



**АКАДЕМИЯ НАУК СССР
УРАЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ**

Н. П. МАЛАХОВА

ФАУНА

**В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ
ПОРОДАХ
УРАЛА**

**СВЕРДЛОВСК
1967**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
УРАЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

5624552.4

Н. П. МАЛАХОВА

Ф А У Н А
В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ
УРАЛА

380

СВЕРДЛОВСК
1967

*Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Уральского филиала АН СССР*

Ответственный редактор *Л. Н. Овчинников*

*РИСО УФАН СССР
Свердловск, К-49
ул. Первомайская, 91*

Редактор изд-ва *Г. Е. Никитюк*

Техн. ред. *Н. В. Семенова*

Корректор *М. И. Зубринская*

РИСО УФАН СССР № 49/2(15)

НС 18518

Подписано в печать 10/X 1967 г. Формат 70×108 1/16

Объем 9 печ. л.

Уч.-изд. л. 9,9. Тираж 1400. Бумага мелованная типографская. Цена 1 р. 04 к. Заказ 880

Типография изд-ва «Уральский рабочий»,
г. Свердловск, проспект Ленина, 49



Метаморфические комплексы включают огромные массы осадочных пород и занимают значительные пространства. Однако они выпадают из палеонтологически документированной геологической летописи в силу ошибочной убежденности некоторых исследователей в том, что органические остатки в этих породах не сохраняются из-за тех значительных перестроек вещества, которым они подвергаются в процессе метаморфизма.

Наше время характеризуется проникновением одних наук в другие. На их стыке возникло и возникает много новых научных направлений. Применение тонких и новейших методов исследований расширяет перспективы и глубину научного познания. Открываются новые факты, устанавливаются новые причинные связи явлений. Новые данные заставляют нас критически переоценивать некоторые существующие представления, которые были установлены давно, на устаревших и малочисленных фактах (наблюдениях), но прочно вошли в наше сознание и практику.

Привлечение микропалеонтологии к изучению вулканогенно-осадочных и регионально-метаморфических пород зеленокаменного комплекса Урала показало возможность обнаружения в них органических остатков, поиски которых до сего времени не производились.

Органические остатки в метаморфических породах встречаются нередко и часто имеют хорошую сохранность, позволяющую определять их до рода и даже до вида. В зарубежной и отечественной литературе таких находок описано немало. Органические остатки встречаются также в некоторых осадочных породах магматического облика, которые возникают путем преобразования ранее твердых осадочных пород в результате процессов метасоматоза и гранитизации. В частности, в последнее время показана возможность преобразования осадочных образований в породы, по виду сходные с порфиритами, за которые их часто принимают.

Автор поставил себе задачу — привлечь внимание геологов, петрографов и особенно палеонтологов к проблеме поисков фауны и растительных остатков в метаморфических породах и показать имеющийся фактический материал, широко используя зарубежную и отечественную литературу, а также результаты личных исследований по изучению фораминифер из метаморфических пород зеленокаменного комплекса восточного склона Урала. Часть этих пород представлена глубоко измененными осадочными образованиями, которые геологи иногда относят к магматическим. Обширный опубликованный материал по этому вопросу показывает, что поиски органических остатков в глубоко измененных породах волнуют исследователей многих стран мира. Это актуальная проблема сегодняшнего дня. Необходимо приступить к целенаправленным поискам органических остатков во всех типах метаморфических пород. Палеонтологическое изучение осадочных и метаморфических пород вообще имеет более общее научное значение, так как сможет помочь решению некоторых вопросов вторичного породообразования.

В работе кратко, по новейшим данным, изложены сведения об основных вопросах петрологии, без ознакомления с которыми нельзя обойтись палеонтологу, а также общие сведения о строении ископаемых органических остатков в метаморфических породах, без которых нельзя обойтись петрографу.

Автор считает необходимым привести литературные данные об условиях захоронения организмов во время извержений, так как в представлениях о том, где и как нужно искать фауну в областях развития вулканогенных образований, имеется неясность.

Часть фактического материала о замещении органических остатков, главным образом фораминифер, различными минералами и о находках фауны в породах магматического облика сведена в таблицы.

При изучении фактического материала большую помощь в определении пород и минералов оказали сотрудники Института геологии и геохимии УФАИ СССР Л. И. Щинникова, Л. Б. Егорова, А. В. Говорова, кандидаты наук П. Я. Ярош, В. М. Нечеухин, сотрудник Свердловского горного института кандидат наук А. С. Варлаков. Некоторые шлифы были любезно просмотрены сотрудниками ИГЕМ АН СССР: членом-корреспондентом Г. Д. Афанасьевым, кандидатами наук Н. П. Лупановой, В. В. Плошко, а также профессором МГУ Е. А. Кузнецовым. Небольшая коллекция органических остатков из эффузивоподобных образований зеленокаменного комплекса просмотрена сотрудниками Института геологии АН СССР: доктором наук И. В. Хворовой и кандидатом наук Е. А. Рейтлингер.

Интересные коллекции образцов и шлифов из пород различной степени метаморфизма автор получил от Б. И. Беркович (Учалинский район), М. М. Бежаева (Каменск-Уральский район), Г. И. Вялухина, В. В. Зуб и В. А. Прокина (Баймакский район), М. Ф. Новикова (Гайский район), Т. В. Прониной (Варненский район), А. П. Переляева (Амурский район), П. Я. Яроша (Полевской и Дегтярский районы), от профессора А. Е. Малахова (Средний Урал), И. А. Малахова (Южный Урал), З. И. Ситниковой (Зауралье) и Б. И. Чувашова (Бисертский район).

Автор искренне благодарен профессору В. П. Трифонову (Свердловский горный институт), кандидатам геолого-минералогических наук Г. А. Кейльману (Уральское территориальное геологическое управление), Н. В. Свяжину и Г. Ф. Червяковскому (Институт геологии и геохимии УФАИ СССР) и всем товарищам, оказавшим помощь советами, критическими замечаниями и коллекционным материалом.

ОРГАНИЧЕСКИЕ ОСТАТКИ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

Все то, что ты видишь, будет всемогущей природой изменено, и из каждого вещества будет создано новое, а из нового снова новое так, чтобы мир оставался всегда юным

Марк Аврелий

ОБЗОР ЛИТЕРАТУРНЫХ ДАННЫХ

Находки фауны в метаморфических породах не являются редкостью. В зарубежной литературе приводятся изображения и описания фауны, обнаруженной в метаморфических породах разного возраста во многих странах, на всех континентах мира. Более того, в самих тектонических ядрах геосинклинальных областей фауна иногда имеет лучшую сохранность, чем в краевых зонах, менее затронутых метаморфизмом. В некоторых регионах обнаруживается фауна исключительно хорошей сохранности — сохраняются форма раковин и мелкие детали скульптурных украшений, без каких бы то ни было следов растяжений, разрывов и течения вещества породы.

В отечественной литературе также имеются указания на находки фауны в метаморфических породах, хотя и разрозненные, но тем не менее заслуживающие большого внимания.

Из зарубежных работ особенно интересна статья Бухера (Bucher, 1953), которая по существу является сводкой всех известных на 1953 год местонахождений фауны, обнаруженной в метаморфических породах. Бухер приводит изображения и описания условий нахождения и степени сохранности раковин и скелетов, открытых различными исследователями в породах, обладающих высокой степенью метаморфизма. Ниже приводится краткое описание некоторых находок.

В Вермонте (США) в кварц-биотит-мусковитовых сланцах с кристаллами ортоклаза, олигоклаза, циркона и силлиманита, указывающих на высокую степень метаморфизма, обнаружен отпечаток *Spirifer murchisoni* (см. приложение, табл. I, фиг. 7). Раковина сохранила форму, ребра, следы прикрепления игл, линии роста и другие мелкие детали скульптуры. Бухер (Bucher, 1953) обращает внимание на то, что отпечаток *Spirifer murchisoni*, находящийся в крупнослюдястой породе, не имеет никаких следов трения или скольжения чешуек слюды друг о друга, т. е. эти факторы не являются главными в развитии сланцеватости, как принято думать. В таких же слюдястых сланцах девона обнаружены стебли и чашечки морских лилий. В филлитах, состоящих из тонкозернистого кварца, серицита, хлорита и мелких рассеянных пластинок ильменита, встречены остатки коралла.

В Северных Аппалачах (США, район Нового Гемпшайра) в слоях мрамора, залегающих к кварц-хлорит-серицитовых сланцах, обнаружены силурийские кораллы, а во вмещающих их сланцах, принадлежащих по классификации Грубенманна — Ниггли к катазоне, найдено два отпечатка раковин *Spirifer*. Один из отпечатков обнаружен (Bucher, 1953; табл. I, фиг. 6) в метаморфизованной конкреции доломита, залегающей в слюдясто-силлиманитовых

сланцах. Интересно отметить, что центральная часть конкреции отличается по минеральному составу от внешней зоны раковины и от вмещающей ее породы. В центральной части конкреции содержатся (в %): кварц 55, клиноцоизит 25, диопсид 12, актинолит 5, титанит 3. Внешняя зона раковины состоит (в %): из роговой обманки 34, граната 12, кварца 31, клиноцоизита 15, битовнита 6, во вмещающих сланцах из кварца 60, биотита 22, андезина 10, граната (альмандин) 8. Другой отпечаток *Spirifer* (табл. I, фиг. 5) обнаружен в гнейсовидных породах, состоящих (в %) из кварца 65, андезин-лабрадора 12, граната 8 и биотита 13 (Bucher, 1953).

В штате Невада (США) в триасовых слоистых волластонит-гранатовых породах, обладающих высокой степенью метаморфизма, обнаружены отпечатки раковины *Halodia* с прекрасно сохранившейся скульптурой (табл. II, фиг. 9). В Швейцарских Альпах в юрских тонкозернистых цоизит-биотитовых сланцах найдены отпечатки аммонита *Arietites* (табл. I, фиг. 1). В тех же местах в цоизит-гранатовых слюдяных сланцах А. Гейм (Heim, 1891) обнаружил раковины *Cardinia* (табл. I, фиг. 3), а в прослоях мергелей и слюдяных сланцеватых известняках остатки *Gryphaea* (табл. I, фиг. 2) и *Pentacrinus tuberculatus* (табл. I, фиг. 4).

В Вогезах (Франция) в карбонатных породах, после метаморфизации состоящих из пироксена, эпидота, граната и зерен галенита, обнаружены прекрасно сохранившиеся остатки коралла *Favosites*. Полости, оставшиеся после исчезновения кальцита, заполнены игольчатыми кристаллами черного амфибола, кварца, вместе с зеленым гранатом и аксинитом. Местами среди этих минералов наблюдаются остатки первичного кальцита. В Вогезах же (близ Ротау) в метаморфизованных тонкозернистых известняках, основная масса которых состоит из полевого шпата, кальцита, мелких волокон амфибола, обнаружены округлые и овальные тела с хорошо видимой сетчатой текстурой, характерной для скелетов иглокожих. В Центральных Аппалачах (США) в биотитовых сланцах найдены раковины оболелл и трилобитов, которые позволили точно определить их ордовикский возраст. В Италии всемирно известные каррарские мраморы содержат лилии и гастроподы.

Нет смысла приводить все известные и опубликованные примеры находок фауны хорошей сохранности в метаморфических породах. Важно подчеркнуть, что у всех исследователей вызывают удивление многочисленные факты, когда перекристаллизация пород не затрагивает раковины и скелеты организмов и они сохраняют форму и мельчайшие детали скульптуры. Самое главное — при этом не наблюдается никаких следов разрывов, смещений, течения вещества, перемещений зернистых компонентов породы, т. е. тех главных признаков, которые якобы являются следствием больших давлений и высоких температур, возникающих при механических перемещениях огромных масс пород во время образования складок. По этому поводу еще в 1890 г. писал Бонни: «Трудно понять, как белемнит мог сохранить свою форму в то время, как внутри породы произошли молекулярные изменения большой силы» (Bonney, 1890, стр. 213—214).

Органические остатки в метаморфических породах зеленокаменного комплекса восточного склона Урала обнаружены во многих районах. Первая находка принадлежит Р. Мурчисону (Мурчисон и др., 1848). В Миасском районе между Ильменами и Урал-Тау в сахаровидных известняках, лежащих в кварц-хлоритовых сланцах, были обнаружены криноидеи. По словам Р. Мурчисона, породы, в которых обнаружена фауна, обладают такой же высокой степенью метаморфизма, как и те, которые он наблюдал вместе с А. Седжвиком в Австрийских Альпах.

