. т в год (Score..., 1967).

Государственная корпорация Ceylon Mineral Sands Corp. собирается также развивать свою деятельность на юго-западном побережье и в новых районах северо-восточного побережья острова, где предполагается наличие песков с тяжелыми минералами (О производстве..., 1967; Ceylon to..., 1968; Ceylonese..., 1968).

Шриланкский монацит экспортировался в основном в США, в меньшей степени в Великобританию и Японию. В 1963 г. компаниями США и Великобритании было закуплено 305 т монацитового концентрата, который ранее резервировался правительством Цейлона (Rare..., 1964). В 1967 г. сообщалось, что цейлонский монацит покупает английская компания British Rare Earths Ltd., производящая редкоземельные продукты в г. Баркинг (графство Эссекс) (Shekarchi, 1967). В 1966 г. впервые Цейлон стал экспортировать циркон. В Японию было вывезено 50 т концентрата с 65% ZrO_2 . В настоящее время Япония продолжает оставаться основным потребителем ильменита, циркона и монацита Шри Ланки.

Из приведенных сведений следует, что в прибрежно-морских россыпях Шри Ланки сосредоточены значительные ресурсы тяжелых минералов — ильменита, рутила, циркона и отчасти монацита; качество россыпей высокое, условия эксплуатации — благоприятные. В последнее время на острове открыты новые россыпи и вполне вероятно обнаружение новых месторождений в будущем.

В течение многих лет не удавалось организовать эффективное использование цейлонских россыпей несмотря на предпринимаемые попытки. Разработки периодически сокращались и прекращались, не были комплексными и в общем оставались весьма незначительными по масштабам. Они территориально разбросаны, добыча и обогащение производились, по-видимому, мелкими предприятиями. Сейчас наметился перелом в деле освоения прибрежных россыпей Шри Ланки: строятся новые обогатительные фабрики, начинается комплексное извлечение из песков наряду с ильменитом рутила, циркона и монацита. С осуществлением этих мероприятий продукция титановых минералов, циркона и монацита на острове должна существенно возрасти.

Глава 12

ПРОМЫШЛЕННОЕ ЗНАЧЕНИЕ ПЕГМАТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Берилл. Бериллиевые месторождения известны во многих районах Индии, но самые значительные из них находятся в плодородных пегматитовых поясах штатов Бихар и Раджастхан.

По запасам рудоразборного берилла страна занимает одно из первых мест в мире. Его общие ресурсы в стране, по нашей оценке, составляют (в пересчете на окись бериллия) более 100 тыс. т, в том числе достоверные и вероятные — 40 тыс. т.

Поиски новых бериллиевых месторождений ведутся в штатах Андхра-Прадеш, Тамилнад, Майсур и других и всячески поощряются правительством, выдающим денежные вознаграждения за новые открытия.

Добыча берилла началась в районе Аджмир-Мервара, Раджастхан (Раджпутана) в 1930 г. и составляла тогда всего 1 т. В 5 км к северо-востоку от Аджира, близ населенного пункта Лоходжал, добыча велась из верхних разрыхленных частей пегматитов при минимальном промышленном содержании 0,1% BeO , а также из первичных рудных тел. В 1933 г. добыча достигла уже 324 т. Вся продукция отправлялась тогда в США и Германию (Beryllium..., 1935; Mathur, 1955).

В 1935–1936 гг. годовая добыча берилла в Индии составляла около 100 т, а удельный вес добычи страны в мировой продукции этого минерала 20–25%. В 1938–1939 гг. добыча резко сократилась — до 20 т в год и

Таблица 25

Некоторые сведения о добыче берилла в Индии
(Minerals Yearbook, v. 1, W., 1950-1973; Commodity..., 1973)

Годы	Берилл, т	Годы	Берилл, т	Годы	Берилл, т
1939	9	1951	215	1963	-
1940	53	1952*	178	1964	-
1941	1	1953	181	1965	1815
1942	121	1954	356	1966	1330
1943	1486	1955	766	1967	1300
1944	508	1956	3048	1968	1300
1945	108	1957	1139	1969	1300
1946	112	1958	544	1970	1315
1947	-	1959	-	1971	1300
1948	-	1960	907	1972	-
1949	-	1961	803		
1950	-	1962	136		

*1952-1962 гг. - только импорт в США; с 1965-1971 гг. - добыча (оценка Горного бюро США).

менее. Вторая мировая война дала толчок развитию бериллодобывающей промышленности в разных странах, в том числе и в Индии. В 1943 г. добыча берилла в стране поднялась до 1486 т, и ее доля в мировой берилловой продукции составила около 30%. Наиболее крупные разработки в то время находились в Раджастане, в районах Аджмир-Мервара и Мевара. Очень важное значение имели разработки Бгунди, где содержание берилла было высоким и достигало 5,4% (Crookshank, 1948).

В 1946 г. в связи с возросшим стратегическим значением берилла Индийское правительство наложило запрет на его экспорт. С 1947 по 1950 г. данные по добыче и экспорту не публиковались, а с 1952 по 1962 г. в американской печати сообщались лишь размеры импорта в США индийского берилла (табл. 25).

Правительство Индии рассматривает берилл как минерал, имеющий стратегическое значение для национальной обороны; статистические сведения по его производству и экспорту находятся под строгим контролем Комиссии по атомной энергии Индии (Beryllium..., 1969).

Судить о размерах современной добычи берилла в стране из-за отсутствия данных очень трудно. По оценке Горного бюро США, она находится в среднем на уровне 1300 т в год (см. табл. 25).

Индия занимает сейчас одно из ведущих мест в зарубежном мире по выпуску берилловых концентратов. На ее долю приходится около 25% мирового производства берилла.

Основными центрами разработок являются пегматитовые районы Хазарибаг, Гая, Монгхир и Кодарма в штате Бихар; районы Аджмир-Мервара, Бхилвара, Удайпур, Джайпур и Сикир в Раджастане, а также районы Неллур, Комбатор и Идлапати - в Андхра-Прадеш (Vogel, 1964; Wadia, 1966; Bhoja, 1971).

Размеры добычи берилла на отдельных месторождениях небольшие, но месторождений много. Извлечение берилла ведется частными предпринимателями открытым способом с использованием ручной рудоразборки. Метод "коттеджной индустрии" требует очень мало капитальных вложений, при этом риск от применения дорогостоящей механизации и издержки производства сведены к минимуму. Однако потери берилла значительны.

Таблица 26

Удельный вес индийского берилла в общем импорте берилла в США
(Minerals Yearbook, v. 1. W., 1950-1973)

Годы	Импорт берилла в США, т	В том числе из Индии, т	Уд.вес индийского берилла, %	Годы	Импорт берилла в США, т	В том числе из Индии, т	Уд. вес индийского берилла, %
1939	416	-	-	1955	5476	766	14
1940	735	-	-	1956	11221	3048	27
1941	2418	-	-	1957	6612	1139	17
1942	1859	360	19	1958	4171	544	13
1943	4390	462	15	1959	7291	-	-
1944	2825	809	29	1960	8111	907	11
1945	1089	439	40	1961	7724	803	10
1946	1078	108	10	1962	7757	136	2
1947	696	-	-	1963	5619	-	-
1948	1560	-	-	1964	4920	-	-
1949	3457	-	-	1965	7066	1367	19
1950	4408	-	-	1966	1947	454	23
1951	3915	407	10	1967	8890	4905	55
1952	5422	178	3	1968	3467	-	-
1953	7254	181	3	1969	5824	-	-
1954	5275	356	7	1970	4480	-	-
				1971	3809	-	-

В стране изучалась возможность обогащения низкосортных бериллиевых руд методом флотации. В частности, при флотации руд пегматитового месторождения Доддакаданур (штат Майсур) получались концентраты, содержащие 87,5% берилла при извлечении 93% (Karve et al., 1968).

При разрабатке пегматитов берилл в большинстве случаев получается как побочный продукт при добыче слюды (мусковита). Некоторые же месторождения разрабатываются только на берилл, и содержание слюды в них небольшое. Иногда на слюду разрабатываются одни участки месторождения, а на берилл — другие. Добыча берилла ведется из верхних дезинтегрированных слоев пегматитов; на глубину (до 60 м) разрабатываются лишь наиболее крупные богатые бериллом пегматитовые тела. Добытый берилл обычно совершенно свободен от механических или химических примесей, что упрощает его дальнейшую переработку (Beryl..., 1968; Wadia, 1956).

Небольшие количества берилла получались также из пегматитов округа Дели попутно при разработке выветрелых каолинизированных пластов на каолин. Добычу ведет компания Bharat Mineral Corp., давшая до 1965 г. 15 т берилла (Bhola, 1965).

В Индии действует закон о запрещении экспорта берилла. В стране создаются стратегические запасы этого минерала. Однако в связи с финансовыми трудностями и необходимостью рассчитаться с США за поставки товаров правительство Индии вынуждено было его ослабить и нарушить. С 1951 г. Индия почти каждый год доставляла сотни тонн берилла в США.

В 1963 г. между США и Индией было подписано соглашение на поставку 5,5 тыс. т берилла в обмен на "излишки" сельскохозяйственной продукции (зерно, хлопок). Это было одно из самых крупных и важных соглашений по бериллу (Ross, 1964; Beryllium..., 1966).

С 1968 г. экспорт берилла из Индии в США не производится. США импортируют берилл в основном из Бразилии (табл. 26).

В годы второй мировой войны Индия стала производить медно-бериллиевые сплавы (Wadia, 1960). После войны были начаты исследования по переработке берилла на окись бериллия и получению металлического бериллия. Проведено несколько испытаний по производству окиси бериллия (фторидным методом). Содержание BeO в перерабатываемом берилле составляло 12,9%, степень извлечения - 75-78%. Установка была рассчитана на производство 11 т окиси бериллия в год (Chakravarti P. B., 1954; Processing..., 1954).

Согласно более поздним сведениям, намечалось построить опытный завод на 15 т окиси бериллия ядерной чистоты для использования в качестве замедлителя нейтронов (Atomic..., 1958; Вадия, 1959). Тогда же указывалось, что часть берилла, добываемого в стране, покупается и складывается правительством, поскольку вскоре должно начаться производство металлического бериллия (Roy V. C., 1959).

Данные о современном состоянии производства бериллиевой продукции не публикуются. По-видимому, получение металлического бериллия и его окиси осуществляется по крайней мере в масштабах, необходимых для развивающейся в Индии атомной энергетики:

Колумбит-танталит. В пегматитах штатов Бихар, Раджастан и Майсур в ассоциации со слюдой и бериллом находится также колумбит-танталит; однако ресурсы его незначительны и по некоторым оценкам составляют лишь 500 т (Viswanathan, 1966^{1,2}). В действительности они, несомненно, значительно больше: по нашей оценке не менее 1-2 тыс. т.

По величине запасов этого минерала на первом месте стоит Бихарский пегматитовый пояс. В некоторых пегматитах Бихара колумбит-танталит ассоциирует с самарскитом и фергусонитом. Так, из пегматитов Доранда было извлечено более 3 т фергусонита, содержащего 6,46-7,21% U_3O_8 .

Индийские исследователи отмечают, что запасы ниобия и тантала в стране недостаточны для удовлетворения растущих потребностей в них в будущем. Поэтому необходимо вести интенсивные поиски месторождений этих металлов в стране (Bhola, 1971).

Небольшую добычу колумбита (несколько десятков килограммов в год) вели в районе Монгхир, в штате Бихар, еще в начале 30-х годов. В годы войны колумбит-танталит получали попутно с бериллом в районах Соняна-Лакола и Сангуа в Раджастане (Crookshank, 1948). Добывали колумбит-танталит также в районе Удайпур; в 1943 г. здесь было получено 3 т этих минералов (Roy V. C., 1959). По данным 1964 г., небольшие количества колумбита и самарскита получались из месторождений штата Майсур (Niobium..., 1964).

Сейчас добыча колумбит-танталита в стране ведется попутно с добычей берилла и слюды из пегматитов штатов Бихар и Раджастан. Добывается в основном колумбит, получение танталита небольшое. Извлечение их осуществляется кустарными способами, вручную. Причем частные арендаторы не проявляют большого интереса к добыче колумбита и танталита вследствие спорадического характера их рудопроявлений, высоких издержек производства и малой прибыли по сравнению, например, с прибылью, получаемой при добыче слюды (Bhola, 1971).

Современная добыча колумбит-танталита в стране вероятно не более 10-20 т в год. В перспективе она должна значительно увеличиться.

Колумбит-танталит наряду с бериллом и другими редкометальными минералами закупается и складывается согласно программе Отдела атомных минералов (Atomic Minerals Division).

Лепидолит. Общие запасы лития в Индии невелики и составляют 10 тыс. т. Однако в эту цифру включены лишь ресурсы лития, пригодные для открытой разработки ручным способом. Если же учесть запасы этого металла в более глубоких горизонтах, могущих обрабатываться подземным способом, то можно считать запасы лития значительно большими.