В Полевском районе в кварцитовых сланцах описаны остатки скелетов радиолярий (Кузнецов, 1947). В Уфалейском районе в кварц-мусковитовых сланцах обнаружена спора. Она полностью сохранила свою форму и такие

детали, как поры и щель разверзания. В Миасском районе в тальково-хлоритовых сланцах найдены отпечатки брахиопод *Leptaena* (?) sp. ind., *Schellwienia* sp. ind., *Lingula* sp. ind., *Camarthoechia* sp. ind., *Stromatopidae* (?) (Постоев, Безруков, 1961). В Баймакском районе в линзе оруденелых карбонатных пород найдены кораллы *Columnaria vulgaris* Soshk., *Favosites* (*Pachypora*) *cervicornis* Blainv., *Stromatopora*, *Amphipora* (Щеглова-Бородина, 1956). Позднее в этих же породах было обнаружено (Иванов и др., 1960) ядро пелециподы *Modiomorpha* cf. *mytiloides* Hall., характерной для слоев Hamilton group, соответствующих живетскому ярусу среднего девона.

В орских яшмах встречен *Orthoceras* (Малахов, Неделеяев, 1940). На Северном и Среднем Урале в крупнозернистой магнетитовой руде были обнаружены коралл *Favosites* (Овчинников, 1955) и гастропода (Штейнберг, 1957).

В геологическом музее Свердловского горного института хранится уникальный штупф корундовой породы, весом более 30 кг, в которой содержатся остатки коралла.

В Сибири, Забайкалье в сильно измененных осадочных породах известны находки триасовых пелеципод хорошей сохранности (Кипарисова, 1932). Приведенные далеко не полные факты о находках фауны и растительных остатков в породах различных типов метаморфизма позволяют сделать некоторые выводы.

1. Вопреки существующим представлениям о том, что в процессе образования метаморфических пород повышение температуры и давления с глубиной и механические перемещения масс пород при складкообразовании, разрывных нарушениях, а также прогрев пород вблизи магматических очагов обуславливают полную перестройку структуры первичных пород, в результате которой органические остатки могут быть полностью уничтожены, многочисленные факты указывают на большую перспективность поисков органических остатков в метаморфических породах.

2. Органические остатки встречаются в породах с высокой степенью метаморфизма, однако они нередко имеют хорошую сохранность и не несут следов механических деформаций.

Сравнительно небольшое количество находок фауны и растительных остатков имеет случайный характер и объясняется тем, что поиски их до сего времени не производились планомерно и систематически. При постановке соответствующих научно-исследовательских тем и планомерных поисков фауны и растительных остатков в метаморфических породах количество находок несомненно резко возрастет. Нет сомнений и в том, что новые находки фауны в метаморфических породах принесут нам интересные и важные открытия.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ РАКОВИН И СКЕЛЕТОВ ОРГАНИЧЕСКИХ ОСТАТКОВ, ВСТРЕЧАЕМЫХ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

Органические остатки в метаморфических породах обладают некоторыми особенностями, которые отличают их от органических остатков в неизмененных осадочных породах. Главной особенностью является иной минеральный состав их раковин и скелетов, а также иная, кристаллическая «среда».

Как известно, раковины и скелеты ископаемых организмов состоят главным образом из углекислого кальция. При процессах метаморфизма горных пород кальцитовые раковины метаморфизуются вместе с ними и замещаются различными минералами или их агрегатами.

Ниже приводятся данные о замещении различными минералами органических остатков, встречаемых в метаморфических и осадочных породах. Эти

данные имеют существенное значение для понимания процессов преобразования органических остатков, что будет содействовать успеху в их поисках.

В таблицах, составленных по зарубежным и отечественным литературным источникам (табл. 1, 2, 3), показаны факты и примеры замещения различных групп фаун разнообразными минералами, обнаруженными как в неизмененных (или слабо измененных) породах, так и в породах, обладающих высокой степенью метаморфизма. Из таблиц видно, что раковины, скелеты и растительные остатки замещаются почти всеми известными основными порообразующими минералами. Особое внимание вызывает замещение высокотемпературными магматическими и постмагматическими (гидротермальными) минералами.

Описание очень важных фактов, указывающих на то, что большинство минералов, относимых к магматическим, образуется в условиях, совершенно исключающих влияние на их образование магматических явлений, сведено в статье Л. В. Пустовалова (1956а).

Эти новые данные позволяют иначе рассматривать процессы и условия образования минералов, а стало быть и пород, в которых они возникают. Например, шпине́ль по существующим представлениям принадлежит к числу типичных высокотемпературных минералов, особенно характерна для контактово-метаморфических пород, реже указывается в пегматитах, в магматических и глубинных сильно метаморфизованных породах. Образование шпинели в обычных поверхностных условиях при нормальных температуре и давлении считалось невозможным. Однако шпинель обнаружена в древней коре выветривания змеевиков (р. Малка, Северный Кавказ), где она приурочена к неправильным ветвящимся полостям — остаткам корневой системы древних растений. Бруки́т, аната́з и рути́л относятся к разряду широко распространенных минералов, образовавшихся на больших глубинах при высоких температурах, и являются показателями высокой степени метаморфизма пород. Однако они часто встречаются в неметаморфизованных осадочных песчано-глинистых отложениях вместе с каолинитом и растительными остатками, иногда образуют жезды. Брукит и анатаз возникают в осадочных породах в результате разложения растительных остатков, в которых титан концентрируется еще при жизни растений в их тканях биохимическим путем, а позднее образует кристаллы. Известны находки кристаллов рутила внутри раковины фораминиферы *Bathysiphon argenteus* (Dick, 1928).

Особенное внимание Л. В. Пустовалов (1956, а, б) уделяет фельдшпатизации, т. е. процессам образования полевых шпатов в осадочных породах. В настоящее время много вполне достоверных фактов, опубликованных как в отечественной, так и зарубежной литературе, указывает на то, что полевые шпаты и некоторые другие силикатные минералы присущи не только магматическим образованиям и могут возникать в осадочных породах при обычных условиях температуры и давления, без воздействия каких-либо внешних факторов. Они появляются в результате медленных химических реакций в осадочных породах, которые приводят к образованию разнообразных минералов и метаморфических пород.

К основным признакам, указывающим на вторичное образование полевых шпатов в осадочных породах, относятся: 1) идиоморфные ограничения кристаллов; 2) заполнение полевым шпатом поровых пространств между зернами, других минералов; 3) наличие в кристаллах полевых шпатов битумов, углестого и глинистого веществ, аналогичных тому, которое встречается в окружающей породе; 4) находки кристаллов полевых шпатов в полостях раковин аммонитов и в других органических остатках; 5) заполнение полевыми шпатами пустот в породах; 6) находки скелетов радиолярий в кристаллах полевых шпатов; 7) замещение полевым шпатом раковин фораминифер, брахиопод и водорослей; 8) наблюдающиеся в кристаллах полевых шпатов реликты слоистого строения вмещающих их осадочных пород.

Замещение ископаемых организмов минералами (Ladd, 1957)

№ п.п.	Минерал	Органические остатки	Возраст и тип осадков	Местонахождение	Источник
1	Самородные Серебро	Моллюски	Не указаны	Колорадо, США	J. E. Spurr, 1898
2	Сера	Моллюски	Третичный; не указан	Испания, Арагон	R. J. Blum, 1879
3	Сульфиды Борнит	Растения	Карбон; песчаники и сланцы	Нью-Мексико, США	A. F. Rogers, 1916
4	Халькантит	Растения	Пермь (?); красноцветы	Оклахома, США	W. A. Tarr, 1910
5	Халькопирит	Рыбы	Пермь; черные сланцы	Тюрингия, Мансфельд	Не опубликовано
6	Киноварь	Растения	Не указаны	Бавария	R. J. Blum, 1847
7	Ковеллин	Растения	Карбон; песчаники и сланцы	Нью-Мексико, США	A. F. Rogers, 1916
8	Свинец	Фораминифера	Пермь; горизонт меди- стых сланцев, зерни- стые карбонатные слои	Силезия	P. Ramdohr, 1950
9	Марказит	Кораллы, брахиоподы, моллюски и др.	Девон; сланцы	Нью-Йорк, США	D. W. Fischer, 1951
10	Пирит	Моллюски	Девон; сланцы	Виргиния, США	Не опубликовано
11	Сфалерит	Моллюски	Не указан; сланцы	Германия	R. J. Blum, 1847
12	Карбонаты Азурит	Растения	Пермь (?); красноцветы	Оклахома, США	W. A. Tarr, 1910
13	Кальцит	Моллюски	Миоцен; туфогенные из- вестняки	Фиджи	Не опубликовано
14	Церуссит	Криноиден	Не указан; известняки	Польша	R. J. Blum, 1847
15	Доломит	Растения	Плиоцен-плейстоцен (?); валун	Калифорния, США	S. F. Adams, 1920
16	Малахит	Растения	Не указаны	Нью-Мексико, США	Не опубликовано
17	Оникс	Арахниды	Позднетретичный (?); не указан	Аризона, США	Не опубликовано
18	Сидерит	Растения	Третичный; бурые угли	Богемия	R. J. Blum, 1847
19	Смитсонит	Моллюски	Не указаны	Не указано	A. W. Grabau, 1924
20	Хлориды Галит	Брахиоподы	Девон; не указан	Моятана, США	Не опубликовано

Таблица 1 (продолжение)

№ п. п.	Минерал	Органические остатки	Возраст и тип осадков	Местонахождение	Источник
21	Фториды Флюорит	Криноидеи	Верхний палеозой; известняки	Англия	R. J. Blum, 1847
22	Молибдаты Вульфенит	Моллюски	Не указаны	Не указано	A. W. Grabau, 1924
23	Окислы Агат	Стволы дерева	Не указан; песчаник	Аризона, США	G. F. Kunz, 1886
24	Аметист	Растения	Не указаны	Не указано	St. John, 1927
25	Сердолик	Иглокожие	Не указаны	Не опубликовано	Не опубликовано
26	Касситерит	Криноидеи и раковины	Не указаны	Австралия	F. S. Colliver, 1942
27	Халцедон	Рыбы	Мел; сланцы	Южная Дакота, США	Не опубликовано
28	Гематит	Криноидеи и др.	Ордовик; мрамор	Теннесси, США	Не опубликовано
29	Яшма	Растения	Не указан; песчаники	Аризона, США	G. F. Kunz, 1886
30	Лимонит	Моллюски	Плиоцен; глинистый железняк	Миссури, США	Не опубликовано
31	Магнетит	Иглокожие	Юра; сланцеватые известняки	Швейцарские Альпы	W. H. Bucher, 1953
32	Мелоконит	Растения	Карбон; песчаники и сланцы	Нью-Мексико, США	A. F. Rogers, 1916
33	Опал	Моллюски	Мел; вулканический пепел	Южная Австралия	Не опубликовано
34	Кварц	Кораллы	Силур; известняки	Айова, США	Не опубликовано
35	Уранинит	Кости динозавра	Юра; не указан	Нью-Мексико, США	Не опубликовано
36	Фосфаты Диадохит	Брахиоподы	Девон; сланцы	Теннесси, США	Не опубликовано
37	Франколит	Фораминиферы	Миоцен; фосфоритовые конкреции	Морское дно у Южной Калифорнии, США	R. S. Dietz и др., 1942
38	Карбонат — флюорит — апатит	Кости слона	Плиоцен; крупнозернистый песчаник	Калифорния, США	Не опубликовано
39	Вивиацит	Кости рыб	Девон; известняки	Нью-Йорк, США	Не опубликовано
40	Силикаты Амфибол	Моллюски	Пенсильванская система; известняки	Нью-Мексико, США	Не опубликовано
41	Анальцим	Насекомые	Миоцен; известковые конкреции в сланцах	Калифорния, США	Switzen and Boucot (в печати)

№ п. п.	Минерал	Органические остатки	Возраст и тип осадков	Местонахождение	Источник
42	Бейделлит	Моллюски	Эоцен; песчаники	Миссисипи, США	C. S. Ross and L. W. Stephenson, 1939
43	Бентонит	Иглокожие	Олигоцен; бентониты	Миссисипи, США	Не опубликовано
44	Хлорит	Брахиоподы	Девон; песчаники		Не опубликовано
45	Полевой шпат	Не указаны	Миссисипские известняки	Юта, США	B. Stringham, 1936
46	Гранат	Моллюски	Триас; гранатовые породы	Невада, США	Не опубликовано
47	Пирофиллит	Граптолиты	Не указан; глинистые сланцы	Германия	R. J. Blum, 1879
48	Сепиолит	Моллюски	Третичный; не указан	Испания, близ Мадрида	A. W. Grabau, 1924
49	Тальк	Листья растений	Юра; аспидный сланец	Франция	R. J. Blum, 1847
50	Волластонит	Брахиоподы	Силур; известняки	Норвегия	V. M. Goldschmidt, 1911
51	Цонзит	Иглокожие	Юра; сланцеватые известняки	Швейцарские Альпы	W. H. Bucher, 1953
	Сульфаты				
52	Барит	Моллюски	Юра; известняки	Англия, Йоркшир	R. J. Blum, 1847
53	Целестин	Моллюски	Эоценовые отложения	Египет, Фаюм	Не опубликовано
54	Гипс	Брахиоподы	Миссисипские гипсоносные отложения	Монтана, США	Не опубликовано
55	Ванадаты				
	Карнотит	Растения	Юра; не указан	Колорадо, США	Не опубликовано