Основным промышленным литиевым минералом является лепидолит, на который приходится 95% всех литиевых ресурсов страны (Viswanathan, 1966¹). Отмечается, что при интенсивных исследованиях, включающих геохимические поиски, в стране могут быть найдены новые крупные месторождения не только лепидолита, но также сподумена, петалита и амблигонита (Bhola, 1971).

По величине запасов и добыче лепидолита так же, как берилла и колумбит-танталита, первое место занимает Бихарский пегматитовый пояс. Наиболее распространены литийсодержащие пегматиты в центральной и восточной частях пояса.

Лепидолит извлекают методом ручной рудоразборки. Проводились испытания и по флотации лепидолитовых руд. При этом содержание Li_2O в концентрате увеличивалось с 2,7 до 3,05% при извлечении 95%.

Сведения о современной добыче лепидолита не публикуются. Известно лишь, что в начале 60-х годов она составила несколько сотен тонн в год. На внешние рынки он не вывозился, а складировался внутри страны (Wadia, 1961).

Карбонатитовые месторождения Индии, открытые в 1963 г., освоены еще очень слабо. На большинстве из них ведутся разведочные работы; подсчеты запасов полезных компонентов и оценка их промышленной значимости не производились.

Наиболее хорошо разведанным и освоенным является карбонатитовый массив Амба-Донгар (штат Гуджарат). Здесь сейчас ведется добыча высококачественной флюоритовой руды. Практический интерес представляют флюоритовая минерализация и в палеогеновых карбонатитах района Барвахара (штат Мадхья-Прадеш) (Sukheswala, 1963).

В докембрийских карбонатитах массива Севатур (штат Тамилнад) и массива Невания (штат Раджастхан) промышленное значение имеют концентрации вермикулита и апатита. В обоих указанных массивах выявлены участки, обогащенные пирохлором, но практическое значение этого минерала не определено. Не было дано никакой экономической оценки и повышенным концентрациям стронция в докембрийских карбонатитах Тамилнада и Раджастхана (Deans, 1968).

Поиски и разведка новых карбонатитовых месторождений, а также исследования, проводимые на уже открытых месторождениях, вероятно, приведут к выявлению карбонатитов, богатых редкометалльными минералами (пирохлором, стронциевыми минералами и др.). Это могло бы значительно расширить сырьевую базу редких металлов в Индии.

Глава 13

РАССЕЯННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Сырьевой базой для производства элементов-спутников в Индии являются руды полиметаллических и медных месторождений.

Производство рассеянных металлов в стране практически только начинается. Промышленное значение имеет лишь извлечение кадмия. Намечается организовать получение селена при переработке медных руд. В некоторых золоторудных месторождениях отмечены повышенные концентрации теллура. Что же касается висмута и рения, то найдены лишь незначительные проявления их.

Индия испытывает острый недостаток сырья для развития своей цветной металлургии. В стране ведутся интенсивные поиски и разведка новых месторождений цветных металлов. В результате запасы их неуклонно возрастают и соответственно расширяется сырьевая база рассеянных элементов.

Однако освоение вновь выявленных месторождений ведется довольно медленно, и поэтому темпы роста добычи цветных металлов сильно отстают от прироста их запасов.

Современное производство меди, свинца и цинка в Индии резко отстает от внутренней потребности в них. Поэтому значительные количества этих металлов и их концентратов до сих пор ввозятся из других стран; в частности, медь импортируется главным образом из Канады и США; свинец и цинк — из Канады и Австралии (австралийские цинковые концентраты содержат кадмия 0,2%, висмута — 0,02%).

В четвертом и пятом пятилетних планах намечается резко увеличить производство цветных металлов с тем, чтобы обеспечить страну собственной продукцией и уменьшить зависимость от ввоза.

Кадмий. Кадмий извлекается из свинцово-цинковых руд месторождений района Завар, расположенного в 45 км от г. Удайпур, в штате Раджастхан. Общие запасы свинцово-цинковых руд здесь за последние пять лет увеличились с 27 до 120 млн.т при среднем содержании свинца 1,5–2,0% и цинка 3–4%.

В 150 км к югу от г. Завар разведано новое крупное свинцово-цинковое месторождение Дариба-Раджпура. Достоверные запасы руды здесь составляют 12,8 млн.т при суммарном содержании свинца и цинка 7%. Возможные и вероятные запасы определены соответственно в 12,3 и 27 млн.т. В рудах содержатся комплексные сульфидные и вторичные минералы цинка, свинца, меди, сурьмы, кадмия, мышьяка, серы, бария и фтора. Цинк является преобладающим металлом, за ним следуют свинец и медь (India..., 1971).

По другим данным, в рудах месторождения Дариба-Раджпура были найдены, помимо указанных металлов, также значительные концентрации молибдена, галлия, серебра и висмута (Complex..., 1966).

Рудники Завара являются пока единственными в стране производителями свинца и цинка. В 1970 г. на них было добыто около 200 тыс.т руды, из которой получено 4,2 тыс.т свинца и 10 тыс.т цинка в концентратах. В настоящее время рудники модернизируются и к 1973 г. мощность их будет увеличена вдвое (Минерально-сырьевая..., 1972).

При обогащении свинцово-цинковых руд Завара основная часть кадмия переходит в цинковые концентраты; меньшая — в свинцовые концентраты. Содержание кадмия в рудах Завара составляет 0,057%; во флотационных свинцовых и цинковых концентратах — соответственно 0,065 и 0,57% (Fleming et al., 1949).

Свинцовые концентраты с рудников Завара поступают на единственный пока в стране свинцовоплавильный завод в г. Танду (штат Бихар) мощностью 3,6 тыс.т свинца и 6000 кг серебра в год. Производство свинца здесь составляет только 2 тыс.т, т.е. производственные мощности используются лишь на 55%. Для обеспечения работы завода на полную мощность предполагается увеличить отечественное производство свинцовых концентратов (работа завода на импортных концентратах признана нерентабельной). Возможности получения продукции на рудниках Завара ограничены. Поэтому считают, что необходимо вести освоение новых месторождений, в частности свинцового месторождения Бандаламотту в штате Андхра-Прадеш. Достоверные и возможные запасы свинцовой руды здесь составляют 11 млн.т (Balasundaram, 1970). Завод в Танду сейчас модернизируется с целью увеличения производства свинца в 1974–1975 гг. до 6000 т в год (Hindustan..., 1972; Indian..., 1972).

Сведения о производстве кадмия или висмута на заводе в Танду не публикуются. С освоением новых свинцово-цинковых месторождений и расширением мощности завода Танду на нем, возможно, будет организовано попутное получение этих металлов (Ghosh, 1971).

Цинковые концентраты из района Завар отправлялись до недавнего времени для переработки в Японию, где, вероятно, извлекался и кадмий. С 1968 г. в Индии действуют два цинко-плавильных завода общей мощностью 38 тыс.т цинка в год. На обоих заводах имеются установки по производству кадмия. Их общая мощность составляет 120 т кадмия в год (Harlalka, 1972).

Впервые кадмий в Индии стали получать в 1968 г. на цинкоплавильном заводе в Дебари, в 15 км от г. Удайпур, штат Раджастхан. Завод принадлежит государственной компании Hindustan Zinc Ltd., сырьем для него являются в основном руды Завара, в меньшей степени - импортные концентраты. Годовая производительность завода составляет 18 тыс. т чушкового цинка и 80 т кадмия в год. Мощность завода к 1975 г. должна быть увеличена до 36 тыс. т цинка и 130 т кадмия в год. Потребность в кадмии внутри страны к тому времени оценивалась в 75 т. Таким образом планировалась избыточная продукция для экспорта (Cadmium..., 1968; India..., 1968, Производство..., 1968). По некоторым оценкам Hindustan Zinc намерена к 1979 г. поднять производство цинка до 100 тыс. т, а кадмия - до 400 т в год (Minerals..., 1968; World..., 1968; More..., 1973).

Кадмий в Индии получается также на цинковом заводе Эдиар в г. Алвае (штата Керала), принадлежащем компании Cominco-Binani Zinc Ltd. (индо-канадский капитал). Завод начал действовать с января 1968 г.; он использует импортные цинковые концентраты. Мощность его по цинку составляет 20 тыс. т, а по кадмию - 35-40 т/год. К концу 4-го пятилетнего плана проектировалось за счет импортного сырья увеличить мощность завода Эдиар до 60 тыс. т цинка и 105-120 т кадмия (Edyar..., 1967; First..., 1967; Indian..., 1971). Продукция двух основных производителей кадмия в стране за январь-август 1972 г. составила: Cominco-Binani Zinc Ltd. - 10,7 т; Hindustan Zinc Ltd. - 9,2 т (Cominco..., 1972).

Правительство Индии одобрило строительство в стране еще одного цинкоплавильного завода в г. Висакхапатнам (штат Андхра-Прадеш), который будет работать только на импортных концентратах; проектная мощность его составляет 30 тыс. т цинка, 1500 т цинковой пыли, 2120 т свинца и 96 т металлического кадмия. Завершение строительства комплекса в Висакпатнаме планировалось на 1973-1974 гг. (Indian..., 1970; Ghosh. 1971).

Потребность в свинце и цинке в Индии к концу 4-го пятилетнего плана составит 97 тыс. т и 142 тыс. т соответственно. Учитывая все имеющиеся ресурсы, отечественное производство цинка может быть поднято до 121 тыс. т, а свинца - до 55 тыс. т в год (Reserves..., 1972). В связи с этим, надо полагать, возрастет в несколько раз и производство металлического кадмия. По некоторым оценкам к 1980 г. оно может достигнуть 500 т в год (Udaipur..., 1968).

Селен, теллур. Концентрации селена и теллура связаны в основном с медными рудами. Основная часть месторождений меди в Индии сосредоточена в пределах двух крупных рудных поясов - Кхетри (штат Раджастхан) и Сингхбхум (штат Бихар).

В пределах рудного пояса Кхетри, протягивающегося более чем на 80 км, расположены месторождения Кхетри, Мадхан-Кудан, Кхо-Дариба, Колихан и другие. В медных рудах здесь найдены концентрации селена и теллура.

В рудном поясе Сингхбхум расположены жильные месторождения Мосабони, Роам-Сайдевар, Ингладхал, Ракха и т.д. Из них сейчас разрабатывается только наиболее богатое месторождение Мосабони, где среднее содержание меди составляет 2,1%. В рудах этого месторождения найдены промышленные концентрации селена, а также рений (Appala, 1963).

Медные концентраты с месторождения Мосабони (штат Бихар) поступают на медеплавильный и рафинировочный завод в г. Маубхандере производственной мощностью 9 тыс. т меди в год. Мощность комбината увеличится в дальнейшем до 16 тыс. т в год, при этом будет перерабатываться 80 тыс. т медных концентратов. Завод принадлежит компании Indian Copper Corporation, которая является единственным производителем меди в Индии. Компания заявила о своем намерении организовать извлечение селена в качестве побочного продукта из анодных шламов электролитического рафинирования меди. Первоначально планируется получать 3 т/год селена, а позднее продукция должна увеличиться до 10 т селена в год. Из анодных шламов, помимо селена, ве-

роятно будут попутно извлекать теллур, серебро и золото (L'industrie..., 1970).

В Раджастанхоне подготовлены к эксплуатации медно-урановые месторождения Кхетри и Колихан. Достоверные и вероятные запасы медной руды на месторождении Кхетри составляют 40 млн.т при среднем содержании меди 1,0%, а на месторождении Колихан - 20 млн.т, при содержании меди 1,5%. Перспективные запасы оцениваются в 100 млн.т. Руды являются низкосортными, добыча их может вестись только подземным способом (Indian..., 1973; Self..., 1972),

Еще в 1962 г. началось строительство завода по переработке концентратов, получаемых с месторождений Кхетри, Колихан и Дариба. В результате финансовых затруднений строительство горно-обогатительного комплекса затянулось; ввод его в действие намечался на середину 1974 г. Комплекс будет включать два рудника (Кхетри и Колихан), обогатительную фабрику, плавильный и рафинировочный заводы. Первоначальная мощность медеплавильного завода будет составлять 10 тыс. т металла в год; к 1977/78 г. она будет увеличена до 31 тыс.т. Разрабатываются также проекты строительства цехов по производству электролитической меди, где, по-видимому, будет организовано извлечение селена и теллура (Copper..., 1973; Khetri..., 1972).

Предприятие в Кхетри будет работать не только на рудах индийских месторождений. Недостающее количество сырья (в виде медных концентратов) будет импортироваться, вероятно, из Австралии и Филиппин.

Производство меди в Индии должно составить 20 тыс. т в 1973-1974 гг. к концу - 5-го пятилетнего плана - 57 тыс.т и к 1980 г. - 80 тыс. т (Self..., 1972). По мере развития медной промышленности в Индии будет, вероятно, развиваться и комплексное использование медных руд, в том числе попутное производство рассеянных металлов (селена, теллура, висмута, рения и других).

Изложенные материалы позволяют сделать следующие выводы:

1. Из редкометальных ресурсов Индии и Республики Шри Ланка особый интерес представляют монацит и циркон в прибрежно-морских россыпях и берилл в пегматитах. Запасы колумбит-танталита и литиевых минералов в пегматитовых месторождениях пока невелики, однако дальнейшее изучение пегматитов Индии несомненно приведет к выявлению дополнительных ресурсов этих минералов.

Потенциальное промышленное значение имеют ресурсы ниобия и стронция в недавно открытых карбонатитовых месторождениях.

Ресурсы рассеянных элементов связаны в основном с рудами свинцово-цинковых и медных месторождений.

2. Индийские прибрежно-морские россыпи по экономическим условиям разработок занимают второе место в капиталистическом мире после австралийских. Индия занимает первое место в мире по запасам монацита, а по запасам циркона уступает лишь США и Австралии (на ее долю приходится соответственно 20 и 15% запасов этих минералов). Крупные запасы циркона заключены в россыпях Республики Шри Ланка.

По величине добычи монацита Индия занимает второе место после Австралии. По добыче циркона Индия, хотя и занимает третье место (после США и Австралии), но по масштабам ее уступает еще этим странам в десятки раз.

Масштабы добычи циркона и монацита в Республике Шри Ланка пока невелики, но в перспективе должны значительно возрасти.

3. По запасам крупнокристаллического (рудоразборного) и высококачественного берилла (11-14% BeO) Индии принадлежит также одно из первых мест; на ее долю приходится около 10% запасов и 20-25% добычи этого минерала в капиталистических странах.

4. Из рассеянных элементов в промышленных количествах извлекается пока только кадмий. Он получается в качестве побочного продукта на двух цинкоплавильных заводах.

В ближайшее время начнется производство селена из анодных шламов на медеаффинировочном заводе.

5. Учитывая стратегическое значение берилла, циркона и монацита, правительство Индии создает стратегические запасы этих минералов и ограничивает их экспорт. Однако за последние 10 лет из Индии в США были вывезены большие количества берилла; недавно начался экспорт циркона в Японию. Вывоз монацита небольшой, так как он в основном перерабатывается внутри страны на торий и редкоземельные соединения.

6. В связи со строительством в стране атомных электростанций и развитием металлургии и радиоэлектроники правительство Индии приняло ряд мер по созданию собственной химико-металлургической редкометалльной промышленности: организовано производство сплава циркалой-2, окиси бериллия, кадмия и новых редкоземельных соединений.

- Афанасьев Г.Д. Предварительные итоги посещения Индии. — Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 1.
- Афанасьев Г.Д., Борисевич И.В., Шанин Л.Л. О возрасте некоторых горных пород Индийского полуострова и о-ва Цейлон по данным калий-аргонового метода. — В кн.: Международный геологический конгресс. XXII сессия. Доклады советских геологов. Проблема 3. Абсолютный возраст геологических формаций. "Наука", 1964.
- Афанасьев Г.Д., Баяк Е.И., Беликов Б.П., Воларович М.П., Залесский Б.В. О физических свойствах некоторых горных пород Индии и Цейлона и их абсолютном возрасте. — Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 3.
- Банерджи А.К. Пересекающаяся складчатость, мигматизация и рудоотложение в пределах одного из участков зоны скалывания Сингхбхум к югу от Татанагара, Бихар, Индия. — В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. "Мир", 1964, вып. 2.
- Баранов Ю.Е. Германий. — В кн.: Минеральные ресурсы промышленно развитых капиталистических и развивающихся стран, ВГФ, 1972.
- Белоусов В.В., Дзоценидзе Г.С. Проблема "Базальты плато". — В кн.: Проблемы геологии на 22-й сессии Международного геологического конгресса. "Наука", 1966.
- Беус А.А., Козеренко В.И., Радкевич Е.А. Геологическая экскурсия по Раджастану. — В кн.: Проблемы геологии на 22-й сессии Международного геологического конгресса. "Наука", 1966.
- Бурков В.В., Потемкин К.В., Пятнов В.И. Новые данные о месторождениях кор выветривания и россыпях тантала за рубежом. "Наука", 1972.
- Бхола К., Чаттерджи Б. Обзор месторождений урана и тория в Индии. — Труды 2-й междуна. конф. по мирному использованию атомной энергии (Женева, 1958). Атомиздат, 1959, 8.
- Вадия Д. Месторождения бериллия и циркония в Индии. — Труды 2-й междуна. конф. по мирному использованию атомной энергии (Женева, 1958). Атомиздат, 1959, 8.
- Вахрамеев В.А. Дрейф материков в свете палеоботанических данных. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники (к 60-летию академика А.Л. Яншина). "Наука", 1971.
- Величко Е.А., Корбут Е.А. Распространение и освоение морских прибрежных россыпей в зарубежных странах. — В кн.: Полезные ископаемые и закономерности их размещения в странах Африки и зарубежной Азии (Труды НИЛЗарубежгеология, 1970, вып. 21).
- Виноградов А.П., Тугаринов А.И. Проблемы геохронологии докембрия Восточной Азии. — В кн.: Международный геологический конгресс. XXII сессия. Доклады советских геологов. Проблема 3. Абсолютный возраст геологических формаций. "Наука", 1964.
- Виноградов А.П., Тугаринов А.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И., Бибикина Е.В., Кнорре К.Г., Мельникова Г.Л. Геохронология докембрия Индии. — В кн.: Абсолютная датировка тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. "Наука", 1966.
- Герасимовский В.И. Минеральные богатства Индии. — Записки Всес. мин. об-ва, 1964, ч. 93, вып. 4.
- Гетманская Т.И., Куприянова И.И., Шурига Т.Н. Типоморфное значение состава слюд редкометалльных месторождений. — В кн.: Типоморфизм минералов и его практическое значение. "Недра", 1972.
- Глуховский М.З., Павловский Е.В. О проблеме ранних стадий развития Земли. — Геотектоника, 1973, № 2.
- Долгинов Е.А., Моралев В.М., Паникаров В.П. О типах раннедокембрийских структур. — Геотектоника, 1973, № 2.

- К расширению добычи и экспорта ильменита, рутила и циркона Цейлоном. — БИКИ, 1971, № 138; 1972, № 99.
- Каганович С.Я. Цирконий и гафний. Изд-во АН СССР, 1962.
- Калыев Г.И. Проблема связи гранитоидного магматизма и складчатости фундамента. — Геотектоника, 1970, № 1.
- Карбонатиты (Под ред. Таттла и Гиттинса). "Мир", 1969.
- Коган Б.И. Экономические очерки по редким землям. Изд-во АН СССР, 1961.
- Коган Б.И., Рожанец А.В. Редкие элементы на острове Цейлон. — Редкие элементы, сырье и экономика, 1969, № 3.
- Колотухина С.Е., Первухина А.Е., Рожанец А.В. Геология месторождений редких элементов Африки и их экономическое значение. "Наука", 1964.
- Косыгин Ю.А., Лучицкий И.В. Структуры ограничений древних платформ. — Геол. и геофиз., 1961, № 10.
- Котляр В.Н., Кристальный Б.В. Месторождения тория в капиталистических странах. Госгеолтехиздат, 1958.
- Кратц К.О., Соколов Ю.М., Глебовицкий В.А., Дагелайский В.Б., Салье М.Е., Турченко С.И. Особенности эволюции метаморфогенного рудообразования в докембрии СССР. — Геол. рудн. месторожд., 1973, 15, № 6.
- Кришнан М.С. Геология Индии и Бирмы. ИЛ, 1954.
- Кришнан М.С. Железные руды Индии. — В кн.: Железорудные месторождения мира. ИЛ, 1955.
- Кришнан М.С. Условия залегания и происхождения железных руд Индии. — В кн.: Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира (Труды Междун. симпозиума). Киев, "Наукова думка", 1972.
- Криштофович А.Н. Палеоботаника, 4-е изд. Л., Госгеолтехиздат, 1957.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. "Недра", 1964.
- Кушев В.Г. Щелочные метасоматиты докембрия. "Недра", 1972.
- Лазько Е.М. О нижнем докембрии южной части Индийской платформы. — Сов. геология, 1966, № 11.
- Лопухин А.С., Моралев В.М. Водорослеподобные микроскопаемые в архейских породах Южной Индии. — Изв. ВУЗов, Геология и разведка, 1973, № 7.
- Макагонов В.М., Шмакин Б.М. Эволюция температуры, давления и химизма среды в процессах формирования мусковитовых пегматитов. Иркутск, 1971.
- Махадеван В., Нараяндас Г., Нагараджарао Н. Разведка и оценка прибрежных россыпей вдоль береговой зоны Индии. — Труды 2-й междун. конфер. по мирному использованию атомной энергии (Женева, 1958). Атомиздат, 1959, 8.
- Минерально-сырьевая база основных цветных металлов развивающихся стран. ЦНИИЦветмет, 1972.
- Минеральные ресурсы промышленно развитых капиталистических и развивающихся стран (под ред. Н.П. Лаверова). ВГФ, 1972.
- Моралев В.М. Горизонтальные движения и тектоническое положение метаморфогенных пегматитов (на примере Индии). — Геология и генезис мусковитовых пегматитов. Тезисы докл. Всес. теорет. конф. (9-14 апреля 1973 г.). Л., 1973, 1.
- Моралев В.М. Литолого-стратиграфический контроль размещения месторождений золота и цветных металлов в осадочно-метаморфических комплексах докембрия. — Литология и осадочная геология докембрия. Тезисы докл. X Всес. литол. сов. (16-19 апреля 1973 г.). М., 1973, 2.
- Моралев В.М., Ельянов А.А. О первой находке карбонатитов в Индии. — В кн.: Геология месторождений редких элементов, вып. 35. "Недра", 1972.
- Моралев В.М., Перфильев Ю.С. Типы метаморфизованных марганцевых месторождений Индии. — В кн.: Полезные ископаемые и закономерности их размещения в странах Африки и зарубежной Азии (Труды НИЛЗарубежгеология, 1970, вып. 21).
- Моралев В.М., Перфильев Ю.С. К геологии докембрия Южной Индии. — Сов. геология, 1972, № 6.
- Муратов М.В. Тектоника Индийской платформы и сравнение ее развития с Восточно-Европейской. — Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 10.
- Муратов М.В. Тектоника фундамента юга Индийской платформы и его участие в новейших глыбовых поднятиях. — В кн.: Проблемы геологии на 22-й сессии Международного геологического конгресса. "Наука", 1966.
- Муратов М.В. Главнейшие типы впадин древних платформ и проблема их происхождения. — Бюлл. МОИП, серия геол., 1972, № 5.
- Нараянасвами С., Зиауддин М., Рамачандра А. Структурный контроль и локализация золотоносных залежей в рудном поле Колар, Индия. — В кн.: Проблемы эндогенных месторождений, вып. 2. "Мир", 1964.

- О производстве рутиловых и циркониевых концентратов на Цейлоне. - БИКИ, 1967, № 149.
- Обзор минеральных ресурсов стран капиталистического мира. - М., ВГФ, Азия, 1965.
- Полькин С.И. Обогащение руд и россыпей редких металлов. "Недра", 1967.
- Постельников Е.С., Затонский Л.К., Афремова Р.А. Тектоническое развитие и структура Индокитая. "Наука", 1964.
- Потемкин К.В., Спицын А.Н. Редкие элементы в россыпях зарубежных стран. Изд-во АН СССР, 1963.
- Производство и потребление цветных металлов в капиталистических и развивающихся странах. М., ЦИИИЦветмет, 1971.
- Производство цинка в Индии. - БИКИ, 1968, № 33.
- Производство циркония и гафния в капиталистических странах. Часть I-III. М., ЦИИИЦветмет, 1962.
- Равич М.Г. Южноиндийские чарнокиты. - В кн.: Проблемы геологии на 22-й сессии Международного геологического конгресса. "Наука", 1966.
- Рей Д.К. 1. Тектоническая карта Индии. - В кн.: Тектонические карты континентов на 22-й сессии Международного геологического конгресса. "Наука", 1966.
- Рей Д.К. 2. Некоторые черты тектоники мезокайнозойских складчатых поясов Индии. - Геотектоника, 1966, № 2.
- Рей Д.К., Чаттерджи Г.К. Тектоническая карта Индии. - В кн.: Проблемы геологии на 23-й сессии Международного геологического конгресса. "Наука", 1971.
- Родионов Г.Г., Гинзбург А.И. Типоморфизм минералов пегматитов. - В кн.: Типоморфизм минералов и его практическое значение. "Недра", 1972.
- Рожанец А.В., Коган Б.И. Редкие элементы в Индии. - Редкие элементы, сырье и экономика, 1971, № 2.
- Рожков И.С. Золоторудное месторождение Колар (Южная Индия, штат Майсур). - Геол. рудн. месторожд., 1966, 8, № 6.
- Салоп Л.И. К стратиграфии нижнего докембрия Южной Индии. - В кн.: Проблемы геологии на 22-й сессии Международного геологического конгресса. "Наука", 1966.
- Салоп Л.И. Пересмотр геохронологической шкалы докембрия. Статья вторая. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1970, № 5.
- Саркар С.Ч. Новые данные по исследованию рудных минералов южной части Сингхбхумского медного пояса (Индия). - Вестн. МГУ, серия 4, геология, 1963, № 5.
- Спейт О. Индия и Пакистан. М., ИЛ, 1957.
- Сучков Н.П., Бушева А.Г. Месторождения мусковита зарубежных стран. Обзор № 5. Серия: геология, методы поисков и разведки месторождений неметаллических полезных ископаемых. - ОНТИ ВИЭМС, 1970.
- Топунова Г.А. Некоторые закономерности размещения бериллиевых месторождений в пределах Северо-американского континента. - РЭСЭ, 1972, вып. 7.
- Тугаринов А.И., Шанин Л.Л., Казаков Г.А., Аракелян М.М. О возрасте пород виндийской системы (Индия) по глауконитам. - Геохимия, 1965, № 6.
- Тугаринов А.Н., Войткевич Г.В. Докембрийская геохронология материков. "Недра", 1970.
- Фишман М.А., Соболев Д.С. Практика обогащения руд цветных и редких металлов. Госгеолтехиздат, 1963, 4.
- Хаин В.Е. О новой глобальной тектонике. - В кн.: Проблемы глобальной тектоники. "Наука", 1973.
- Хейнрих Э.У. Минералогия и геология радиоактивного минерального сырья. ИЛ, 1962.
- Цветная металлургия капиталистических и развивающихся стран в 1971 г. М., ЦИИИЦветмет, 1973.
- Шер С.Д. Металлогения золота. "Недра", 1972.
- Шер С.Д. Перспективы дорифейской золотоносности на территории СССР. - Развед. и охр. недр, 1973, № 6.
- Ширке В., Чаттерджи Б. Монацитовые пески Бихара и Западной Бенгалии. - В кн.: Труды 2-й Международной конференции по мирному использованию атомной энергии (Женева, 1958), Атомиздат, 1959, 8.
- Шмакин Б.М. Мусковитовые и редкометалльно-мусковитовые пегматиты Индии. - Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 1.
- Шмакин Б.М. Пять недель в Индийском штате Бихар. - Природа, 1971, № 2.
- Шмакин Б.М. Генетические связи мусковитовых пегматитов и процессов мусковитизации с материнскими гранитами. - Геол. и геофиз., 1973, № 1.