Замещение ископаемых органических остатков минералами

№ п. п.	Минерал	Органические остатки	Возраст и характер вмещающей породы	Местонахождение	Источник
1	Самородные Медь	Кости животных, растительные остатки	Плиоцен; песчаники, конгломераты	Перу, Боливия	В. И. Вернадский, 1927
2	Халькозин	Растительные остатки (древесина), остатки животных организмов	Не указаны	Не указано	А. Г. Бетехтин, 1950
3	Халькопирит	Древесина растений, скелеты и раковины животных организмов	Не указаны	Не указано	А. Г. Бетехтин, 1950
4	Сульфиды Пирит	Кораллы	Средний девон; колчеданная руда, зеленокаменная толща, улу-тауская свита	Южный Урал, Сибай	О. Н. Щеглова-Бородина, 1956
5	»	Пелециподы	Средний девон; колчеданная руда, зеленокаменная толща, улу-тауская свита	Южный Урал, Сибай	А. Н. Ходалевич (Иванов и др., 1960)
6	»	Тентакулит (?)	Девон; колчеданная руда	Средний Урал, Красногвардейское месторождение	С. Н. Иванов, 1959
7	»	Растительные остатки (древесина)	Не указаны	Не указано	А. Г. Бетехтин, 1950
8	Марказит	Остатки растений и животных	Не указаны	Не указано	А. Г. Бетехтин, 1950
9	Окислы Гематит	Гастропода	Нижний палеозой; магнетитовая руда	Средний Урал, Кушвинский район, Осокино-Александровское месторождение, зеленокаменная толща	А. А. Малахов, 1957 Д. С. Штейнберг, 1957
10	Магнетит	Растительные остатки	Юра; хромоникелевая руда	Северный Кавказ, река Малка	С. И. Талдыкин, 1947
11	»	Растительные остатки	Юра; бобово-сидеритовая руда	Южный Урал, Халилово	Б. П. Кротов, 1940

Таблица 2 (продолжение)

№ п. п.	Минерал	Органические остатки	Возраст и характер вмещающей породы	Местонахождение	Источник
12	Магнетит	Коралл <i>Favosites</i>	Верхний силур; магнетитовая руда, зеленокаменная толща	Северный Урал, III Северный рудник	Л. Н. Овчинников, 1955
13	Шпинель	Корни растений — ветвящиеся цилиндрические пустоты	Не установлен; кора выветривания, нонтроитовый слой, зеленокаменная толща	Северный Кавказ, река Малка	Д. П. Сердюченко, В. А. Молева, 1949
14	Кварц	Аммонит	Юра; альбитофир	Северный Кавказ	Д. В. Пермяков, устное сообщение
15	»	?	Палеозой; гранит	Северный Кавказ	Г. Д. Афанасьев, устное сообщение
16	»	Гастроподы и раковины других организмов	Средний девон; яшмы, зеленокаменная толща	Южный Урал, пос. Уразово, урочище Талышман	Н. П. Херасков, 1951
17	»	Брахиопода <i>Strophalosia gigas</i> Netsch.	Верхняя пермь, казанский ярус; известняк	Река Вятка возле устья реки Пижмы, д. Городище	П. И. Кротов, 1878
18	»	Фораминиферы <i>Cornuspira</i> , <i>Nodosaria</i>	Верхняя пермь, казанский ярус; известняк	Река Вятка возле устья реки Пижмы, д. Городище	В. Чердынцев, 1914
19	»	Фораминифера <i>Eostafella mosquensis</i> Viss.	Пермь, «зилаирская свита»; обломочная порода известнякового состава	Южный Урал, р. Большой Ик	Н. П. Малахова, 1964
20	»	Фораминифера	Пермь; метаморфизованные полимиктовые песчаники, зеленокаменная толща, баймак-буребаевская свита	Южный Урал; Гайское колчеданное месторождение	Н. П. Малахова, 1963
21	»	»	Пермь; метаморфизованные обломочные породы, зеленокаменная толща, баймак-буребаевская свита	Южный Урал, Гайское колчеданное месторождение	Н. П. Малахова, 1963

№ п. п.	Минерал	Органические остатки	Возраст и характер вмещающей породы	Местонахождение	Источник
22	Кварц	Спора	Верхний силур — нижний девон; зеленокаменная толща, кварц-мусковитовые сланцы	Средний Урал, Полевской район	Е. А. Кузнецов, 1947
23	»	Радиолярия	Девон; радиоляриты	Эльзас, Лотарингия	J. Lapparent, 1924
24	»	Стволы деревьев	Не указаны	Не указано	А. Г. Бетехтин, 1950
25	α - кристобалит Кислородные соли Карбонаты	Радиолярия	Юра; радиоляриты	Горы Баконь, Венгрия	Д. Бардоши и др., 1965
26	Сидерит	Водоросль <i>Collenia</i>	Докембрий?; сидеритовая руда	Бакал, Южный Урал, западный склон	Музей Свердловского горного института
27	Родохрозит	Радиолярии	Не указаны	Не указано	А. В. Хабаков, 1937
28	Магнезит	Разнообразные органические остатки	Доломитизированные известняки	Не указано	А. Г. Бетехтин, 1950
29	Малахит	Стволы деревьев	Пермские песчаники	Красноуфимск, Урал	Г. Н. Фредерикс, 1927
30	Фосфаты Апатит	Радиолярии	Верхняя юра — нижний мел; фосфориты	Верховья рек Вятки и Камы	А. В. Хабаков, 1937
31	»	Кости животных	Не указаны	Не указано	А. Г. Бетехтин, 1950
32	Бирюза	Кости, зубы животных	Палеозой; различные породы, содержащие полевые шпаты и апатит	Фергана, р. Исфара	А. Г. Бетехтин, 1950
33	Фосфорит	Раковины фузулинид	Нижняя пермь; ассельский ярус; обломочные известняковые породы	Южный Урал, р. Домбар	И. В. Хворова, 1961
34	»	Древесина, фораминиферы, губки, ядра аммонитов и др.	Морские образования различного возраста	Южный Урал, Русская платформа	И. В. Хворова, 1961 Е. К. Лазаренко, 1963
35	Силикаты Анальцит	Остракода	Верхняя пермь; не установлено	Оренбургская и Актобинская области	А. М. Болдырева, 1953
36	Хлорит	Радиолярия	Плиоцен; радиоляриты	Карпатские Татры	Z. Sujkowski, 1932
37	»	Радиолярия	Девон; радиоляриты	Эльзас, Лотарингия	J. Lapparent, 1924

Таблица 2 (окончание)

№ п. п.	Минерал	Органические остатки	Возраст и характер вмещающей породы	Местонахождение	Источник
38	Хлорит, тремолит, тальк	Брахиоподы <i>Schellwienella, Lingula, Camarothoechia</i>	Карбон; тальк-хлоритовые сланцы, зеленокаменная толща	Челябинская область, Миасский район	К. И. Постоев, Г. Н. Безруков, 1961
39	Хлорит	Фораминифера <i>Nanicella</i>	Пермь; известняковый песчаник, зеленокаменная толща	Южный Урал, гора Осочка	Материалы автора статьи
40	Эпидот	Фораминифера	Пермь; метаморфизованный известняк, прокладка шаровых лав, зеленокаменная толща	Средний Урал, Полевской район, гора Азов	Н. П. Малахова, П. Я. Ярош, 1962
41	Альбит	Радиолярия	Девон; радиолярит	Эльзас, Лотарингия	J. Lapparent, 1924
42	»	»	Эоцен; известняк	Италия, Павия	A. Issel, 1890
43	Полевой шпат	Водоросль <i>Lithotamnium</i>	Мел; туфогеновые песчаники	Северный Кавказ	В. П. Батулин, 1928
44	Полевой шпат	Радиолярия	Не установлены	Не установлено	Е. А. Кузнецов, устное сообщение.
45	Полевой шпат	Фораминифера	Пермь; баймак-буребаевская свита; зеленокаменная толща	Южный Урал, Гайское колчеданное месторождение	Н. П. Малахова, 1963
46	Гранат	Радиолярия	Верхний силур — нижний девон; зеленокаменная толща	Средний Урал, Полевской район	Е. А. Кузнецов, 1947
47	Кордиерит	Фораминифера <i>Eovolulina</i>	Верхний девон; сланцы	Северный Кавказ	Н. П. Лупова, устное сообщение (ИГЕМ)
48	Глаукоцит	Радиолярия	Верхняя юра — нижний мел; фосфориты	Верховья рек Вятки и Камы	А. В. Хабаков, 1937

Замещение органических остатков агрегатом минералов

№ п. п.	Минерал	Органические остатки	Возраст и характер вмещающей породы	Местонахождение	Источник
1	Цоизит, биотит, гранат	Аммонит <i>Arietites</i> sp.	Юра; тонкозернистые цоизит - биотитовые сланцы	Швейцарские Альпы Bunder Schifer	W. Sa lomon, 1911
2	Цоизит, гранат	Пелеципода <i>Cardinia</i>	Юра; цоизит-гранат-слюдистые сланцы	Швейцарские Альпы Bunder Schifer	A. Heim., 1891
3	Кварц, плагиоклаз, гранат, биотит	Брахиопода <i>Spirifer</i> (?)	Силур — нижний девон; кварц - плагиоклаз-гранат-биотит о в ы е гнейсы	США, Новый Гемпшир	M. Billings, A. Cleaves, 1935
4	Кварц, клиноцоизит, диопсид, актинолит, титанит	Брахиопода <i>Spirifer</i>	Силур — нижний девон; кварц - андезит - гранатовые сланцы	США, Новый Гемпшир	M. Billings, A. Cleaves, 1935
5	Кварц, мусковит, ортоклаз, олигоклаз, циркон, силлиманит	Брахиопода <i>Spirifer Murchisoni</i>	Девон; кварц - мусковит - биотитовые сланцы	США, Вермонт	Ch. G. Doll, 1943
6	Кварц, серицит, хлорит, ильменит, турмалин, рутил	Трилобиты <i>Calymene</i>	Ордовик; тонкозернистые кварц - серицитовые сланцы (хлорит, турмалин, рутил, хиастолит)	Франция, Бретань	A. Lacroix, 1893
7	Гранат (средний между гроссуляром и андрадитом)	Брахиопода <i>Hallobia</i>	Триас; гранатовая порода	США, Невада	A. Knopf, 1918
8	Известковые силикаты — диопсид, эпидот	Фораминиферы	Девон; кварц, полевой шпат, кальцит, амфибол	Франция, Эльзас, Вогёзы	E. Jeremine, 1933
9	Диопсид, эпидот	Криноидеи	Девон; зернистая диопсид-эпидотовая порода	Франция, Эльзас, Вогёзы	E. Jeremine, 1933
10	Биотит, мусковит, альбит	Радиолярия	Девон; кремнистые сланцы	Франция, Эльзас, Вогёзы	E. Jeremine, 1933
11	Кварц, черный амфибол, зеленый аксинит, гранаты	Коралл <i>Favosites</i>	Средний девон; агрегат кристаллов пироксена, эпидота, граната, с примесью галенита	Франция, Эльзас, Вогёзы	A. Daubree, 1884

№ п. п.	Минерал	Органические остатки	Возраст и характер вмещающей породы	Местонахождение	Источник
12	Мусковит, биотит	Кораллы <i>Favosites</i> , трилобиты <i>Calymene</i> , брахиоподы, граптолиты и др.	Силур; мусковит - биотитовые сланцы	Норвегия, близ г. Бергена	Н. Н. Rensch, 1883
13	Кварц	Коралл	Нижний силур?; филлиты с порфиробластами кордиерита и биотита	США, Вермонт	W. M. Cady, 1950
14	Галенит	Гастропода	Нижний мел, альб; известковистые песчаники	Южный Узбекистан, Ичкарисай	А. Д. Шмулевич, 1962
15	Сфалерит	Гастропода	Турон; органогенно-обломочный известняк (ракушечник) с примесью кварца	Южный Узбекистан, Аксу	А. Д. Шмулевич, 1962
16	Пирит, сфалерит, галенит	Древесина	Нижний мел, альб; известковистые песчаники	Южный Узбекистан, Ичкарисай	А. Д. Шмулевич, 1962



В осадочных породах встречается анальцит, часто наблюдающийся при гидротермальном изменении магматических пород, в мандельштейнах, особенно в базальтах. Анальцит в породе образует прожилки, линзы и обнаружен в полостях раковин остракод. Широко распространены в осадочных породах и вторичные гранаты. Вторичные циркон, ставролит, диопсид, актинолит, силлиманит, цоизит, клиноцоизит, эпидот, сульфиды железа, меди, свинца, олова также обнаружены в осадочных породах и часто замещают органические остатки. Эти многочисленные факты свидетельствуют о том, что многие минералы могут возникать вне связи с магматическими очагами.