- Шмакин Б.М. Содержание щелочных и некоторых рудных элементов в минералах докембрийских пегматитов Индии в связи с их геохимической специализацией. - *Геохимия*, 1973², № 8.
- Шмакин Б.М., Макагон В.М., Ширяева В.А., Григорьева В.А. Сравнительная геохимическая характеристика мусковитовых пегматитов Восточной Сибири и Индии. - Ежегодник по работам 1970 г. Ин-т геохимии Сиб. отд. АН СССР. Иркутск, 1971.
- Шмакин Б.М., Знаменская Е.Б., Арбатская С.Н., Иванова Л.А., Конусова В.В., Макагон Л.Д. О содержаниях Sr, Nb и Ta в слодах мусковитовых пегматитов. - В кн.: Вопросы минералогии горных пород и руд Восточной Сибири. 1973.
- Штернберг А.А., Иванова Т.Н., Кузнецов В.А. Сподомен - минерал-профундометр. - Докл. АН СССР, 1972, 202, № 1.
- Экспорт циркона и ильменита Индией. - БИКИ, 1967, № 72.
- Яншин А.Л., Гарецкий Р.Г., Зайцев Н.С., Муратов М.В., Пейве А.В., Пушаровский Ю.М., Удинцев Г.Б., Херасков Н.П. Тектоника Евразии. "Наука", 1966.
- Adams J.A.S., Richardson K.A. Thorium uranium and zirconium concentrations in bauxites. - *Econ. Geol.* 1960, 55, N 8.
- Ahmad F. Paleogeography of the Gondwana period in Gondwanaland with special reference to India and Australia, and its bearing on the theory of continental drift. - *Mem. Geol. Surv. India*, 1961.
- Ahmad F. Paleogeography of Central India in the Vindhyan period. - *Rec. Geol. Surv. India*, 1962, 87, pt. 3.
- Ahmad F. Flood traps through space and time and their bearing on some problems of geotectonics. - *Bull. Volcan.*, 1972, 35, N 3.
- Ali Hamza. The nepheline syenites of Khamman district, Andhra Pradesh. - *Quart. J. Geol. Mining and Metallurg. Soc. India*, 1971, 43, N 2.
- Anjaneyulu B.T. Geology of the coastal strip from Vizagapatam to Pudidimadara with special reference to Black Sand Concentrates. - *Quart. J. Min. and Metallurg. Soc. India*, 1953, 25, N 3.
- Annotated Index of Indian mineral occurrences. Part I-III, Delhi, 1963-1964.
- Appala Raju N., Jagadiswara Rao R., Umapathey P. Occurrence of rhenium in an Indian copper ore. - *Curr. Sci.*, Bangalore, 1963, 32, N 2.
- Aswathanarayana U. 1. Precambrian geochronology of Peninsular India and Ceylon. An interpretation. - *Bull. Geol. Soc. India*, 1968, 5, N 2.
- Aswathanarayana U. 2. Metamorphic chronology of the Precambrian provinces of South India. - *Can. J. Earth Sci.*, 1968, 5, N 3.
- Atomic energy in India. - *Min. J.*, 1958, 250, N 6393.
- Babu V.R.R.M. Biotite, muscovite intergrowths in pegmatites of Nellore mica belt, A.P., India. - *Indian Minerals*, 1968, 9.
- Babu V.R.R.M. 1. Temperatures of formation of pegmatites of Nellore mica-belt, Andhra Pradesh, India. - *Econ. Geol.*, 1969, 64, N 1.
- Babu V.R.R.M. 2. Classification of pegmatites of Nellore mica-belt, Andhra Pradesh, India. - 56-th Session, Indian Sci. Congress, Bombay, 1969.
- Babu V.R.R.M. 3. Origin of pegmatites of Saidapuram Podalakuru Nellore district, Andhra Pradesh. - *Bull. Geol. Soc. India*, 1969, 6, N 2.
- Babu V.R.R.M. 4. Study of minerals from pegmatites of the Nellore mica-belt, Andhra Pradesh, India, part III, Muscovite. - *Min. Mag.*, 1969, 37, N 285.
- Babu V.R.R.M. 5. Study of minerals from the pegmatites of the Nellore mica-belt, Andhra Pradesh, India. Part III. Biotite. - *Mineral. Mag.* 1969, 37, N 287.
- Babu S.K., Aswathanarayana U. Mineralogy and geochemistry of amphiboles from the amphibolites around Mysore City. "Curr. Sci." (India), 1972, 41, N 3.
- Balasundaram M.S. Development of mineral resources in India during the Forth Fith plans. - *Ind. Min. and Engng. J.*, 1970, 9, N 4.
- Banerji A.K. On the genesis of copper sulphide, apatite-magnetite and uraniferous mineral veins along part of the Singhbhum shear zone, Bihar, India. - В кн.: *International geological Congress, Report 22-nd Session, India*, 1964, New Delhi, sect. 5, 1964.

- Banerji A.K. Hundred years of concepts on the origin of copper ore deposits within the Singhbhum Shear Zone, Eastern India. - *Geol.*, 1971, 20, H. 4/5.
- Banerji P.K., Ghosh S. Correlation of precambrian ore province of East Africa, India and West Australia. - *Econ. Geol.*, 1972, 67, N 1.
- Banerji A.K., Mitra S.K., Mukhopadhyaya S.C. Tectonic sequence in the Sini Saraikola region, Singhbhum District, Bihar. - *Quart. J. Geol. Mining, and Metallurg. Soc. India*, 1970, 42, N 3.
- Basak Asoke. Emplacement of a part of Singhbhum Granite around Keonjhar, Orissa. - *Quart. J. Geol. Mining and Metallurg. Soc. India*, 1969, 41, N 1, 1-9.
- Basu P.K., Murthy M.V.N. The nature of structural control of base metal mineralization in the Balaria mines, Zawar belt, Rajasthan. - *Geol. Surv. India, Misc. Publ.*, 1972, N 16.
- Beach sand minerals. - A metal bulletin special issue, L, 1965.
- Beach sand mining from the sands of Travancore. - *Can. Min. J.* 1956, 77, N 7.
- Beach sands expansion in Ceylon. - *Min. J.* 1967, 268, N 6856.
- Beryl (India) - *Mineral Trade Notes*, 1968, 65, N 10.
- Beryllium metal for U.S. stockpile. - *Min. J.*, 1966, 267, N 6943.
- Beryllium - *Minerals Yearbook*, W., 1935, 1.
- Beryllium (India) - *Mineral Trade Notes*, 1969, 66, N 10.
- Bhabha H.J. Indian science - Two methods of development. - *Sci. and Culture*, 1966, 32, N 7.
- Bhagwan Das. On the origin and mechanics of emplacement of pegmatites and related bodies Gurpa, Gaja district. Bihar, India. - *J. Geol. Soc. India*, 1965, N 6.
- Bhatnagar G.S. On the origin of beryllium mineralization around Burha Pahar batholith near Kunkuri (District Rajgarh, Madhya Pradesh). - *Proc. Indian Acad. Sci.*, 1971, A, 37, N 6.
- Bhattacharjee S.B., Bhattacharjee L., Ghosh A.K., Bhattacharjee Sauti. Minor elements in some rocks and minerals of the Rakha mines area, Singhbhum, India. - *Min. Mag.*, 1968, 281, N 36.
- Bhola K.L. 1. Beryl - columbite pegmatite in South Delhi. - *Bull. Geol. Soc. India*, 1965, 2, N 2.
- Bhola K.L. 2. A review of uranium and thorium deposit in India. - *Proceedings of the 3rd International Conference on the peaceful uses of atomic energy*, N.Y., 1965, 12.
- Bhola K.L. Polymetallic deposits of Singhbhum Thrust Belt, Bihar, India. - *Bull. International Geological Congress, Reports the 23-d session, Czechoslovakia*, 1968, sect. 7, Prague, 1968.
- Bhola K.L. 1. Atomic mineral deposits in Bihar Mica Belt. - *Proc. Ind. Acad. Sci.*, 1971, A, 37, N 2.
- Bhola K.L. 2. Uranium deposits in Singhbhum and their development for use in the nuclear power programme in India. - *Proc. Ind. Acad. Sci.*, 1971, A, 37, N 3.
- Bhola K.L., Bhatnagar G.S. Occurrence of beryl in M.P. and adjoining Simdega subdivision of Bihar. - *Quart. J. Geol., Min. and Metal. Soc. India*, 1969, 41, N 1.
- Bhola R.L., Bhatnagar G.S. Occurrence of beryllium minerals in Orissa. - *Trans. Mining, Geol., Metallurg. Inst. India*, 1971, 68, N 2.
- Borodin L.S., Gopal V., Moralev V.M., Subramanian V., Ponikarov V.P. Precambrian carbonatites of Tamil Nadu (South India). - *J. Geol. Soc. India*, 1971, 12, N 2.
- Boroah S.K. Economic mineral deposits of India. Assam, 1964.
- Bose M.K. Deccan basalts. - *Lithos*, 1972, 5, N 2.
- Cadmium from Debari. - *Metal Bull.*, 1968, N 5286.
- Ceylon mineral sands expansion. - *Metal Bull.*, 1968, N 5312.
- Ceylon mineral sands project. - *Min. J.*, 1972, 278, N 7138.
- Ceylon to raise rutile production. - *Amer. Metal Market*, 1968, 75, N 129.
- Ceylonese mineral prospects. - *Min. Mag.*, 1972, N 8.
- Ceylonese mineral sands. - *Min. J.*, 1968, 271, N 6934.
- Ceylon's ilmenite. - *Min. J.*, 1967, 269, N 6905.
- Ceylon ilmenite deposits. - *South Africa Min. and Engng. J.*, 1949, 60, pt. 2, N 2967.
- Chakrabarti A.K. Genesis of the lead-zinc deposits at Zawar, Rajasthan, India. - *Econ. Geol.*, 1967, 62, N 4.