Замещение криноидей и радиолярий комплексом силикатных минералов описано Е. Ереминой (Jeremine, 1933) во Франции. В тонкозернистых известняках, превращенных в скарн, содержатся пироксен, гранат и амфибол. В основной тонкозернистой массе, состоящей из полевого шпата, кальцита и амфибола, четко выделяются овальные, округлые и вытянутые тела с остатками сетчатой, характерной для криноидей скульптуры на поверхности. Они состоят из довольно крупных кристаллов диопсида и эпидота. Каждый обломок криноидей окружен ореолом из тонкозернистых зерен пироксена, амфибола и эпидота (табл. II, фиг. 11).

Поры скелетов радиолярий заполнены хлоритом или биотитом, а полость замещена зеленым, сильно плеохроирующим биотитом либо мусковитом, хлоритом и альбитом (табл. II, фиг. 12). Вокруг каждого скелета наблюдается метаморфический венчик из слюдястого минерала. По мнению Е. Ереминой (Jeremine, 1933), каждый скелет представляет собой катализатор, который формирует слюду сначала в своем окружении, а затем процесс распространяется на всю породу. По мере увеличения степени метаморфизма внешний контур скелета исчезает и вместо него образуется округлый пучок крупнозернистой слюды, который остается в тонкозернистой массе как свидетельство его прошлого существования.

Там же Лаппаран (Lapparent, 1923) нашел тонкозернистые радиоляриты, переслаивающиеся с туфами (граувакками). Скелеты радиолярий располагаются в виде тонких полосок и в довольно грубом обломочном материале (туфе). Стенки скелетов радиолярий замещаются веществом, близким к хлориту, а центральная полость состоит из смеси альбита и кварца.

ИСКОПАЕМЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ, ЗАМЕЩЕННЫЕ РАЗЛИЧНЫМИ МИНЕРАЛАМИ, В ОСАДОЧНЫХ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО КОМПЛЕКСА

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ СОВРЕМЕННЫХ И ИСКОПАЕМЫХ ФОРАМИНИФЕР

По строению стенки раковин фораминиферы разделяются на две группы. — секреторные и агглютированные. Если стенка раковины образована продуктом выделения протоплазмы в виде органического вещества и минеральных солей, она называется секреторной. Если раковина состоит из разнообразных посторонних частиц, заимствованных из окружающей среды и сцементированных веществом, выделенным протоплазмой, она называется агглютированной. Общим для всех фораминифер является наличие органической основы их раковины. Эта органическая основа, называемая тектином, представляет собой комбинацию протеина с углеводом. Раковины фораминифер, состоящие только из органического вещества, в ископаемом состоянии встречаются очень редко. Хорошо сохраняются секреторные и агглютированные раковины. Они имеют органическую основу, пропитанную минеральными солями, главным образом углекислой известью в форме кальцита, иногда с примесью углекислого магния, фосфата кальция и магния, очень редко кремнезема. В состав цемента агглютированных раковин входит сидерит, который в ископаемом состоянии переходит в лимонит. Агглютированные частицы состоят из обломков различных минералов — кварца, полевого шпата, чешуек слюды, известняковых частиц (табл. 4) и частиц биогенного происхождения — обломков и целых раковин фораминифер, водорослей, игл, губок и других организмов. Некоторые фораминиферы обладают избирательной способностью к размеру и к составу частиц, которые идут на построение раковины.

Таблица 4

Химический состав агглютированных раковин некоторых современных видов фораминифер, % (по Brady, 1879; Виноградову, 1935б)

Фораминиферы	SiO ₂	(Fe, Al) ₂ O ₃	CaCO ₃
<i>Rabdammina abyssorum</i> G. O. Sars	88,3	7,4	4,0
<i>Hyperammina elongata</i> H. B. Brady	92,5	2,0	4,1
<i>Haplophragmella latiglorsatus</i> (Borneman)	76,1	16,3	7,3
<i>Cyclammina lanceolata</i> H. B. Brady	84,8	9,4	5,5

Секреторные раковины состоят главным образом из кальцита и, реже, арагонита (табл. 5). Количество MgCO₃ в них 12,5—26%.

До недавнего прошлого изучению минерального состава и особенно геохимии рассеянных элементов, обнаруживаемых в раковинах (и в тканях орга-

Химический состав секреторных известняковых раковин
некоторых современных видов фораминифер
(по Brady, 1884; Clark and Wheeler, 1922; Виноградову, 19356)

Фораминиферы	CaCO ₃	MgCO ₃	(Fe, Al) ₂ O ₃	SiO ₂
<i>Orbitolites margynalis</i> Lamark	89,01	10,55	0,13	0,31
<i>Quenqueloculina abuberiana</i> Orbigny	90,11	9,53	0,56	
<i>Globorotalia bulloides</i> Orbigny	93,14	0,57	1,72	1,57
<i>Globorotalia menardii</i> (Orbigny)	77,02	3,67	3,98	15,33
<i>Amphistegina lessoni</i> Orbigny	93,60	4,8	1,4	0,2

низмов), уделялось недостаточно внимания. В палеонтологии необходимость подобного рода исследований возникла в связи с тем, что минеральный состав и структура стенок раковин являются одним из главных критериев для классификации и систематики. Применение тонких методов исследований привело к установлению новых важных фактов.

В последнее время интерес к изучению минерального состава и геохимии редких элементов раковин различных групп современных беспозвоночных животных заметно возрос. В зарубежной литературе этим исследованиям уделяется много места. Их главные задачи: 1) изучение влияния среды на образование в раковинах арагонита и кальцита и поведения связанных с ними рассеянных элементов — стронция, магния и бария; 2) изучение процессов изменения арагонитовых раковин и происходящего при этом выноса рассеянных элементов; 3) экспериментальные исследования условий образования арагонита и кальцита в связи с концентрацией в них стронция и магния. Большая часть этих задач решается путем изучения современных беспозвоночных животных. Минералогии и геохимии рассеянных элементов ископаемых брахиопод и кораллов посвящено немного работ. В частности, состав редких элементов в раковинах ископаемых брахиопод установлен лишь для немногих видов (Самойлов, 1929; Виноградов, 1937; Прокофьев, 1964).

Образование кальцита и арагонита в раковинах и скелетах современных фораминифер и брахиопод различными авторами связывается с разнообразными факторами среды — температурой и соленостью, а также биологическими особенностями организмов. Это, например, способность представителей отдельных групп фаун, родов и видов строить арагонитовые или кальцитовые раковины. Сам процесс построения раковин и скелетов, т. е. способ усвоения карбоната кальция из морской воды, остается неясным.

В отечественной литературе (Алекин и Моричева, 1961) имеются указания на то, что фораминиферы строят раковину не с помощью ионов Ca²⁺ и CO₃²⁻, а используют твердые дисперсные частицы CaCO₃, выпадающие из морской воды вследствие перенасыщения, скрепляя их органическим веществом. Данные о составе рассеянных элементов в раковинах современных фораминифер, полученные при решении различных частных задач, опубликованы во многих зарубежных статьях.

Наличие рассеянных элементов в раковинах организмов, сложенных кальцитом, может быть обусловлено различными причинами.

1. Животное может концентрировать элемент в прямой зависимости от его количества в данной среде.

Спектральный анализ, проведенный С. Болтовским (Bol'tovskoy, 1956) для двух современных видов фораминифер, обитающих в двух различных эко-

лого-химических участках Аргентинского шельфа, показал в составе раковин следующие элементы:

Фораминиферы	Южный участок — Огненная земля	Северный участок — залив San Blas
<i>Quenqueloculina semi-plana</i>	Ca, Fe, Mg, Si, Ti, Mn, Sn, Sr	Ca, Fe, Mg, Si, Ti, Mn, Sn, Sr, Pb,
<i>Buccella frigida</i>	Ca, Mg, Sr, Si, Al, Ti, Fe	Ca, Mg, Sr, Si, Al, Ti, Fe, Mn, Sn, Cu, Bi, Ag, Pb

С. Болтовский установил, что наличие в составе раковин редких элементов обусловлено высоким содержанием их в морской воде, куда они выносятся с Андского нагорья реками Лаплатой, Рио-Негро, Рио-Колорадо, путь которых проходит через районы свинцово-серебряных месторождений.

2. Животное может концентрировать определенный элемент либо физиологически, либо в зависимости от физико-химических условий, которые не связаны с количеством данного элемента в морской воде.

3. Температурные условия среды обитания животного могут влиять на минеральный состав раковин, который, в свою очередь, может влиять на поглощение рассеянных элементов. Некоторые элементы могут концентрироваться вследствие аналогии по их химическим свойствам и биологическому значению с теми, которые организм использует для построения раковин, т. е. замещая их. Например, кальций может легко замениться стронцием.

В раковинах фораминифер и других организмов отмечается наличие рассеянных меди, марганца, магния, стронция, железа, свинца, серебра, алюминия, титана, висмута и других элементов. Однако не во всех случаях вполне достоверно устанавливается, что данный элемент принадлежит веществу раковины, а не является частицей осадка, содержащего рассеянные элементы. Полное удаление этих частиц при анализах представляет пока значительные трудности. Суммарные результаты изучения минералогии и геохимии рассеянных элементов в раковинах современных фораминифер и других организмов показывают, что процесс построения раковин, т. е. способ усвоения кальцита из морской воды, и процесс поглощения рассеянных элементов выходят за пределы изучения условий существования отдельных групп фаун, родов и видов. Эта проблема должна изучаться в тесной связи с изучением химических, физико-химических особенностей морских водоемов и биохимии населяющих их организмов.

Для нас важно установить, что фораминиферы еще при жизни представляют собой сложные минеральные и биохимические системы, концентрирующие в раковинах и тканях разнообразные минералы и рассеянные элементы.

Переходя в литосферу (после диагенеза, литификации), органические остатки становятся членами минеральных ассоциаций осадочных пород и участвуют вместе с ними во всех дальнейших событиях геологической истории данного региона. Они подвергаются воздействию многочисленных и разнообразных факторов, которые изменяют первичную структуру, минеральный состав раковин и вмещающих их пород. Однако от кристаллических форм минералов и их фрагментов органические остатки в метаморфических породах отличаются тем, что новые минералы, замещающие первичный кальцит в их раковинах, располагаются закономерно, оконтуривая собой ее форму и детали внутреннего строения, и тем самым отделяют от окружающей минеральной среды. Этому способствует наличие тектина в составе раковин.

Из сказанного очевидно, что установление первичного минерального состава и состава рассеянных элементов в метаморфизованных раковинах ископаемых фораминифер представляет значительные трудности, так как метаморфические процессы во времени накладываются друг на друга. Тем не менее,

изучение химического и минерального состава раковин одних и тех же родов или видов из пород различной степени метаморфизма может дать некоторые указания для расшифровки последовательности замещения первичного кальция раковин (и содержащих их пород) другими минералами.

Изучению химического и минерального составов ископаемых раковин фораминифер уделяется мало внимания, и в литературе данные по этому вопросу отсутствуют.

Нами проделан единичный полуколичественный спектральный анализ¹ раковин двух видов ископаемых фораминифер из различных по возрасту отложений и местонахождений. Анализ дал интересные результаты, указывающие на то, что раковины могут служить индикатором тех метаморфических изменений, которые претерпевают вмещающие их породы.

Анализировались раковины двух особей *Pseudofusulina krotovi* var. *nux* (Schellw): одна из биоморфных известняков верхнего карбона р. Косьвы, другая — из обломков верхнекаменноугольных известняков, отобранных из конгломератов артинского яруса на Южном Урале (р. Ассель), и двух особей *Schwagerina fusiformis* Krot.: одна — из биоморфных известняков нижней зоны швагеринового горизонта р. Чусовой (камень Плакун), другая — из обломков швагериновых известняков, отобранных из конгломератов артинского яруса на р. Ассель на Южном Урале (табл. 6).