- Chakraborty K.L. Mineragraphic study of the vanadium-bearing titaniferous magnetites associated with the gabbro-anorthosites of Nausahi, Keonjhar district, Orissa, India - their textural relations and paragenesis - Proc. Nat. Inst. Sci. India, 1959, Pt. A, 25, N 5.
- Chakraborty K.L., Mallik A.K. Mineralogy and temperature of formation of titaniferous magnetite ores associated with gabbro in the Moulabhanja Parbat area, Dhenkanal district, Orissa. - Bull. Geol. Soc. India, 1968, 5, N 4.
- Chakravarti P.B. Production of beryllium oxide from beryl. - East. Metals Rev., 1954, 7, N 43.
- Chakravarty S.C. Ideenrichtungen und Entwicklung von Verfahren der Mineralerkundung in Indien. - Geol., 1971, 20, H. 4/5.
- Chatterjee S.C. An alkali olivine basalt subprovince in Deccan traps. - В КН: International Geological Congress, Reports 22-nd Session, India, 1964, Sect. 7. New Delhi, 1964.
- Chatterjee S.K. On the evaluation of the petrochemistry and emplacement of basic dykes of West Gir Forest Kathiwar. - Rec. Geol. Surv. India, 1969, 97, pt. 2.
- Chatterjee P.K. (Ed.) Annotated index of Indian mineral occurrences, Pt. I-III. Delhi, 1963-1964.
- Chatterjee P.K., Chowdhury A.N., Ghosh R.B. Indian raw material for ferro-alloys industry. - Ind. min., 1959, 13, N 4.
- Chauhan D.S. Some evidences about synsedimentary nature of lead-zinc pyrite deposits of Zawar. - J. Mines, Metals and Fuels, 1970, 18, N 3. China Bay plant commissioned. - Industr. Minerals, 1969, N 21.
- Chowdhury A.N., Dutta Roy R.K. Occurrence of selenium in sulphides in India. - Sci. and Culture, 1959, 22.
- Chowdhury A.N., Sengupta N.R., Roy M.M. Studies on the minor and trace elements on the products from the different stages of copper metallurgy. - Ind min., 1967, 21, N 4. CMSC to produce more ilmenite. - Industr. Minerals, 1972, N 52. Cominco Binani. - East. Metals Rev., 1972, 25, N 34. Commodity data summaries. W., 1972, 1973. Complex Indian orebody - Metal. Bull., 1966, N 5114.
- Cooray P.G. Charnockites and their associated gneisses in the Precambrian of Ceylon. - Quart. J. Geol. Soc., London, 1962, 118, N 3.
- Cooray P.G. The significance of mica ages from the crystalline rocks of Ceylon. - В КН: Age relations in highgrade metamorphic terrains (Ed. Wykne-Edwards H.R.). - Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper, 1969, N 5.
- Cooray P.G. Hornblende-garnet granulites from Hatton, Ceylon. - Geol. Mag., 1972, 109, N 1.
- Copper from Khetri. - Min. J., 1973, 280, N 7183.
- Crawford A.R. 1. India, Ceylon and Pakistan: new age data and comparisons with Australia. - Nature (Engl.), 1969, 223, N 5204.
- Crawford A.R. 2. Reconnaissance Rb-Sr dating of the Precambrian rocks of southern peninsular India. - J. Geol. Soc. India, 1969, 10, N 2.
- Crawford A.R. The Precambrian geochronology of Rajasthan and Bundelkhand, northern India. - Can. J. Earth Sci., 1970, 7, N 1.
- Crawford A.R., Compston W. The age of the Vindhyan System of Peninsular India. - Quart. J. Geol. Soc. London, 1970, 125, N 499, pt. 3.
- Crawford A.R., Compston W. The age of the Cuddapah and Karnool systems, southern India. - J. Geol. Soc. Austral., 1973, 19, N 4.
- Crookshank H. Minerals of the Rajasthan pegmatites. - Trans. Mining Geol. and Metallurg. Inst. India, 1948, 42, N 2.
- Crookshank H. Geology of southern Bastar and Jeypore from the Bailadila range to the Eastern Ghats. - Mem. Geol. Soc. India, 1963, N 87.
- Crookshank M.M. Treatment of beryl ore from Lohagal and scientific aspects of Lohagal beryl deposit. - Rec. Geol. Surv. India, 1955, 84, Pt 3.
- Dar K.K. 1. On the origin and control of mineralization in Indian uranium deposits. - В КН: International Geological Congress, Reports the 22-nd session, India, 1964 (Abstracts).
- Dar K.K. 2 Some geological data on atomic energy minerals in India. - J. Geol. Soc. India, 1964, 5, N 3.
- Dar K.K., Phadke A.V. On the occurrences of beryl and other minerals in pegmatites in India. - В КН: International Geological Congress, Reports the 22-nd session, India, 1964 (Abstracts).

- Das Gupta H.C. Fe-Ti-V oxide ores associated with gabbro rocks around Dublabera, Bihar. - Quart. J., Geol., Min. and Metal. Soc. India, 1969, 41, N 2.
- Das Gupta S.C. A note on structure and metamorphism of an area west of Bhilward, Rajasthan. - Quart. J. Geol. Min. and Metal. Soc. India, 1969, 41, N 3.
- Das Gupta S.P. A preliminary note on the genesis of the sulfide deposits of the Khetri copper belt, Rajasthan. - Ind. Min., 1963, 17, N 1.
- Das Gupta S.P. Genesis of sulphide mineralization in the Khetri copper belt, Rajasthan, India. - В кн: International Geological Congress. Reports 22-nd Session. India, 1964. Sect. 5, New Delhi, 1964.
- Das Gupta S.P. The structural history of the Khetri copper belt, Jhunjhunu and Sikar districts, Rajasthan. - Mem. Geol. Surv. India, 1968, 98.
- Das Gupta S.P. Sulfide deposits of Saladipura, Khetri copper belt, Rajasthan. - Econ. Geol., 1970, 65, N 3.
- Datta A.K. Calc-alkaline pegmatites of Agmer-Bhilwara, Rajasthan, India. - В кн: International Geological Congress, Reports the 22-nd Session, India, 1964 (Abstracts).
- Datta A.K., Murthy M.V.N. Geology and Petrology of pegmatites in parts of Rajasthan. - Ind. Min., 1962, 16, N 1.
- Davidson C.F. The economic geology of thorium. - Min. Mag., 1956, 94, N 4.
- Davidson C.F. Uranite-scheelite placers of the river Indus. - Econ. Geol., 1962, 57.
- Deans T. Exploration for apatite deposits associated with carbonatites and pyroxenites. - Mineral Res. Develop. Ser. U. N., 1968, N 32.
- Deans T. Lead-zinc mineralization in the champauer rocks of Khandia, Baroda district, Gujarat, India - a correction. - Econ. Geol., 1970, 65, N 1.
- Deans T., Powell J.L. Trace elements and strontium isotopes in carbonatites, fluorites and limestones from India and Pakistan. - Nature, 1968, 218, N 5143.
- Deans T., Sukheshwala R.N., Sethna S.F., Viladkar S.C. Metasomatic feldspar rocks (potash fenites), associated with the fluorite deposits and carbonatites of Amba Dongar, Gujarat, India. - Trans. Inst. Mining and Metallurgie, 1972, B-81, N 783.
- Deb S., Mukherjee A. Mackinawite from Madhau-Kudhan and Kolihan section Khetri copper belt, Rajasthan. - Proc. Nat. Inst. Sci. India, 1969, pt. A, 35, N 4.
- Dekate Y.G. Gold prospect in conterminous districts Nagpur and Bhandara, state Maharashtra, India. - Econ. Geol., 1972, 65, N 4.
- Deshpande G.G., Dekate Y.G. The occurrence of allanite and monazite in the stream sands near Pipalgaon. - J. University Geol. Soc. Nagpur, 1962-1964, 1, N 10-11.
- Dey A.K. Development of India mineral industries. - Indian Minerals, 1959, 13, N 3.
- Dey A.K. Economic utilization of India's mineral raw materials and their by-products. - Indian Minerals, 1954, 8, N 2.
- Divakara Rao V., Venkatanarayana B., Prakash V.M. Petrochemical studies on trap rocks around Tandur, Andhra Pradesh India. - Bull. Volcan., 1972, 35, N 4.
- Dunn J.A. The mineral deposits of Eastern Singhbhum and surrounding areas. - Mem. Geol. Surv. India, 1937, 69, pt. 1.
- Dunn J.A., Dey A.K. Vanadium-bearing titaniferous iron ore in Singhbhum and Mayurbhanj. - Trans. Min. Geol. Met. Inst. India, 1937, 31, pt. 3.
- Datta R.K. Extraction of thorium and cerium from monazite sands of Trancore, Part I, II. - J. Sci. and Industr. Research 1953, 12, N 1, N 10.
- Edyar smelter may expand. - Metal Bull., 1967, N 5167.
- Engineering and Mining J., 1971, 172, N 1, 1974, 175, N 3.
- Expected shortfall in rutile supplies poses problems for users. - Industr. Minerals, 1969, N 21.
- Export boost for mineral sands. - Industr. Minerals, 1973, N 69.
- Feistmantel O. Notes on the age of some fossil floras of India. - Rec. Geol. Surv. India, 1876, 9, pt 2.
- Fermor L.L. An attempt at the correlation of the ancient schistose formations of peninsular India. - Mem. Geol. Surv. India, 1936, 70.
- Fernando L.J.D. The geology and mineral resources of Ceylon. - Bull. Imperial Inst., 1948, 46, N 2-4.
- First Indian electrolytic zinc. - Min. J., 1967, 268, N 6847

- Fleming J., Robottom H.H., Narayanan P.A. The beneficiation of lead-zinc ore from Zawar. - Trans. Min. Geol. Metallurg. Inst., India, 1949, 45.
- Foot R.B. The geological features of the South Maharashtra Country and adjacent district. - Mem. Geol. Surv. India, 1876, 12.
- Fox C.S. The Condwana System and related formations. - Mem. Geol. Surv. India, 1931, 58.
- Friedlaender C.G.J., Kangsoo Choo. Mineralogical observations on slags from Zawar Mines, Rajasthan. - Indian Mineralogist, 1970, 11, N 1-2.
- Gangadharam E.V., Kameswara Rao K., Aswathanarayana U. Distribution of radioactivity in the Mosaboni copper mine, Bihar, India. - Econ. Geol., 1963, 58, N 4.
Geological surveys in Ceylon. - Min. J., 1967, 269, N 6906.
- Ghosh A.K. A quantitative study of minor elements in the sulphide ores of Rakha mines, Singhbhum, Bihar. - Bull. Geol. Soc. India, 1968, 5, N 1.
- Ghosh A.K. 1 A preliminary evaluation of sulfur isotope studies of sulfide minerals from the copper ore deposits of the Singhbhum shear zone, Eastern India. - Econ. Geol., 1972, 67, N 6.
- Ghosh A.K. 2. Trace element geochemistry and genesis of the copper ore deposits of the Singhbhum shear zone, Eastern India. - Min. Deposita, 1972, 7, N 3.
- Ghosh Binay. The mode of emplacement of Kalapahar granite pluton in Hazaribagh district, Bihar - Quart. J. Geol. Min. and Metallurgy Soc. India, 1971, 43, N 2.
- Ghosh D.B., Sastry B.B.K., Rao A.J., Rahim A.A. Ore environment and ore genesis in Ramagiri gold field, Andhra Pradesh, India. - Econ. Geol., 1970, 65, N 7.
- Ghosh K. A note on the time relation between deformation and metamorphism of the Aravalli rocks around Batta, Udaipur Rajasthan. - Quart. J. Geol. Min. and Metallurgy Soc. India, 1971, 43, N 1.
- Ghosh P.C. Lead and zinc industry in India. - J. Mines, Metals and Fuels, 1971, 18, N 7.
- Ghosh P.K. Charnockite series of Bastar State. Rec. G.S.I., 1941, N 75 (15).
- Grady J.C. Deep main faults in South India. - J. Geol. Soc. India, 1971, 12, N 1.
- Gupta M.L., Mehta P.P., Nagpaul K.K. Fission track ages of some Indian muscovites. - Can. J. Earth Sci., 1971, 8, N 11.
- Harlalka B.N. History of zinc and Hindustan Zinc Limited. - Ind. Min. Eng. J., 1972, 11, N 8.
- Heinrich E. Wm. The geology of carbonatites. Rand McNally, Chicago, 1967.
- Heron A.M. Synopsis of the pre-Vindhyan geology of Rajputana. - Trans. Nat. Inst. Sci. India, 1935, N 1.
- Heron A.M. The geology of central Rajputana. - Mem. Geol. Soc. India, 1953, 79, N 1.
Hindustan Zinc increases output. - Min. J., 1972, 279, N 7167.
- Jakob K. Ilmenite and garnet sands of the Chowghat (West Coast), Tinnevely, Ramnad and Tanjore Coast (East Coast). - Rec. Geol. Surv. India, 1956, 82, pt. 4.
Ilmenite expansion follows Japanese contract. - Industr. Minerals, 1968, N 10.
In the Far East. - Eng. Min., J., 1964, 165, N 7.
India. - World Min., 1971, 24, N 7.
India: Chavara ilmenite capacity to be doubled. - Industr. Minerals, 1970, N 28.
Indian heavy mineral sands. - Mining J., 1959, 253, N 6479.
India exporting zircon. - Metal Bull., 1967, N 5212.
India produces cadmium. - Min. J., 1968, 270, N 6920.
India: rare earth development. - Min. J., 1973, 280, N 7170.
Indian copper project near completion. - Metals Week, 1973, 44, N 2.
Indian ilmenite sands. - Min. J., 1969, 272, N 6967.
Indian Journal of Technology, 1973, 11, N 2.
Indian metals. - Min. and Minerals Engng, 1970, 6, N 2.

- Indian monazite. - Min. J., 1968, 270, N 6929.
- Indian rare earths factory reports progress. - Chem. Engng. News, 1953, 31, N 7.
- Indian rare earths plant. - Min., J., 1969, 269, N 6891.
- Indian smelter improved. - Min. J., 1970, 275, N 7068.
- Indian smelters developed. - Metal Bull., 1972, N 5762.
- Indian zinc capacity to expand greatly. - Eng. Min. J., 1971, 172, N 10.
- India's atomic progress. - Metal Bull., 1967, N 5228.
- India's nuclear plans. - Chem. Age, 1957, 78, N 1984.
- India's nuclear programme. - Min. J., 1967, 269, N 6886.
- India's refractories industry. - Min. J., 1958, 251, N 6420.
- Interest in beach sands spreading. - Min. J., 1971, 277, N 7111.
- Isotopic map of Indian shield, 1972, scale 1:2000,000 compiled under the direction of M.S. Balasundaram.
- Iver A.G.V., Murthy V.A.R. Sulphide gold-quartz veins in the Precambrian of Kolar. - J. Geol. Soc. India, 1970, 11, N 2.
- Jacob K. Ilmenite and garnet sands of the Chavghat (West coast) Tinnevely Ramnad and Tanjore Coast (East coast). - Rec. Geol. Surv. India, 1956, 82, part 4.
- Janardan Rao, Sudarsana Raju Ch. Tectonic history of the area east of Khamman. - J. Geol. Soc. India, 1968, 9, N 2.
- Kameswara Rao. K. Geothermometric measurements of sulphide minerals, Mosaboni copper mine, Singhbhum district, Bihar, India. - В кн: International Geological Congress, Reports 22-d session, India, 1964, sect. 5, New Delhi, 1964, 1.
- Kameswara Rao K. Sulfur isotope studies of sulfide minerals from the Mosaboni mine, Bihar. - Current Sci. (Bangalore), 1964, 2, 33.
- Kanapathipillai K.C. Ilmenite from the east coast of Ceylon. - Min. Mag., 1964, 110, N 4.
- Karve V.M., Madhavan T.R., Somnay J.Y. Mineral recovery from beach sands. - Min. Mag., 1966, 114, N 1.
- Karve V.M., Viswanathan K.V., Somnay J.Y., Majumdar K.K. An improved process for flotation of beryl from Doddakadanur (Mysore state). - Trans. Indian Inst. Metals, 1968, 21, N 4.
- Katz M.H. The Precambrian metamorphic rocks of Ceylon. - Geol. Rundschau, 1971, 60, H. 4.
- Kaul J.K., Bhattacharya P.K. Age of radioactive mineralization (Bhal-ki, Bihar, India), by thermoluminescence of smoky quartz. - В кн: International Geological Congress, Report, 22-d session, India, 1964 (Abstracts).
- Keilhack K. Granatsand-Dünen auf Ceylon. - Zeitschrift der Deutschen Geolog. Gesellschaft, Band 67, Abh., Heft 1, 1915.
- Kennedy W.Q. Trends of differentiation in basaltic magmas. - Amer. J. Sci., 1933, Ser. 5, 25, N 147.
- Khetri on target. - Metal Bull., 1972, N 5759.
- Kimbell C.L. The mineral industry of Ceylon. - Minerals Yearbook, 1963, W, 1964, 4.
- Krishnan M.S. Beryllium. - Rec. Geol. Surv. India, 1942, 76, pt. 13.
- Krishnan M.S. Mineral deposits of the Uttatur stage of the cretaceous rock, Trichinopoly district. - Records Geol. Surv. India, 1949, 77, prof. paper N 9.
- Krishnan M.S. Mineral resources of Madras. - Memories of the Geol. Surv. of India, 1951, 80.
- Krishnan M.S. Deccan trap volcanism. - Bull. volcanol., 1963, 26.
- Krishnan M.S. Geology of India and Burma, 5-th Edn, Hihginbothams Limited, Madras, 1968.
- Lakshamanan S. Some aspects of the Pre-Vindhyan formations of the Son Valley, M.P. - Proc. Indian Acad. Sci., 1968, B-67, N 6.
- Law Y.D. Uranium mineralization near Surda in Singhbhum Copper Belt of Bihar (India). - Mineral. Deposita, 1970, 5, N 4.
- Leelanandam C., Krishna S.G., Mallirharjuna Rao J., Subrahmanyam K. Occurrence of carbonates near Elchura, Ongole district, Andhra-Pradesh. - Current Sci., 1972, 41, N 9.
- Leelanandam C., Narasing Rao K. Some observations on the alkalic rocks of Elchura, Ongole district, Andhra-Pradesh. - Current. Sci., 1972, 41, N 7.
- L'industrie des metaux non ferreux en Inde. - Mines et Metallurgie, 1970, N 3651.

- Loan to develop beach sand mining on North Coast. - *World Min.*, 1972, 25, N 8.
- Madan A.K. *Economic survey of minerals of India*. New Delhi, 1959.
- Mahadevan T.M. Some aspects of lithium mineralization in the Bihar mica belt. - *Indian Miner.*, 1968, 22, N 2.
- Mahadevan T.M., Murthy M.V.N. Geological setting and its bearing on the origin of mica pegmatites of the Bihar mica belt. - В КН: International Geological Congress, Reports 22-d Sess., 1964, India, Pt. 6.
- Mahadevan C., Poornachandra Rao M. The potentialities of economically useful mineral sand concentrated in the inshore sediments of East coast. - *Bull. Nat. Inst. Sci. India*, 1955, N 5.
- Mahadevan C., Rao N. Black sand concentrates of Vizagapatam Coast. - *Current Science*, 1950, 19.
- Mahadevan C., Sathapathy N. The home of monacite of Vizagapatam Area. - *Current Sci.*, 1948, 17.
- Majumdar B.L. Travancore zircon as a refractory material. - *Trans. Indian ceram. soc.*, 1955, 14, N 2.
- Mathur S.M., Lawton R.D., Crookshank M.N. The Beryl Quarries of Lahagal, Ajmer-Merwara. - *Rec. Geol. Surv. India*, 1955, 84, pt. 3.
- McDougall J., McElhinny M.W. The Rajmahal traps of India. - *K-Ar ages and palaeomagnetism*. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1970, 9, N 4.
- Mehta P.K., Pande J.C. Periods of granitic activities in the migmatite complex of Kuanthal (Rajasthan). - *Res. Bull. Panjab. Univ.*, 1971, 22, N 1-2.
- Mineral deposits in Ceylon. - *Min. J.*, 1965, 265, N 6780.
- Mineral facts and problems, W., 1965. (Bull. U.S. Bureau Mines N 630).
- Mineral resources of Ceylon. - *Indian Minerals*, 1956, 10, N 1.
- Mineral Trade Notes, Fluorspar (India), 1967, 64, N 4.
- Minerals from the beach sands of Travancore. - *Mining J.*, 1963, 260, N 6647.
- Minerals in the Indian economy. - *Mining J.*, 1968, 270, N 6928.
- Minerals Yearbook 1949-1971. 1, W., 1950-1973.
- Mitra A. Structural analysis of the metasediments and associated metavolcanics around Sheopura, district Ajmer, Rajasthan. - *Quart. J. Geol. Mining and Metallurg Soc. India*, 1970, 42, N 4.
- Mookherjee A. 1. Thermal metamorphism of the sulfide minerals at Zawar mines, Rajasthan, India. - *Econ. Geol.* 1964, 59, N 3.
- Mookherjee A. 2. Geology of the Zawar lead-zinc mine, Rajasthan, India. - *Econ. Geol.*, 1964, 59, N 4.
- Mookherjee A. Metamorphic and metamorphosed sulfide deposits. - *Econ. Geol.*, 1970, 65, N 7.
- More Indian cadmium - *Metal Bull*, 1973, N 5853, p. 19.
- Mukherjee A.K. Heavy mineral sands and rare earth metals. - *East. Metals Review*, 1959, 12, N 29.
- Mukherjee B. Genetic significance of trace elements in certain rocks of Singhbhum, India. - *Min. Mag.*, 1968, 281, N 36.
- Mukherjee S. On the vanadium-bearing titaniferous magnetites of Nausahi, Keonjhar district, Orissa. - *Quart. J. Geol. Mining and Metallurg. Soc. India*, 1958, 30, N 3.
- Muthaya V.D., Subramanian S. P. Tectonics of the Deccan plateau and Kyna earthquake. - *Indian Engr.*, 1969, 13, N 2.
- Nagpal M.K., Nagpaul K.K. Thermal history of Rajasthan pegmatites of India as revealed by fission track studies. - *Can. J. Earth Sciences*, 1973, 11, N 4.
- Naha K., Majumdar A. 1. Reinterpretation of the Aravalli basal conglomerate at Marchana, Udaipur district, Rajasthan, Western India. - *Geol. Mag.*, 1971, 108, N 2.
- Naha K., Majumbar A. 2. Structure of the Rajnagar marble band and its bearing on the Early Precambrian stratigraphy of central Rajasthan, Western India. - *Geol. Rundschau*, 1971, 60, N 4.
- Nahal L. The mineral industry of India. - *Minerals Yearbook*, 1963, Washington, 1964, 4.
- Naidu M.G., Chakrapani, Rao G.V.S., Rama. A new occurrence of titanomagnetite from South India. - *Canad. Mineralogist*, 1965, 8, pt. 3.
- Naqvi S.M. The petrochemistry and significance of Jogimardi traps, Chitaldrug shist belt, Mysore. - *Bull. volcan.*, 1972, 95, N 4.

- Naqvi S.M., Hussain S.M. Petrochemistry of early Precambrian metasediments from the central part of the Chitaldrug schist belt, Mysore, India. - Chem. Geol. 1972, 10, N 2.
- Naqvi S.M., Hussain S.M. 1. Relation between trace and major element composition of the Chitaldrug metabasalts, Mysore, India and the archaean mantle. - Chem. Geol., 1973, 11, N 1.
- Naqvi S.M., Hussain S.M. Geochemistry of Dharwar metovolcanics and composition of the primeval crust of Peninsular India. - Geochem., Cosmochim. Acta, 1973, 37, N 1.
- Naqvi S.M., Rao, Divakara V., Satyanarayana K., Hussain S.M. Geochemistry of post-Dharwar basic dikes and the Precambrian crustal evolution of peninsular India. - Geological Magazine, 1973, v. 111, N 3.
- Narasimhan A.S. A note on the celestite deposits of the Tiruchrapalli cretaceous belt, Tamil Nadu. - Indian Mineralogist, 1968, 22, N 3.
- Narayanawami S. Tectonics of the Cuddapah basin. - J. Geol. Soc. India, 1966, 7, N 1.
- Narayanawami S., Purna Laschmi. Charnockitic rocks of Tinnevely District, Madras. - J. Geol. Soc. India, 1967, 8.
- Narayanawami R., Venkatasubramanian V.S. Uranium and thorium contents of coexisting gneisses, granites, and pegmatites. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1969, 33, N 8.
- Niobium and tantalum. - Mine and Quarry Engng, 1964, 30, N 1.
- Oversteet W.C. The geological occurrence of monazite, India, Ceylon. - Geol. Surv. USA Prof. Paper 530, Washington, 1967.
- Pal P.C., Bhimasankaram V.L.S. Palaeomagnetism and the Deccan trap volcanism. - Bull. volcan., 1972, 35, N 3.
- Pal S., Lyer S.S., Venkatasubramanian V.S. Uranium and thorium contents and potassium-rubidium ratios of certain Precambrian rock types. - Proc. Sympos. Upper Mantle Proj., 1967.
- Pande G.C. Metallogenetic epochs in India. - Ind. Min. and Eng. J., 1972, 11, N 11.
- Parker J.C., Rare-earth minerals and metals. - Minerals Yearbook, 1964, Washington, 1965, 1.
- Pascoe E.H. A Manual of the geology of India and Burma. Third. Edn, New Delhi, 1965, 1.
- Paulose C.V. The Odara pegmatite. - Econ. Geol., 1957, 52, N 6.
- Pereira J. Zavar lead-zinc hypogene-gydrothermal or remobilized? - Econ. Geol., 1964, 59, N 8 (discussion).
- Phadke A.V., Jhingran A.G. On the carbonatite at Newania, Udaipur district, Rajasthan. - J. Geol. Soc. India, 1968, 9, N 2.
- Pichamuthu C.S. The Precambrian of India. - В кн: The Precambrian, Rangkama K. (Ed.) 1968, 3.
- Pichamuthu C.S. Precambrian geochronology of peninsular India. - J. Geol. Soc. India, 1971, 12, N 3.
- Prasad A.K. Petrochemistry of the Deccan Trap flows of Linga, Chindwara district, N.-P., India. - Bull. volcan., 1972, 35, N 4.
- Prescott J.A., Pendelton R.L. Laterite and lateritic soils. - Commonwealth Bur. Soil Sealing, 1952. Technical communication N 47.
- Present and potential sources of rare earth minerals. - Industr. Minerals, 1968, N 14.
- Processing of beryl. - Indian Trade and Ind., 1954, 6, N 14.
- Pulmoddai's mineral sands - Industrial Minerals, 1974, N 77, p. 27.
- Radhakrishna B.P. Reconsideration of some problems in the Archaean complex of Mysore. - J. Geol. Soc. India, 1967, 8.
- Rajarajan K. Platinum and its prospects in India. - Indian Minerals, 1971, 25, N 1.
- Raju A.T.R., Chaube A.N., Chowdhary L.R. Deccan trap and the geologic framework of the Cambay basin. - Bull. Volcanol., 1972, 35, N 3.
- Raju B.N.V. A note on a rare mineral bearing pegmatite at Kadaval, Rathagiri district, Maharashtra. - Bull. Geol. Soc. India, 1967, 4, N 1.
- Raju R. Dhana, Rao J.S.R. Krishna, Chemical distinction between replacement and magmatic granitic rocks. - Contribs. Mineral. and Petrol., 1972, 35, N 2.
- Rama Rao B. Archean complex of Mysore. - Bull. Mysore Geol. Dept., 1940, N 17.
- Rama Rao B. Mineral deposits in Mysore. - Quart. J. Geol. Mining and Metallurg. Soc. India, 1942, 14, N 4.