Таблица 6

Содержание элементов в раковинах ископаемых фораминифер из отложений разного возраста, %

Элемент	<i>Pseudofusulina</i>		<i>Schwagerina</i>	
	р. Косьва, биоморфные известняки С ₃	р. Ассель, обломочные породы артинского яруса	р. Чусовая, биоморфные известняки С ₃ IIIa	р. Ассель, обломочные породы артинского яруса
Mn	0,01—0,03	0,3—0,6	0,003—0,06	0,3—0,6
Mg	0,6—0,9	1,0—3,0	0,3—0,6	1,0—3,0
Si	0,03—0,06	0,3—0,6	0,03—0,06	0,3—0,6
Fe	0,003—0,06	0,06—0,09	0,003—0,006	0,1—0,3
Al	0,003—0,06	0,3—0,6	0,03—0,06	0,06—0,09
V	—	—	0,003—0,006	—
Cu	—	0,0003—0,0006	—	0,0003—0,0006
Na	0,06—0,09	0,3—0,6	—	—
Ca	Очень много			
Sr	0,1—0,6	0,1—0,6	0,3—0,6	0,1—0,3

Пока трудно сделать какие-либо общие выводы из этого анализа, но все же их результаты, кроме качественной характеристики элементов, входящих в состав раковин *Pseudofusulina* и *Schwagerina*, показали заметное и закономерное повышение количества тех же элементов в раковинах, отобранных из обломочных пород артинского яруса на Южном Урале. Интересно, что в них появляется медь, отсутствующая в составе раковин биоморфных известняков верхнего карбона Среднего Урала.

Эти факты свидетельствуют о том, что на западном склоне Урала артинские обломочные толщи уже затронуты метаморфизмом. В некоторых из них можно наблюдать интенсивное формирование вторичных окислов кварца, по-

¹ Образцы анализировались Н. А. Ярош в лаборатории спектрального анализа Института геологии и геохимии УФАИ СССР.

левого шпата, хлорита, сульфида и других минералов, которое определяет первичную стадию преобразования осадочных обломочных пород. Аналоги этих образований на восточном склоне Урала характеризуются высокими ступенями метаморфизма. Новообразованные кристаллы и зерна кварца, полевого шпата и других минералов в таких породах обычно принимаются за обломочные.

ПРОЦЕССЫ ЗАМЕЩЕНИЯ РАКОВИН ФОРАМИНИФЕР РАЗЛИЧНЫМИ МИНЕРАЛАМИ

Зеленокаменная толща Урала по существующим представлениям является областью выходов продуктов извержения лав древних вулканов, преимущественно основного и среднего состава, которые переслаиваются с их пирокластами (туфами) и вулканогенно-осадочными породами—туффитами. До последнего времени никто не делал попытки найти в этих породах фораминиферы.

Нами анализировались почти все разности пород, входящие в состав зеленокаменного комплекса — туффиты, туфопесчаники, туфобрекчии, туфоконгломераты, альбитофиры и их туфы, плагиоклазовые порфириты и их туфы, вторичные кварциты.

При изучении метаморфических зон как в СССР, так и за его пределами установлена неоднородность проявления метаморфизма в краевых и во внутренних частях геосинклинальных систем. В отечественной и зарубежной литературе приводятся многочисленные факты, показывающие, что сильно измененные породы переслаиваются с мало измененными и по простиранию переходят в нормальноосадочные. Это открывает возможности поисков органических остатков в метаморфических зонах, характеризующихся даже наивысшей степенью проявления различных типов метаморфизма. Органические остатки в этих породах имеют плохую сохранность, но при неравномерности процессов метаморфизма остаются участки пород, в которых органические остатки сохраняют некоторые свои признаки и дают возможность производить определения.

Выше отмечалось, что с переходом раковин в ископаемое состояние происходит перекристаллизация кальцитовых зерен стенки и замещение их другими минералами. В значительно метаморфизованных породах органические остатки полностью замещаются другими минералами или их агрегатами. От кристаллических форм минералов, возникающих в метаморфической породе, органические остатки, замещенные любым минералом, отличаются своей негеометрической специфической формой и, главное, наличием в их составе органического вещества — тектина.

Как было сказано выше, тектин при различных химических преобразованиях, которые испытывают органические остатки и вмещающие их породы, длительное время «препятствует» полному превращению стенки раковины в новый минерал или агрегат минералов, сохраняя ее контуры и тем самым отделяя ее от вмещающей породы.

Раковины фораминифер в метаморфических породах зеленокаменной толщи замещаются различными минералами или агрегатами минералов, сохраняя свою форму и мелкие детали внутреннего строения.

Абсолютно во всех случаях нами не наблюдались деформации раковин, обязанные явлениям растяжения, сжатия или дифференцированного движения частиц вещества; это свидетельствует о том, что замещение раковин происходило путем метасоматоза.

В метаморфических породах замещение кальцитовых раковин различными минералами проявляется по-разному и представляет собой многофазный процесс. Оно отчетливо фиксирует подвижность химических элементов при миг-

рации, а также очень широкий диапазон химических реакций, возникающих в стенке раковины и, стало быть, во вмещающей ее породе. Процесс замещения раковин различными минералами проявляется по-разному, что зависит, вероятно, как от свойств минерала, так и от характера направленности и интенсивности самого процесса замещения. Мы наблюдали фораминиферы, замещенные многими, разнообразными минералами. В данной работе рассматриваются лишь некоторые из них.

Фораминиферы, замещенные кварцем. Замещение кварцем наблюдается наиболее часто. Оно широко развито в морских осадочных породах различного литологического состава — в известняках, мергелях и карбонатно-глинистых сланцах, еще более широко — в континентальных обломочных породах, представленных пелитами, алевритами, песчаниками, конгломератами, брекчиями с полимиктовым или однородным составом обломков. Замещение происходит неодинаково: иногда замещаются только полости камер или только стенки, или полностью вся раковина; в других случаях неравномерно захватываются отдельные участки стенки и окружающая порода.

Кварц в карбонатных породах кристаллизуется по-разному — либо в виде идиоморфных кристаллов, либо замещает отдельные участки породы и образует стяжения неправильной формы, которые неравномерно распространяются по всем направлениям (табл. XIX, фиг. 61, 62). В том и другом случае кварц полностью замещает объем породы, независимо от ее состава, «не считаясь» с границами органических или неорганических составных частей. В кристалле или стяжении ясно запечатлеваются контуры всех органических остатков, полностью или фрагментарно (табл. VII, фиг. 25).

Наличие тектина в составе карбоната стенки раковины не позволяет кварцу полностью ассимилировать карбонат, и он оставляет ясные следы в кристалле в виде теневого контура раковины, сохраняя все ее морфологические детали. В том случае, когда происходит сплошное замещение карбонатной породы кремнекислотой, тектин «препятствует» замещению раковины и оставляет четкие контуры раковины. По мере дальнейшего углубления процесса замещения породы кварцем тектин разрушается, контуры раковин становятся расплывчатыми, неясными, и постепенно стенки ее сливаются с окружающей породой. Однако в этой, казалось бы, однородной вторичной породе фораминиферы устанавливаются по более или менее заметным контурам стенки. Она наблюдается в виде светлых, более уплотненных (чем окружающая порода) участков, в которых отражается первичная тонкозернистая структура стенки. Четкость контуров зависит от степени или интенсивности метасоматоза: чем интенсивнее метасоматоз, тем слабее контуры (табл. XIII, фиг. 47; табл. XIV, фиг. 48). В результате сплошного окремнения породы возникают вторичные кварциты.

При наложении на такую породу следующей фазы метасоматоза с иным химическим составом привнесенного вещества эти «теневые» раковины в кристаллах и в породе будут реагировать на замещение иначе, чем вмещающая порода. Другой минерал будет замещать в первую очередь либо стенки раковины, либо вмещающую их массу вторичного кварца, так как они обладают различными первичными микроструктурами. В этом случае замещение другим минералом как бы «проявляет» контуры органических остатков и других компонентов породы. Такая «проявленная» раковина имеет, конечно, уже менее четкие контуры, но они все же дают возможность палеонтологу выделить эти органические остатки от окружающей кристаллической минеральной среды.

Иногда организм полностью замещается кремнеземом, образуя псевдоморфозу по органическому остатку. В этом случае раковина четко выделяется на фоне вмещающей ее породы (табл. XVII, фиг. 56, 58). В некоторых известняках количество псевдоморфоз кремнезема по органическим остаткам дости-

гает значительных размеров. В. Чердынцев (1914) описал из отложений казанского яруса Русской платформы окремненные раковины фораминифер, которые сохранили форму и детали внутреннего строения.

В США пермские известняки горы Glass в штате Техас содержат обильное количество органических остатков, замещенных кремнеземом. По данным Купера и Найта (Cooper и Knigh, 1946), в двенадцати тоннах известняка после медленного растворения их в слабой кислоте обнаружено огромное количество раковин брахиопод, моллюсков, криноидей и других организмов, полностью замещенных кремнеземом. Позднее Вайтингтон (Whittington and Evi, 1954) в ордовичских отложениях обнаружил остатки трилобитов, также замещенных кремнеземом. Скелеты сохранили такие тонкие детали строения, как поверхность сочленения между грудными сегментами.

Из кварцитовых сланцев Уфалейского района описана и изображена (Кузнецов, 1947) спора в кристалле кварца. Она сохранила форму, поры и щель разверзания, характерные для спор карбонового возраста. В кристалле также сохранилась слоистость породы. В нем можно наблюдать три слоя различного состава. Нижний и верхний состоят из мусковита, а средний из кварца. Такой характер слоистости свидетельствует не только о том, что первоначальный состав пород был песчано-глинистый, но и о том, что кристалл кварца является вторичным и образовался после того, как первоначальная песчано-глинистая порода преобразовалась в мусковито-кварцевую (табл. IV, фиг. 20).

Многие другие типы замещений органических остатков кремнеземом являются частными случаями указанных. В обломочных породах континентального происхождения (песчаниках, глинистых сланцах и др.) кристаллы и зерна вторичного кварца всегда встречаются вместе с вторичными минералами — полевым шпатом, хлоритом, сульфидами. Это обуславливается тем, что в первичных обломочных породах имеется много глинистых силикатных частиц, которые дают обильный материал для вторичного образования многих минералов. В таких породах органические остатки могут замещаться либо одним, либо другим минералом. Наблюдаются случаи, когда органические остатки замещаются частично кварцем, частично полевым шпатом.

Фораминиферы, замещенные хлоритом. Хлорит относительно редко замещает органические остатки в неизмененных карбонатных породах. В них он встречается большей частью в виде отдельных мелких чешуек и в породе, и на стенках раковин. Нам удалось наблюдать начальные стадии замещения раковины *Nanicella* в обломочных известняковых песчаниках (табл. XXX, фиг. 89).

В начальной стадии замещения хлоритом хорошо сохраняется форма раковины. Если хлорит накладывается на предшествующую фазу замещения раковин, то, замещая кальцит или другой минерал, он дает расплывчатые контуры (табл. LXII, фиг. 190) и часто сливается с вмещающей ее хлоритовой массой. Четкость ее внешних границ утрачивается, но внутренние контуры полостей раковин или камер бывают очень резко очерчены, особенно если полость заполняется кварцем или каким-либо другим минералом. Иногда сохраняются отдельные малоизмененные участки раковин, иногда хлорит полностью замещает раковину, образуя как бы скопления чешуек, в которых можно увидеть отдельные элементы внутреннего строения — стенку, начальную камеру, септы и т. д.

Фораминиферы, замещенные эпидотом. Замещение органических остатков эпидотом наблюдается также в уже метаморфизованных осадочных породах. При замещении стенки раковин фораминифер становятся «рыхлыми», утолщаются, просветы камер уменьшаются и они распознаются по контуру, очерчивающему ее форму (табл. XXXI, фиг. 93). Иногда эпидот образует мелкие кристаллы.

Фораминиферы, замещенные плагиоклазами кислого состава. В настоящее

время известны многочисленные находки вторичных полевых шпатов (Пустовалов, 1956а; Пустовалов, 1956б; Шутов, Муравьев, 1964), образовавшихся в неизмененных осадочных породах и не обнаруживающих никаких следов влияния магматических процессов на их кристаллизацию. К ним относятся альбит (плаггиоклазы № 0—8), анортотоклаз, ортоклаз, натровый ортоклаз, микроклин, плаггиоклаз № 20. В осадочных породах наиболее обычен полевой шпат кислого состава — альбит.