- Range of rare earth products extended. - *Industr. Minerals*, 1969, N 16.
- Rao A. Narasinga. Trace element distribution in calcites from crystalline limestones from Borra, Visakhapatnam district, Andhra Pradesh, India. - *J. Geol. Soc. India*, 1971, 12, N 2.
- Rao C. Borreswara. Beach erosion and concentration of heavy mineral sands. - *J. Sediment. Petrol.*, 1957, 27, N 2.
- Rao, C., Borreswara, La Fond E.C. Study of the deposition of heavy mineral sands at the confluences of some rivers along the East Coast of India. - *Mem. Andhra University in Oceanography*, 1958, 2.
- Rao K. Babruvahan. Beryl and clevelandite from Bihar, India. - *Mineral. Mag.*, 1972, 38, N 299.
- Rao K.J.S.R. Structure and stratigraphy of the manganese deposits of Visakhapatnam and Srikakulam district, India. - *Econ. Geol.*, 1960, 55, N 4.
- Rao N.K., Rao G.V.U. Nackinawite and vallerite from a copper ore from Rajasthan. - *Bull. Geol. Soc. India*, 1968, 5, N 2.
- Rao N.K., Rao G.V.U. Study of pyrrhotite in copper ore from Kolihan, Rajasthan. - *Bull. Geol. Soc. India*, 1969, 6, N 1.
- Rao N.K., Rao G.V.U. A mineralogical study of some Libearing micas of India. - *Proc. Indian National Sci. Acad.*, 1970, pt A, 36, N 4.
- Rao P.V. Geology and mineral resources of India. - В кн: *International Geological Congress, Reports 22-d Session, India*, New Delhi, 1964.
- Rao S.K.L. Mineragraphic study of the zinc-copper mineralization at Akwali, Khetri belt, Jhunjhunu district, Rajasthan. - *Indian Minerals*, 1969, 23, N 4.
- Rao S.K.L. Mineragraphic study of the pyritepyrrhotite occurrences Saladipura, Sikar district, Rajasthan. - *Indian Minerals*, 1971, 25, N 4.
- Rao V. Divakara, Qureshy M.N., Aswathanarayana U. Major element geochemistry of parts of the Closepet granite pluton, Mysore State, India. - *Bull. Nat. Geophys. Res. Inst.*, 1969, 7, N 4.
- Rao Y.N., Rao G.U., Majumdar K.K. Recovery of economic minerals from Indian beach sands. - *Min. Mag.*, 1964, 110, N 6.
- Rao Y.Y., Rao K. Surva Prakash. Occurrence of pegmatites south of Kan-negiri Hills Andhra Pradesh. - *Bull. Geol. Soc. India*, 1966, 3, N 1.
- Rare-earth elements. - Mineral facts and problems, Washington, 1970.
- Rare earth elements, yttrium and thorium. Part I. - *World Minerals and Metals*, 1972, N 6.
- Rare earth expands. - *Min. Mag.*, 1973, N 3.
- Rare-earth minerals and metals. - *Minerals Yearbook*, Washington, 1958, 1, 1964, 1.
- Ray D.K. Preliminary interpretations of the compositional characteristics of the basic and ultrabasic rocks of Indian PreCambrian shield and their bearing on the upper mantle problem. - *Mem. Geol. Surv. India*, 1969, 100, N 1.
- Recovery of nickel and molybdenum from copper ore of Rakha mines. - *Indian minerals*, 1969, 23, N 3.
- Reserves of non-ferrous ores. - *East. Metals Rev.*, 1972, 24, N 52.
- Roonwal G.S. Trace elements in the Singhbhum granite, India. - *Geol. Rundschau*, 1972, 61, H.1.
- Ross G.B. Beryllium. - *The Austral. mineral ind.* 1963 rev. Canberra, 1964.
- Roy B.C. Emerald deposits in Mewar and Ajmer Merwara. - *Rec. Geol. Surv. India*, 1955, 36, pt. 2.
- Roy B.C. Ilmenite sand along Ratnagiri coast, Bombay. - *Rec. Geol. Surv. India*, 1958, 87, pt. 2.
- Roy B.C. The economic geology and mineral resources of Rajasthan and Ajmer. - *Mem. Geol. Surv. India*, 1959, 86.
- Roy B.K. Ilmenite sands along Ratnagiri coast Bombay. - *Rec. Geol. Surv. India*, 1958, 87, pt. 11.
- Roy Chowdhury M.K. Economic geology and mineral resources of Madhya Bharat. - *Bull. Geol. Surv. India. Ser. A. Econ. Geol.* N 10. Delhi, 1955.
- Roy Chowdhury M.K., Das Gupta S.P. Ore localization in the Khetri copper belt, Rajasthan, India. - *Econ. Geol.* 1965, 60, N 1.
- Roy Chowdhury M.K., Das Gupta S.P. On the geology and mineralization in the Khetri copper belt, Jhunjhunu and Sicar districts, Rajasthan. - *Proc. Nat. Inst. Sci. India*, 1965, 2, 31, pt. A, N 2.

- Roy Chowdhury M.K., Subramanian M.R., Banerjee P.K. Source red concept in some sulphide ore bodies from the W. Himalayas. - В кн: International Geological Congress Report of the 21-st Session, Norden, 1960, Copenhagen, Pt. XVI, Sect. 16.
- Roy R., Roy D.M., Osborn E.F. Compositional and stability relationships among the lithium aluminosilicates: eucryptite, spodumene and petalite. - J. Amer., Ceram. Soc., 1950, 33.
- Roy S.K., Sharino N.L., Chattopadhyay G.C. Mica pegmatites of Kodarma, India. - Geol. Mag., 1939, 76, N 4.
- Rutten M.G. Late Precambrian ignimbrites, the Malani rhyolites in western Rajasthan, India. - Volcanology and tectonics, Intern. Assoc. Volcanol., Intern. Symposium of Volcanology, 1965, New Zealand, Abstrs. Wellington, 1965.
- Saha A.K. Emplacement of the northern part of the Singhbhum granite, Eastern India: a study in Precambrian magmatism and granitisation. В кн: International Geological Congress, Report 22-nd session, India, 1964 (Abstracts).
- Saha A.K., Rao S.V.L. Quantitative discrimination between magmatic unites of the Singhbhum granite. - J. Int. Assoc. Math. Geol., 1971, 3, N 2.
- Saha A.K., Sankaran A.V., Bhattacharyya T.K. Trace-elements distribution in the magmatic and metasomatic granites of Singhbhum region, Eastern India. - Neues Jahrb., Mineral., Abhandl., 1968, 108, N 3.
- Saha A.K., Sankaran A.V., Bhattacharyya T.K. A preliminary study of the distribution of uranium and thorium in the granitic rocks of Singhbhum. - Proc. Indian Acad. Sci. A, 1970, 36, N 6.
- Saha A.R., Sankaran A.V. The behavior of trace elements in the magmatic member of the Singhbhum granitic complex. - J. Geol. Soc. India, 1968, 2, N 2.
- Sahasrabudhe G.S. A note on pegmatite of Kadawal, Ratnagiri district. - J. Indian Geosci. Assoc., 1966, 6.
- Sarkar S.C. A study of trace elements in the sulphides from Badia, Mosaboni, Pathargarah and Surda mines, Singhbhum, Bihar. - Contribution into the geology of Singhbhum, 1966.
- Sarkar S.C. Late intrusives and their relations with sulfide ores in Mosaboni. - Badia mines, Singhbhum Shear zone, Bihar. - Bull. Geol. India, 1969, 6, N 4.
- Sarkar S.C. A study of the mineralisation of radioactive elements in Singhbhum shear zone, Bihar. - Proc. Indian Acad. Sci. A., 1970, 36, N 4.
- Sarkar S.C. Mackinawite from the sulfide ores of the Singhbhum copper belt, India. - Amer. Min., 1971, 56, N 7-8.
- Sarkar S.C., Deb M. Tetradymite and wehrlite from Singhbhum Copper Belt, India. - Min. Mag., 1969, 37, N 27.
- Sarkar S.N., Gerling E.K., Polkanov A.A., Chukrov F.V. Precambrian geochronology of Nagpur-Bhandara Drung, India. - Geol. Mag., 1967, 104, N 6.
- Sarkar S.N., Polkanov A.A., Gerling E.K. Precambrian geochronology of peninsular India. - В кн: International Geological Congress, Report 22-nd Session, India, New Delhi, 1964 (Abstracts).
- Sarkar S.N., Saha A.K., Miller J.A. Geochronology of the Precambrian rocks of Singhbhum and adjacent regions, Eastern India. - Geol. Mag., 1969, 106, N 1.
- Sau A., Arribas M. The banded garnetiferous pegmatites sheets of Palamos and their significance. - В кн: International Geological Congress Report 22-nd session, India, 1964, (Abstracts).
- Saurindranethsen, Ajit Kumar Sana. A study of the mode of emplacement of the pegmatite bodies around Sankh district Hazaribagh, Bihar. - Proc. Nat. Int. Sci. India, 1965, 31, pt. A, N 2.
- Scope for mineral resources development in Ceylon. - Min. J., 1967, 268, N 6880.
- Self-sufficiency in copper. - East. Metals Rev., 1972, 25, N 40.
- Semenov E.I., Gopal V., Subramanian V. A note on the occurrence of benstonite, a carbonate of calcium and barium from the carbonatite complex at Jogipatti, near Samalpatti, Dharmapuri district, Tamil Nadu. - Curr. Sci. (India), 1971, 40, N 10.
- Sethi M.L. Rock phosphate deposits of Udaipur. - Fertiliser News, 1969, 14, N 9.