Образование вторичных полевых шпатов в осадочных породах происходит таким же путем, как и формирование кварца. Они образуют кристаллы и стяжения, у некоторых стяжений можно наблюдать возникновение граней кристалла (табл. XXXV, фиг. 107). Контуры фораминифер, замещенных полевыми шпатами, просматриваются в шлифах менее четко, чем в кварце. Замещение отчетливо наблюдается в том случае, когда кристалл возникает на стенке раковины или у ее края; здесь кристалл тонок, и стенка раковины просвечивает сквозь него. В кристаллах полевых шпатов раковины фораминифер, водоросли, другие компоненты породы, ее слоистость видны лучше, если окрашены, например, битумом. Новообразованные кристаллы полевых шпатов формируются, как и кристаллы кварца, вне зависимости от состава и формы всех компонентов, заключенных в породе. Идиоморфные кристаллы обычно имеют небольшие размеры, иногда они таблитчатой формы, со сложным двойникованием. По определению А. В. Говоровой, полевые шпаты по составу соответствуют плаггиоклазу № 22 (олигоклаз) и плаггиоклазу № 30 (олигоклаз-андезин). Кристаллографическая ограниченность полевых шпатов и ясно видимое замещение раковин фораминифер с неоспоримостью свидетельствуют о том, что полевые шпаты не являются обломками, а возникли внутри осадочной породы. При последующем все большем замещении осадочной карбонатной обломочной породы полевыми шпатами возникает новообразованная порода, в которой преобладают участки с кристаллическими формами полевых шпатов. Вследствие неравномерности процесса замещения в промежутках между кристаллическими участками можно наблюдать осадочную породу с фораминиферами хорошей сохранности (табл. XXXVI, фиг. 108).

Фораминиферы, замещенные плаггиоклазами среднего состава. Породы, которые несут на себе следы последующих стадий метасоматического метаморфизма, вместе с альбитом содержат полевые шпаты среднего состава. Ниже приводятся результаты определений плаггиоклазов, замещающих органические остатки¹.

Плаггиоклаз замещает водоросль *Ungdarella* (табл. XXXVI, фиг. 109). Координаты полюсов спайности по $\{001\}$: $PNg=72^\circ$, $PNm=20^\circ$, $PNp=88^\circ$ (Ng и $Np=1,540$), что определяет плаггиоклаз № 32 (андезин). Сотрудница Института геологии УФАИ СССР А. В. Говорова в этом же песчанике определила плаггиоклазы № 34 и 38.

Другое зерно плаггиоклаза имеет $PNg=75^\circ$, $PNm=15^\circ$, $PNp=88^\circ$, $2V=70^\circ$, что определяет плаггиоклаз № 31. В этом же шлифе плаггиоклаз заполняет внутреннюю полость фораминиферы *Pseudostaffella* (табл. XXXIII, фиг. 102). Координаты полюса спайности по $\{110\}$: $PNp=69^\circ$, $PNm=80^\circ$, $PNp=23^\circ$. Зерно имеет Np меньший, чем у канадского бальзама, и $Ng \sim 1,540$, т. е. близкий к Ng канадского бальзама. Эти данные определяют плаггиоклаз № 4. Другое зерно плаггиоклаза имеет координаты полюса спайности по $\{010\}$: $PNg=15^\circ$, $PNm=74^\circ$, $PNp=88^\circ$, что определяет плаггиоклаз № 5.

Таким образом, список ранее известных вторичных полевых шпатов, обнаруженных в неизмененных осадочных породах, можно дополнить плаггиоклазами среднего состава — андезином № 31, 33, 34 и 38.

¹ Определения производились на федоровском столике по координатам полюсов плоскостей спайности сотрудником Свердловского горного института им. В. В. Вахрушева А. С. Варлаковым.

Кристаллы новообразованных андезина и альбита наблюдались в известняковых песчаниках (обломочных известняках) Каменск-Уральского района на Среднем Урале (р. Исеть), которые внешне выглядят плотными, тонкокристаллическими известняками темного, почти черного цвета или песчанистыми известняками пепельно-серого цвета. Обломочная текстура породы обнаруживается при изучении ее под микроскопом. Песчаники состоят из обломков различных типов известняков, обломков и целых раковин фораминифер, водорослей и мелкого раковинного детрита. В тонкообломочной цементирующей карбонатной массе наблюдаются участки, окрашенные битумом. Терригенные примеси отсутствуют. Обильные фораминиферы представлены смешанным комплексом видов башкирского (преимущественно) и московского ярусов среднего карбона, следовательно, накопление обломочного материала произошло в послесреднекаменноугольное время.

Новообразованные кристаллы андезина и альбита располагаются в известняковом песчанике без всякой пространственной ориентировки, имеют различные размеры и замещают как органические (фораминиферы, водоросли), так и неорганические (песчинки известняка) компоненты.

В последующую стадию метаморфизма отдельные кристаллы сливаются друг с другом, полностью замещают всю породу или ее отдельные участки. Возникает новообразованная полевошпатовая порода. Различные реликты замещенных органических остатков позволяют установить ее первично осадочное происхождение. При дальнейшем метаморфизме возникает порода, в которой органические остатки распознаются уже труднее.

Наблюдения показывают, что в морских биоморфных карбонатных осадках, обычно лишенных силикатных примесей, неблагоприятных для жизни организмов, населяющих дно водоема, вторичные полевые шпаты встречаются в небольших количествах и кристаллы их имеют небольшие размеры. Напротив, в обломочных породах континентального происхождения с очень пестрым петрографическим составом обломков, среди которых значительную роль играют обломки силикатного состава, вторичные полевые шпаты (и другие минералы) встречаются часто, и кристаллы их обладают относительно крупными размерами. Силикатный материал для кристаллизации вторичных полевых шпатов может приноситься не только гидротермами, но и растворами подземных вод, циркулирующих в пористых полиминеральных осадках поверхностных зон земной коры.

В обломочных породах зеленокаменного комплекса Урала, относимых автором (Малахова, 1964) к перми, процессы образования вторичных полевых шпатов и других минералов имеют широкое развитие.

Новые факты служат подтверждением того, что полевые шпаты могут образовываться в «обычных термодинамических условиях, без какого-либо существенного воздействия посторонних агентов, главным образом, за счет вещества и энергии самих осадочных пород» (Пустовалов, 1956а, стр. 41).

Фораминиферы перекристаллизованные (с вторичным кальцитом в стенке раковины). При замещении раковин и вмещающих их карбонатных пород вторичными кристаллами кальцита, т. е. при перекристаллизации (собственно метаморфизм), возникают кристаллические породы — мраморы. В таких породах, особенно в крупнокристаллических разновидностях, контуры раковин после удаления тектина становятся нерезкими и раковина сливается с вмещающей породой; в отдельных участках тектин сохраняется и помогает обнаруживать ее контуры. Некоторые раковины выявляются в кристаллической массе вследствие замещения полостей камер крупными кристаллами кальцита, подчеркивающими их форму. У других раковин можно наблюдать отдельные диагностические признаки, важные для их распознавания — тектин, начальные камеры, апертуры, складчатость и т. д. Наблюдению и фотографированию таких раковин мешает различная оптическая ориентировка кристаллов кальцита.

Органические остатки, замещенные гранатом. Замещение гранатом наблюдается в осадочных породах, в значительной мере метаморфизованных. Замещение скелетов радиолярий гранатом описано Е. А. Кузнецовым (1947). Первичная осадочная порода превращена в мелкозернистый кварцит, обладающий торцовой структурой. Кремневые скелеты радиолярий замещены мелкими ромбическими додекаэдрами граната. Размеры отдельных скелетов соизмеримы с размерами зерен (0,15—0,10 мм) вторичного кварца, возникшего в первично осадочной глинисто-карбонатной породе. Отдельные кристаллы граната рассеяны и в кварците. У радиолярий отчетливо видны центральная капсула, поры и шипы с внутренним каналом, диаметр которого всего 0,005 мм. Такая идеальная сохранность «гранатовых» радиолярий позволила Е. А. Кузнецову (1947) выделить и описать среди них новые роды и виды. Замещение скелетов радиолярий хлоритом и кальцитом является обычным. Факт замещения их гранатом в то время был уникальным.

Фораминиферы, замещенные комплексом минералов. Выше были указаны факты замещения органических остатков диопсидом, эпидотом, альбитом, хлоритом, силлиманитом и другими минералами, описанными из метаморфических пород Швейцарских Альп и некоторых других стран мира. Довольно часто наблюдается замещение органических остатков комплексом силикатных минералов. Это имело место, например, в обломочных метаморфических породах зеленокаменной толщи. Небольшое количество данных о замещении раковин агрегатом силикатных минералов в метаморфических породах объясняется тем, что последние имеют очень мелкие размеры и с трудом поддаются определению. Но главная причина — в отсутствии специальных исследований.

Органические остатки, замещенные сульфидами. Органические остатки замещаются сульфидами так же, как и другими разнообразными минералами. В неизмененных осадочных породах пирит очень часто образует псевдоморфозы по брахиоподам, моллюскам и еще чаще по растительным остаткам. Пирит может заполнить и полости, занятые ранее мягкими частями организмов, но такие находки встречаются редко.

Известны факты замещения сульфидами меди тканей и скелетов современной мыши (Бегехтин, 1950, стр. 278) и человека (в медноколчеданном месторождении Фалун, в Швеции).

В литературе (Craig, 1952) описан случай замещения пиритом полости ножки *Lingula*. Находки раковины пелециподы в руде Сибайского медноколчеданного месторождения, сохранившей все морфологические родовые и видовые признаки, свидетельствуют о том, что руда образовалась в результате метасоматоза карбонатных пород. В Азии известны (Шмулевич, 1962) факты замещения раковин гастропод сфалеритом и галенитом. В породах зеленокаменной толщи Урала с различной степенью метаморфизма кристаллы сульфидов наблюдаются очень часто в различных количествах. Они возникают и на стенках раковины, и на обломках пород, и в цементирующем веществе. Фораминиферы, полностью замещенные сульфидами, нами не отмечались, вероятно потому, что сульфидные минералы непрозрачны и в проходящем свете форма и строение раковин не просматривается.

В результате краткого обзора наблюдаемых фактов замещения органических остатков различными минералами можно сделать некоторые обобщения.

1. Разнообразие минералов, замещающих органические остатки, велико. Они представлены минеральными видами различных классификационных групп. Этот факт свидетельствует о том, что в осадочных породах при соответствующих условиях могут возникнуть и заместить собой органические остатки многие минералы.

2. Замещение органических остатков такими силикатными минералами, как полевой шпат, цоизит, амфибол, силлиманит, тальк и гранат,

указывает на то, что они могут возникать в осадочных породах при относительно малых давлениях и низких температурах, в условиях так называемого «холодного метаморфизма» (Копелиович, 1962). Диапазон температурных и динамических условий кристаллизации таких минералов, вероятно, значительно шире, чем принято считать.

3. Сохранение тонких и тончайших деталей внутреннего строения и скульптурного орнамента органических остатков при замещении их минералами в породах, обладающих, согласно существующей классификации, высокими ступенями метаморфизма, и отсутствие признаков каких-либо механических деформаций или признаков течения вещества — бесспорно указывают на то, что замещение происходит в условиях метасоматоза.

4. На начальных стадиях метасоматоза органические остатки сохраняются благодаря неравномерности его проявления. Более медленное замещение органических остатков, нежели вмещающей породы, обусловлено наличием органического вещества раковин, предохраняющего их от разрушения (замещения).

ОРГАНИЧЕСКИЕ ОСТАТКИ В ЛАВАХ И ТУФАХ

В литературе описано значительное количество остатков животных и растений, обнаруженных в продуктах извержений вулканов — в лавах и туфах. Часть из них принадлежит современным ископаемым животным и растениям, попавшим в лаву во время движения ее потока; другая часть представлена ископаемыми формами, которые попадают в лавы и туфы вместе с обломками пород кровли приповерхностного очага магмы, выброшенными из недр вулкана газовыми взрывами.

ОРГАНИЧЕСКИЕ ОСТАТКИ В ЛАВАХ НАЗЕМНЫХ ВУЛКАНОВ

Характерно, что на месте организмов, погибших в лавовом потоке, после полного уничтожения скелета остаются пустоты. На стенках этих пустот можно иногда наблюдать хорошо сохранившиеся отпечатки наружной поверхности погребенного организма. Если впоследствии такая полость заполняется каким-либо минералом, образуется слепок внешней поверхности организма, или его внешне ядро. По таким остаткам нельзя восстановить внутреннее строение организма. То же происходит, когда организм погибает в массе раскаленных обломочных частиц. В лавах и туфах современных и древних вулканов довольно часто находят слепки внешней поверхности стволов деревьев, веток мелких растений и животных.

Во время извержений вулкана Килауеа на Гавайских островах лавовый поток захватил ныне живущий папоротник *Cibotium chamissoi*, оставив отчетливые отпечатки его листьев (Ladd, 1957, стр. 19).

Очень интересна палеонтологическая находка американских ученых (Chappell, Durham, Savage 1951; Вьюшков, 1955) в основании древнего базальтового потока, в бассейне р. Гранд-Кули. В Яшмовом каньоне у Голубого озера в подошве потока базальтовой лавы, имеющей шаровую или подушечную отдельность, была обнаружена пустота. В ней находилось много обломков костей животного, сохранивших высокое содержание фосфора и кальция. Залитая гипсом, пустота дала слепок носорога *Diceratherium*, жившего в верхнеолигоценовое — нижнемиоценовое время. В этом же слое базальта обнаружено много пустот, образовавшихся на месте древних стволов и пней деревьев, некоторые из них содержат окаменевшую древесину (вероятно, слепки, выполненные кремнеземом. — Н. М.). Находка вызвала много споров, так как считалось, что высокая температура лавового потока должна была нацело уничтожить труп животного (лава перестает течь при температуре ниже 900°). Детальное изучение слепка и расположения костей носорога позволили восстановить последовательность событий, которые привели к его гибели и последующему захоронению в базальте. Она рисуется таким образом: поток базальтовой лавы залил небольшое озеро, на дне которого или на его берегу уже лежал труп носорога. О том, что труп долго лежал до его погребения в лаве, свидетельствует очертание слепка, передающее сильную вздутость брюшной полости. В результате быстрого охлаждения шаровые или эллипсоидальные лавовые отдельности, сохраняя некоторую пластичность, плотно

облекли труп носорога. Изломы и следы обжига на поверхности некоторых костей, найденных в пустоте, показывают, что температура лавы была еще высокой. Впоследствии мягкие части полностью исчезли, и пустота начала заполняться минеральными образованиями.

К этой реконструкции обстановки захоронения трупа носорога в базальтовую лаву следует сделать некоторые замечания: 1) труп обнаружен в основании базальтового потока, в наземных условиях, на дне небольшого водоема; 2) труп не перемещен потоком лавы; 3) температура потока в его основании была такова, что мягкие ткани совершенно не были повреждены, иначе слепок не сохранил бы такие детали трупа, как вздувшуюся брюшную полость; 4) следы обжига на отдельных костях были локальными, иначе мягкие ткани были бы сожжены в первую очередь, так как обугливание костей происходит при более высокой температуре, чем сгорание мягких тканей; 5) изломы костей не имеют никакой связи с лавовым потоком; если он не повредил мягкие ткани, тем более не мог механически деформировать кости скелета. Они были изломаны позднее, при обрушении частей скелета в образовавшуюся полость. Этот пример указывает на то, что органические остатки, находящиеся в поверхностных осадках морских и континентальных водоемов и перекрытые лавовыми потоками, сохраняются относительно хорошо.

При раскопках в Помпее нередко обнаруживают полости в туфах. Заливая их гипсом, получают искусственные слепки животных и людей, по которым воссоздают их внешний облик. Остатки наземных животных в лавах встречаются реже, чем остатки растений, так как животные могут спастись от гибели бегством.

ОРГАНИЧЕСКИЕ ОСТАТКИ В ЛАВАХ ПОДВОДНЫХ ВУЛКАНОВ

Если характер деятельности и продукты извержения современных наземных вулканов можно наблюдать и изучать, то фактические данные о характере извержений вулканов на дне водоемов — морей и океанов — отсутствуют. Ученые-вулканологи еще не имеют возможности вести систематические наблюдения над деятельностью подводных вулканов. Мы судим о них по внезапному появлению вулканических островов, по кускам пемзы, плавающим на поверхности моря над местом извержения, и некоторым другим признакам. Считается, что извержения на дне морей происходят таким же образом, как и в наземной обстановке, но давление столба воды и сама водяная среда могут оказывать существенное влияние на ход извержения, на характер выбросов обломочного материала и его осаждение. В частности, отмечено, что в морских условиях лава остывает значительно быстрее, чем на поверхности, и что мелкие обломочные частицы при выбросах не осаждаются на месте извержения, а разносятся морскими течениями на большие расстояния и т. д. Однако это лишь предположения, не подтвержденные наблюдениями. Мы не располагаем данными о находках органических остатков в лавах современных подводных вулканов и о том, каким путем они в ней захороняются. Однако «захват» лавой организмов, обитающих в массе воды (планктон, нектон), маловероятен. Р. Шрок (1950, стр. 447) допускает, что лава, протекая на дне моря, поверхность которого сложена незатвердевшим илом, содержащим раковины, захватывает их в придонную часть потока. Благодаря быстрому остыванию лава может совершенно не оказать воздействия на фауну, имеющую твердую раковину или скелет.

Интересные факты об органических остатках, обнаруженных в магматических породах, излившихся в современном водоеме, сообщает С. К. Гипп (1962). По ее данным, со склонов подводного вулкана, в районе Азорских островов были подняты три типа пород: базальты, шлаки (корки) и гибридные породы. Особый интерес представляют гибридные породы, которые, по мнению С. К. Гипп, образовались в результате смешивания и спекания шла-

ков с фораминиферовым илом. Фораминиферы в гибридной породе встречаются редко, только в реликтовых участках карбонатного вещества, которые находятся в основной массе шлака, представленного вулканическим стеклом. Карбонатный материал и фораминиферы распределяются неравномерно. В некоторых участках карбонатное вещество в вулканическом стекле встречается в виде редких «включений», в других — основную их часть составляют фораминиферы, а вулканическое стекло присутствует в виде обломков. Иногда в фораминиферовом иле наблюдаются участки вулканического вещества, в которое включено карбонатное вещество. Характерно, что на поверхности коренных базальтов и на обломках пузыристых, а также на шлаках отмечаются следы обрастания организмами. Нам представляется, что генезис и время образования гибридных пород установлены неправильно. Несомненно, что извержение вулкана, давшего базальтовую лаву, произошло задолго до образования фораминиферового ила. Это подтверждается: 1) наличием фораминифер в трещинах базальтов; 2) следами обрастания сидячими организмами наружной поверхности всех обломков и поверхности коренных базальтов; 3) террасированным строением склонов вулкана; 4) расположением илистых фораминиферовых осадков и на поверхности террасы, и на склоне вулкана, значит гибридные породы сформировались уже после образования «горы» и после накопления фораминиферового ила. Вероятнее всего, что гибридные породы являются результатом подводного разложения пород, широко распространенного в современных водоемах. Некоторые исследователи склонны считать эти процессы начальной стадией диагенеза. По данным М. В. Кленовой (1948, стр. 362), цементация современного карбонатного вещества осадка образует корки и конкреции, подобные шлаку, обрастающие сидячими организмами. Гибридные породы могут быть результатом механического смешения карбонатного вещества осадка с продуктами выветривания базальта и последующего их химического преобразования. Такому предположению не противоречит шлаковая форма гибридной породы, наличие в ней натечных корок, которые имеют явное вторичное происхождение, и наличие цеолитов. Если допустить, что гибридная порода образовалась, как полагает С. К. Гипп, в результате стекания лавы по склону, где на своем пути она захватывала фораминиферовый ил, то такое допущение противоречит описанным фактам. Гибридная порода, по С. К. Гипп, представляет не массивный, коренной базальт, а шлак и корку, т. е. куски застывшей лавы, выброшенной во время извержения. Очевидно, что остывшие куски лавы не могли спекаться с глинистыми осадками. Даже в наземных условиях остывание кусков лавы, выброшенных из кратера, происходит так быстро, что, падая на деревья, лава не успевает сжечь ветку толщиной в 2 см, а обугливает ее лишь на 2 мм. Остальную часть дерева она лишь высушивает (Тазиев, 1958, стр. 55).

В литературе имеются указания на то, что в прослоях пеплового материала, между потоками лав, обнаружены обильные фораминиферы (Ladd, 1934, стр. 32). Хорошо сохранившиеся раковины моллюсков были обнаружены на дне моря в вулканических агломератах, состоящих из остроугольных глыб размером 10—15 см (Ladd, 1934, стр. 97). Органические остатки описаны из туфов, переслаивающихся с шаровыми лавами (Park, 1946, стр. 308).

Следует подчеркнуть, что фораминиферы и моллюски начинают заселять дно водоема только тогда, когда возникнут условия, необходимые для их жизни, т. е. сформируется осадок и появятся другие группы животных и растительных организмов, без которых каждый организм сам по себе существовать не может.

Фораминиферы и моллюски не были обнаружены в собственно лавах, они указываются лишь в осадках, либо в подошве лавового потока, либо между потоками, либо на поверхности вулканических пород, на их глыбах. Эти

факты свидетельствуют о том, что фораминиферы и моллюски (как и другие сопутствующие им организмы) поселились либо до, либо после излияния лав, либо между излияниями, разделенными длительными промежутками времени.

ОРГАНИЧЕСКИЕ ОСТАТКИ В ОБЛОМКАХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД (ХАДАЛИТАХ), ДОСТАВЛЕННЫХ НА ПОВЕРХНОСТЬ В МАССЕ ЖИДКОЙ ЛАВЫ

При изучении извержений современных вулканов установлено, что на поверхность вместе с лавой поднимается небольшое количество твердого материала. Эти включения твердого материала, независимо от того, представляют ли они продукты выброса или остаются в лавах, объединяются общим термином «хадалиты» (Пийп, 1956). В составе хадалитов встречаются обломки совершенно чуждых магме пород и включения родственных ей продуктов разного происхождения: обломки старых лав, более древних вулканических пород. В эту категорию не входят эксплозивные обломки чуждых магме пород из кровли приповерхностного очага, поскольку они не попадают в жидкую лаву. Хадалиты имеют резко обособленную от лавы оболочку или покрыты пленкой вулканического стекла. Размер их чаще около 1—5 см, редко достигает 10 см.

В лавах вулкана Ключевская сопка (Пийп, 1956) обнаружены включения двух типов осадочных пород: 1) карбонатные и 2) песчано-глинистые. Д. В. Наливкин, которому был показан образец округлой формы 7 см в диаметре, напоминающий раковину пелециподы, заключил, что обломок имеет неорганическое происхождение и, вероятнее всего, представляет собой конкрецию. Ксенолит состоит из скоплений зерен одного минерала — мелилита, имеющего сложный химический состав. Форма хадалита и избыточное содержание СаО указывают на то, что исходным веществом ксенолита был мергелистый известняк, часто встречающийся в виде конкреций в третичных песчано-глинистых отложениях Камчатского п-ова. Сохранившаяся первичная форма обломка, резкие границы его с лавой указывают на то, что здесь не происходило растворения и кристаллизации из расплава. Наличие пористого агрегата из идиоморфных кристаллов кальцита во внутренней части конкреции свидетельствует о том, что мелилит кристаллизовался в газовой фазе. Мономинеральный состав указывает на то, что исходный карбонатный материал ксенолита был чистым. По мнению Б. И. Пийпа, замещение известняка мелилитом могло произойти в результате метасоматического взаимодействия известняка с силикатным веществом, находящимся в летучем состоянии.

Другие включения представлены неизменными песчано-глинистыми туфогенными породами с остатками спикул губок, замещенными кварцем и халцедоном. Эти обломки имеют сходство с осадочными туфогенными породами, распространенными в окрестностях Ключевской группы вулканов.

По данным В. И. Влодавца (1940), в лавах побочного вулкана Ключевской сопки был обнаружен ксенолит кварцевого песчаника с морской фауной моллюсков весьма плохой сохранности, захваченный лавой из пород фундамента. По определению С. Чихачева, они относятся к *Joldia aff. oregona* Schum. и *Leda aff. peroyalis* Ken., распространенным в морских отложениях миоцена Тихоокеанской провинции.

Таким образом, имеющиеся пока очень скудные данные о ксенолитах осадочных пород в лавах современных вулканов указывают на то, что они встречаются очень редко и что исходные породы таких включений иногда подвергаются метасоматическому метаморфизму, а иногда выносятся лавами почти неизменными. Сказанное выше можно резюмировать следующим образом:

1. Все известные находки органических остатков в лавах и туфах современных и древних наземных вулканов принадлежат сухопутным животным и растениям. Они встречаются либо в подошве лавового потока, либо в прослоях осадочных пород, залегающих между потоками. При захвате организмов лавой мягкие ткани их нацело уничтожаются, оставляя полости (пустоты). Последующее выполнение таких полостей минеральными образованиями воссоздает форму погибших организмов, на поверхности которой сохраняются детали их внешнего строения.