- Sethna S.F. A note on the trace element contents of carbonatites of Amba-Dongar and surrounding areas. - J. Geol. Soc. India, 1971, 12, N 4.
- Sharma D.S., Rode V.P. Fluorspar occurrence near Koteswar in Barwaha Tehsil, Dhar Forests; M.P. - Current Sci. (India), 1966, 36, N 16.
- Sharma K.K. Some observations on uranium-copper relationship in the Surda copper mines and their bearing on the zoning of mineralization in the Singhbhum thrust belt, Bihar. - Proc. Indian Acad. Sci. A., 1971, 36, N 5.
- Sharma R.S., Bhattacharyya A.K. The Turmadih copper deposit, Its potentialities (Singhbhum district, Bihar). - Indian Minerals, 1970, 24, N 1.
- Sharma R.S., Sen Gupta M.M. A note on the occurrence of native copper in the Mahuldih area, Singhbhum copper belt, Bihar. - Indian minerals, 1966, 20, N 4.
- Sharma S.R., Devendranath T., Jayaram M.S. Carbonatites from the nepheline syenite band near Kunavaram, Khammam district, Andhra Pradesh. - J. Geol. Soc. India, 1971, 12, N 1.
- Shekarchi E. The mineral industry of Ceylon. - Minerals Yearbook, Washington, 1966, 4; 1967, 4.
- Shmakin B.M. The genetic types and the geochemical specialization of precambrian pegmatites of India. - Record researches in geology, 1, Hindustan Publ. Corp. Delhi, 1973.
- Sikka D.B., Chatterjee A.K., Mulay V.V. Venugopalram P. The lead-zinc deposit of Zawar, India. - Econ. Geol., 1966, 61, N 6.
- Singh R.P. A critique of the precambrian stratigraphy of Rajasthan. - Quart. J. Geol. Mining and Metallurg. Soc. India, 1970, 42, N 1.
- Sinha R.C. Geochemical problems associated with Deccan basalts. - Bull. Volcan., 1972, 35, N 4.
- Sinha R.N., Ram C., Karhare S.G. Geochemistry of Deccan basalts: a study of the behavior major and trace elements in the basaltic flows of India. - B K: International Geological Congress Report 22-nd Session, New Delhi, 1964, Sect. 7, 1968.
- Sinha R.C., Tiwari B.D. Occurrence of niobium in bauxites and nepheline syenites of India. - J. Scient. Res. Banaras Hindu Univ. 1959, 9, N 1.
- Sinha R.C., Tiwari B.D. Geochemistry of the volcanic rocks of Pavagarch. - B K: International Geological Congress, Report 22-nd Session, New Delhi, 1964, 7, 1968.
- Sreenivas B.L., Srinivasan R. Dharwar conglomerates of Mysore. - A restudy. - J. Geol. Soc. India, 1968, 9, N 2.
- Srinivasan R., Sreenivas B.L. Sedimentation and tectonics in Dharwars (Archeans), Mysore State, India. - The Indian Mineral., 1968, N 1-2.
- Srinivasan R., Sreenivas B.L. 1. Dharwar stratigraphy. - J. Geol. Soc. India, 1972, 13, N 1.
- Srinivasan R., Sreenivas B.L. Flood basalts from Dharwars of Mysore, India. - Bull. Volcan., 1972, 35, N 4.
- Straczec J. A., Sricantan B. The geology of Zawar zinc-lead area, Rajasthan, India. - Mem. Geol. Surv. India, 1966, 92.
- Subba Rao E. Petrogenesis of acid rocks of the Deccan trap. - Bull. Volcan., 1972, 35, N 4.
- Subba Rao S. Alkaline rocks of the Deccan traps. - Bull. Volcan., 1972, 35, N 4.
- Subramaniam A.P. Charnokites and granulites of Southern India. A Review. - Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening, 1967, 17, H. 4.
- Subramaniam A.P., Murall A.V., Rao G.V.U. Age of Mundwara igneous complex, Rajasthan. - Current Sci., 1972, 41, N 2.
- Subramaniam A.P., Parimoo M.L. The Amba Dongar fluorspar deposit - a unique example of mineralization, related to Deccan volcanism. - Indian Geophys. Union Kroshan volume, Hyderabad, 1964.
- Subramaniam A.P., Parimoo M.L. An explosive volcanic centre related to Deccan volcanism at Amba Dongar in West India. - International Association of the Volcanologists, International Symposium on the Volcanologic. New Delhi, 1965, Abstracts Wellington, 1965.
- Subramanya K.R., Naganna C. The structure of Arsikera granite, Mysore State. - J. Geol. Soc. India, 1972, 13, N 1.
- Sukheswala R.N. Fluorspar mineralization related to carbonatite-alkalic complex at Amba Dongar, Gujart state. Current Sci. (India), 1967, 36, N 1.

- Sukheswala R.N., Avasia R.K. Carbonatite-alkalic complex of Panwad-Kawant, Gujarat, and its bearing on the structural characteristics of the area. - Bull. Volcan, 1972, 35, N 3.
- Sukheswala R.N., Poldervaart A. Deccan basalts of Bombay area, India. - Bull. Geol. Soc. America, 1958, 69, N 12 Pt. 1.
- Sukheswala R.N., Sethna S.F. Differentiated gabbro of Deccan trap, age and its associates. - Bull. Geol. Soc. India, 1964, 1, N 2.
- Sukheswala R.N., Udas G.R. Note on the carbonatite of Amba Dongar (Gujarat state) and its economic potentialities. - Sci. and Culture, 1963, 29, N 11.
- Sukheswala R.N., Udas G.R. The carbonatites of Amba Dongar, India: some structural considerations. - В кн: International Geological Congress. Report 22-nd Session, India, Problem, 7. New Delhi, 1964.
- Sukheswala R.N., Udas G.R., Heinrich E.W. Geology of the newly discovered carbonatite of India. - Can. Mineralogist, 1965, 8, N 3.
- Surging demand for rare earths in U.S. - Min. J., 1966, 266, N 6809.
- Suryanarayana C. Lithium. - Met. and Min. Rev., 1968, 7, N 12.
- Swan S.B. Characteristics of coastal sands and their depositional environments in Southern Ceylon. - J. Tropical Geogr., 1967, N 24.
- Talapatra A.K. Sulfide mineralization associated with migmatization in the southeastern part of the Singhbhum shear zone, Bihar, India. - Econ. Geol., 1968, 63, N 2.
- Talapatra A.K. Sulfide mineralization in the Singhbhum shear zone. - Econ. Geol., 1969, 64, N 6.
- Talapatra A.K., Tupper W.M. Trace-element characteristics of the sulfide minerals from the southeastern part of the Singhbhum shear zone, Bihar. - Bull. Geol. Soc. India, 1969, 6, N 1.
- Tectonic map of India. Second edition, 1972, scale 1:2000000. Compiled under the direction of M.S. Balasundaram.
- Tewari A.P. A new concept of the paleotectonic set-up of a part of Northern Peninsular India with special reference to the Great Boundary Faults. - Geol. en Mijnbouw, 1968, 47, N 1.
- The mining and treatment of rare earths. - Min. J., 1954, 243, N 6205.
- The Travancore beach deposits. - Min. Mag., 1947, 76, N 2.
- Titanium minerals. 1. The producers reviewed. - Industr. Minerals, 1971, N 43.
- Udaipur zinc smelter commissioned. - Min. J., 1968, 270, N 6916.
- Udas G.R. Economic importance of some carbonatites in India and the relation of Amba Dongar carbonatite Complex plateau basalts. - Bull. Volcan., 1972, 35, N 3.
- Udas G.R., Krishnamurthy P. An account of a rich fluorite deposit at Hingoria, Broach dt., Gujarat state. - Current Sci., 1968, 37, N 3.
- UK's only monazite consumer. - Metal Bull., 1967, N 5194.
- Venkatasubramanian V.S., Gapalan K., Gyer S.S. Pal S., Krishnan R.S. Studies on the Rb-Sr and K-Ar dating of minerals from the Precambrian of India. - Can. J. Earth Sci., 1968, 5, N 3, pt. 2.
- Venkatasubramanian V.D., Iyer S.S., Pal S. Studies on the Rb-Sr geochronology of the Precambrian formations of Mysore state, India. - Amer. J. Sci., 1971, 270, N 1.
- Verma R.K., Mital G.S. Paleomagnetism of a vertical sequence of traps from Mount Girnar, Gujarat, India. - Geophys J., Roy. Astron. Soc., 1972, 29, N 3.
- Viswanathan P. The beach sands industry in South India, a fifty years review. - Sci. and Culture, 1961, 27, N 1.
- Viswanathan S. Niobium (columbium) - tantalum minerals and their occurrence in India. - Metals and Minerals Rev., 1966, 5, N 5.
- Viswanathan S. Procurement and stockpile of vital minerals. - East. Metals Rev., 1966, 19, N 29.
- Viswanathan S. Basaltic komatiite occurrences in the Kolar gold field of India. - Geol. Mag., 1974, 111, N 4.
- Viswanathan T.V. The granulitic rocks of the Indian Precambrian shield. - Mem. Geol. Surv. India, 1969, 100, ch. 3.
- Wadia D.N. India's mineral potentiality for atomic energy. - Sci. and Culture, 1956, 21, N 10.
- Wadia D.N. India's potential in strategic and critical metals. Deficiency in a long list of basis metals. - Commerce, 1957, 94, N 2397.

- Wadia D.N. Occurrences of beryllium and zirconium in India. - В кн: 2-nd International Conference Peaceful Uses Atomic Energy, Geneva, Proc. 2, 1958.
- Wadia D.N. Development of mineral resources in India. - East. Metals Rev., 1960, 13, N 1.
- Wadia D.N. Minerals of India, New Delhi, 1966.
- Wadia D.N., Dar K.K. A review of the activities of the Atomic Minerals Division. - Indian Minerals, 1961, 15, N 3.
- Wadia D.N., Fernando L.J. Ilmenite, monazite and zircon in Ceylon. - Rec. of the Dept. Mineralogy, Ceylon, Profess. Paper, 2, 1944.
- Washington H.S. Deccan traps and the plateau basalts. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1922, 33, N 2.
- Wellman P., Mc Elhinny M. K-Ar age of the Deccan traps, India. - Nature, 1970, 227, N 5258.
- Wensink H. Newer paleomagnetic results of the Deccan traps, India. - Tectonophysics, 1973, 17, N 1/2.
- Wensink H. Klootwijk C.T. Paleomagnetism of the Deccan traps in the Western Ghat near Poona (India). - Tectonophysics, 1971, 11, N 3.
- West J.A. Regional mineral industry review of South Asia. - Minerals Yearbook, Washington, 1967, 4.
- Wilson A.F. Problems of exploration for metals in granulite terrains, with particular reference to Australian localities. - Spec. Publ. Geol. Soc. Australia, 1969, N 2.
- World cadmium output up in second quarter. - East. Metals Rev., 1968, 21, N 44.
- World zircon producers. - Industr. Minerals, 1969, N 16.
- Yellur D.D. Carbonatite complex as related to the structure of Narmada valley. - J. Geol. Soc. India, 1968, 9, N 2.
- Zircon to be processed in new plant. - Industr. Minerals, 1970, N 36 .
- Zirconium. - Mineral facts and problems, W., 1970, (Bull. U.S. Bureau of Mines, N 650).

От редактора	3
ВВЕДЕНИЕ	4
Часть I. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ	5
Глава 1. Докембрийский фундамент Индийской платформы	6
Подхарварский комплекс	7
Дхарварский комплекс	9
Протерозойские комплексы Араваллийско-Делийского складчатого пояса	12
Араваллийский комплекс	12
Делийский комплекс	13
Комплекс Малани	14
Глава 2. Платформенный чехол	17
Докембрийские комплексы платформенного чехла	17
Куддапахский комплекс	15
Виндийский комплекс	16
Фанерозойские комплексы платформенного чехла	17
Гондванская серия (верхний палеозой-мезозой)	17
Мезо-кайнозойские отложения	18
Морские комплексы	18
Деканские базальты (траппы)	19
Глава 3. Тектонические структуры Индийской платформы, их становление и развитие	23
Глава 4. Некоторые гранитоиды Индийской платформы и проблема связи с ними редкометалльных пегматитов	30
Гранитоиды фундамента Индийской платформы	31
Гранитоиды зон тектоно-магматической активизации	33
Часть II. ЭНДОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ	40
Глава 5. Структурное положение основных редкометалльных провинций Индийской платформы	40
Глава 6. Редкометалльные гранитные пегматиты Индии	44
Возраст пегматитовых полей Индии	44
Бихарский пегматитовый пояс	45
Орисский пегматитовый пояс	52
Раджастханский пегматитовый пояс	55
Пегматитовый пояс Неллuru	60
Майсурский пегматитовый район	62
Южно-Индийско-Шриланкский пегматитовый район	65
Глава 7. Карбонатиты Индийской платформы	68
Карбонатитовые провинции Индийской платформы и их тектоническое положение	68
Палеогеновый комплекс щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов провинции Нармада-Сон	70

	Предвендский комплекс щелочных пород и карбонатитов провинции Тамилнад	75
	Верхнепротерозойский комплекс щелочных пород и карбонатитов провинции Раджастхан	82
	Геологические и геохимические особенности карбонатитов Индии . .	84
Глава 8.	Медные (с селеном и теллуром), золото-теллурические, титано-магнетитовые (с ванадием) и полиметаллические (с кадмием) месторождения	85
	Рудный район Колар	86
	Ванадиеносные титано-магнетитовые месторождения районов Сингхбхум и Маюрбхандж	93
	Медный пояс Сингхбхум	94
	Медный пояс Кхетри	100
	Рудный район Завар	104
Часть III.	ЭКЗОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ	107
Глава 9.	Редкометалльные россыпи	-
	Россыпные месторождения Индии	-
	Россыпные месторождения Республики Шри Ланка	115
Глава 10.	Редкие элементы в породах выветривания и осадочных месторождениях . .	117
Часть IV.	ЭКОНОМИЧЕСКИЕ СВЕДЕНИЯ О РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ РЕСУРСАХ ИНДИИ И РЕСПУБЛИКИ ШРИ ЛАНКА	119
Глава 11.	Ресурсы и добыча монацита и циркона из прибрежно-морских россыпей Индии и Республики Шри Ланка	-
Глава 12.	Промышленное значение легматитовых месторождений	126
Глава 13.	Рассеянные элементы	130
Литература.	135

**ГЕОЛОГИЯ И ЭКОНОМИКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ
ГОСУДАРСТВ ИНДИЯ И ШРИ ЛАНКА**

Утверждено к печати Институтом минералогии, геохимии
и кристаллохимии редких элементов

Редактор издательства Ю.Г. Гордягина. Обложка художника Л.А. Грибова
Художественный редактор С.А. Литвак. Технические редакторы
В.И. Дьяконова, Е.К. Полукарова.

Подписано к печати 21/IV - 75г. Т - 02173. Усл.печ.л. 13,3+вкл. 0,35
Уч.-изд.л. 14,2. Формат 70x108 1/16. Бумага офсетная № 1. Тираж 800 экз.
Тип. зак. 79 Цена 1 р. 42к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука", 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1 р. 42 к.

1706