2. Об условиях захоронения организмов в лавах современных подводных вулканов достоверных данных не имеется. «Гибридные породы», описанные С. К. Гипп (1962), представляют собой шлаки, генезис которых не ясен.

3. Обломки-включения (хадалиты) осадочных пород с фауной, поднятые жидкой лавой на поверхность, встречаются очень редко. Описано всего пять хадалитов осадочных пород; два из них содержали органические остатки. Хадалиты осадочных пород представлены двумя типами: сильно измененными известняками со следами лавы на поверхности и почти неизменными туфогенными песчаниками со спикулами губок и пеллециподами.

4. Включения осадочных пород, содержащие органические остатки непосредственно в лавах, разделяются на две категории: а) захваченные лавой из незатвердевшего осадка, они располагаются на нижней, придонной части лавового потока; б) поднятые на поверхность жидкой лавой хадалиты встречаются редко, в лавах современных вулканов имеют четкую оболочку из вулканического стекла, отделяющую их от лавы. Одни из них несут следы метасоматического метаморфизма, другие выносятся почти неизменными.

ОРГАНИЧЕСКИЕ ОСТАТКИ В ПСЕВДОЭФФУЗИВНЫХ И ПСЕВДОИНТРУЗИВНЫХ ПОРОДАХ

Процессы образования важнейших типов изверженных пород представляют проблему, которая обсуждается не одним поколением петрологов. Кардинальным вопросом этой проблемы является установление основной причины многообразия их типов. Ранее его объясняли кристаллизационной дифференциацией единой базальтовой магмы в глубинных недрах Земли. Однако в последнее время эта теория подвергается серьезной критике. Большое внимание петрологи уделяют так называемой «проблеме гранитов», или «гранитизации», т. е. процессу образования пород гранитного состава и гранитной структуры за счет пород, ранее имевших иной петрографический облик. Многочисленными фактами доказано, что часть гранитов произошла (трансформировалась) в результате метасоматического замещения осадочных пород, причем после гранитизации в них сохраняются их первичные текстурные признаки. Позднее исследованиями Рейнольдса (Reynolds, 1950) установлено, что некоторые основные и ультраосновные породы, ранее относимые к магматическим, могут возникать метасоматически, при базификации осадочных пород. Эти новые данные показали, что гранитизация и базификация представляют только различные части единой проблемы трансформации, т. е. физико-химического преобразования осадочных пород в породы изверженного облика (псевдомагматические). В последнее время появились работы, в которых показаны многочисленные примеры преобразования осадочных пород в псевдоэффузивные и псевдоинтрузивные основного состава, имеющие облик таких бесспорно магматических пород, как габбро и перидотиты.

О ТЕКСТУРНЫХ ПРИЗНАКАХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И ПСЕВДОМАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЯХ РАЗЛИЧНЫХ РЕГИОНОВ СССР И ЗА ЕГО ПРЕДЕЛАМИ

В отечественной и зарубежной литературе опубликованы многочисленные факты о находках осадочных текстур в породах с различной степенью метаморфизма. А. В. Сидоренко (1963) привлекает внимание исследователей к поискам текстурных признаков осадочных пород в осадочно-метаморфическом комплексе докембрия. В этом комплексе, породы которого обладают высокой степенью метаморфизма, указываются многочисленные и разнообразные признаки их осадочного происхождения.

В метаморфизованных толщах сохраняются ритмичность смены в составе типов пород, закономерная последовательность их напластования в разрезе, переходы одних пород в другие, резкие границы напластований.

В метаморфических породах сохраняются характер первичной слоистости и характер слоистости данной породы. Отчетливо наблюдается первичная слоистость, обусловленная накоплением зерен различного размера и различным минеральным составом слоев. В кварцитах со-

храняются косая слоистость, следы размыва, сползания, волочения, отпечатки дождевых капель, кристаллов льда и т. д.

В Индии в окрестностях Апралла описана слоистость в гнейсах гранитного облика. Исходной осадочной породой, превращенной в гнейсы, были косослоистые песчаные породы (Sarma, 1956). Косослоистые гнейсы без видимого перерыва переходят в граниты. Эккельман и Калп (Eckelmann and Kulp, 1956) наблюдали четкую первичную слоистость в гранитах Кранберри и Гендерсона (США, штат Северная Каролина). Выше эти граниты переходят в малоизмененные осадочные породы. На Северном Кавказе Г. Д. Афанасьев (устное сообщение, 1962 г.) в гранитах обнаружил органические остатки, которые, по его мнению, были захвачены во время интрузии из вмещающих пород.

Следует обратить внимание на то, что текстурные признаки осадочных пород сохраняются и обнаруживаются и в некоторых породах, относимых к интрузивным, например, в дунитах, габбро-норитах и др. Коарк (Koark, 1954) в дунитах из окрестностей г. Стамбула (Турция) обнаружил диагнональную слоистость.

Н. П. Туаев (1962) описал в юрских углистых сланцеватых глинах базальтовую дайку, в которой сохранились участки незамещенной осадочной породы (называемые им ксенолитами) и первичная слоистость (р. Цхенис Цхали у сел. Курсаби, Кавказ). В железнодорожной выемке у ст. Цхалтубо (Кавказ) обнажаются верхнемеловые образования, часть их преобразовалась в базальт, залегающий в виде дайки. Хотя контакты дайки с вмещающими породами резкие, в базальте сохраняются, особенно в верхней части дайки, характерные текстурные признаки исходных пород — слоистость и окраска слоев. Описывая кытлымиты Урала, А. А. Ефимов (1963) отмечает, что они представлены бесконечным чередованием габбро- и диоритоподобных прослоев, сохранивших реликты тонкослоистой текстуры, но утративших первичный состав. Среди них имеются прослои с узловатой текстурой, в которых струйчато-полосчатая габброподобная масса содержит линзы и желваки роговиков и гранатовых пород. Кроме того, в них отмечаются различные включения — «шарики», «линзы», причем мелкие включения и «клячья» субстрата имеют тонкозернистую структуру и амфибол-сосюритовый состав, а крупные — состав роговиков и пироксен-плагиоклазовых пород. По трещинам внутрь включений проникает габброподобная цементирующая масса. Цемент и включения не имеют четких границ.

Перечисленные признаки: тонкая слоистость, различные по размеру и составу включения, отсутствие резких границ между реликтовыми участками и преобразованной породой, проникновение цементирующей массы по трещинам — аналогичны тем, которые приводятся при описании различных псевдомагматических пород. Эти признаки позволяют прийти к выводу о том, что кытлымиты являются осадочными породами, преобразованными в псевдомагматические габбро диоритоподобного облика. Это подтверждает их «странный», смешанный, осадочно-изверженный характер. Постепенный переход кытлымитов в габбро и единое генетическое происхождение всего ультраосновного состава позволили Н. М. Успенскому (1952) прийти к выводу о том, что все породы комплекса: габбро, пироксениты и дуниты — представляют метасоматически преобразованные сланцы.

С. Н. Иванов и др. (1960) приводят интересные факты о реликтовых текстурах осадочных пород, наблюдавшихся в вулканогенно-обломочных отложениях Сибайского медноколчеданного месторождения. По их данным, брекчии лежачего бока рудной залежи чередуются с пачками тонкослоистых осадочных пород, среди которых наблюдаются ритмично-слоистые кварцево-пиритовые образования («полосчатые руды»), содержащие прослойки гематит-кварцевых и гематит-хлоритовых пород с радиоляриями

и растительным детритом. С. Н. Иванов, основываясь на ряде данных, приходит к выводу, что залежи сплошных руд Урала возникли путем избирательного замещения отдельных прослоев (линз) осадочных и лишь отчасти вулканических горных пород. Осадочное происхождение первичных пород, замещенных рудой, бесспорно подтверждается обнаруженными в них кораллами и пелециподами.

При изучении вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород Гайского медноколчеданного месторождения в порфиритах, альбитофирах, в туфах, туфопесчаниках и туфах смешанного состава автором были обнаружены фораминиферы и другие микроскопические органические остатки, замещенные различными минералами (Малахова, 1963, 1964). Интенсивные вторичные процессы изменения (метасоматоз), пятнами наложенные на первичную обломочную структуру пород осадочного происхождения, неузнаваемо изменили их состав и облик, придав им псевдоэффузивный характер. В некоторых породах или их участках, относительно мало затронутых метаморфизмом, можно наблюдать органические остатки различной степени сохранности, или, вернее, с различным характером замещения их раковин разнообразными минералами.

Описывая замещение на ранних стадиях метаморфизма фораминифер кварцем и полевым шпатом и отмечая широкое развитие минеральных новообразований в осадочных породах, автор высказывает предположение о том, что в зеленокаменном комплексе Урала наблюдаются различные стадии и фазы метасоматического породообразования, которые проявляются в формировании различных типов пород псевдомагматического облика.

Метасоматический метаморфизм характеризуется двумя следующими особенностями.

1. Он протекает неравномерно и обуславливает ажурное, пятнистое замещение первичных пород новообразованными. Масштаб замещения колеблется в больших пределах — от микроскопических «включений» до региональных площадей. Неравномерность замещения приводит к тому, что в начальной стадии в первично осадочной породе возникают «включения», «жилы» и «дайки» псевдомагматических пород; в конечные стадии замещения в новообразованной, вторичной породе остаются участки первичных отложений в виде «ксенолитов», «даек» («известняковые ксенолиты», «карбонатные дайки») и т. д.

2. В этих псевдомагматических породах сохраняются многие текстурные и структурные признаки осадочных, которые «просвечивают» сквозь сетку новообразованных минералов, или вторичные минералы своим расположением, составом и размерами подчеркивают реликты первичной текстуры. Органические остатки и органогенные породы также сохраняют свои специфические особенности. Твердые части организмов, раковины и скелеты утрачивают первоначальный кальцитовый состав, замещаются комплексом минералов, сохраняя, однако, детали внутреннего строения, их форму, которая оконтуривается тектином или каким-либо минералом.

В псевдомагматических породах, образовавшихся из органогенных, также сохраняются их текстурные и структурные особенности — слоистость, обломочность, ритмичность осадконакопления и т. д. Весьма характерным признаком псевдомагматических пород, образовавшихся в результате замещения известняков (порфиритизации), является значительное количество в них реликтового, остаточного кальцита.

В псевдомагматических породах отмечаются битумы — остатки органического вещества, заключавшегося в мягких тканях и твердых частях организмов. Битумы обнаруживаются и в рудах, возникших в результате замещения органогенных пород (Иванов и др., 1960).

Эти главные особенности псевдомагматических пород, возникших в ре-

зультате трансформации осадочных образований, являются критерием для установления их первично осадочного происхождения.

В последнее время И. С. Вахромеев (устное сообщение) провел детальное изучение вулканогенного комплекса в Баймакском районе на Южном Урале. В результате исследования он ставит под сомнение сложившиеся представления об эффузивной природе и условиях пространственного распространения большей части развитых здесь изверженных пород. К ним относятся: порфириты основного и среднего состава, альбитофиры, дацитовые порфириты, кварцевые альбитофиры, а также обломочные аналоги, относимые обычно к лавам или туфовым брекчиям. И. С. Вахромеев отмечает, что в плагиоклазовых порфиритах, диабазах и других магматических породах очень часто наблюдается реликтовая слоистость, «обособления», представленные различными осадочными породами: горизонтально-слоистыми полимиктовыми песчаниками, туфопесчаниками, глинистыми алевролитами, кремнистыми сланцами и яшмами. Размеры «обособлений» колеблются в значительных пределах, от нескольких квадратных сантиметров до крупных площадей в несколько сот квадратных метров. Контуры обособлений флишоидных образований, расположенных в вулканических породах, извилистые, характерные для «ксенолитов», т. е. участков первичной породы, оставшихся незамещенными.

И. С. Вахромеев пришел к выводу, что вулканические породы Баймакского района представляют слоистые осадочные толщи флишоидного типа, преобразованные в эффузивовидные породы.

При описании вулканических пород в литературе часто встречаются указания о находках в ископаемых лавах ксенолитов совершенно неизмененных осадочных пород или фауны хорошей сохранности. Ксенолиты имеют различные размеры (их иногда относят к эксплозивным обломкам) и не несут никаких следов воздействия на них лавы, даже в контакте с ней. Подавляющее число ксенолитов представлено известняками. Так как фауна в этих ксенолитах преимущественно морская, то содержащие их эффузивные породы относят к лавам, излившимся в подводных условиях, считая, что ксенолиты известняков представляют осадки, захваченные лавовыми потоками; по ним определяют время излияния лав.

Однако такие находки удивляют исследователей тем, что обнаруженные в лавах морские организмы сохраняют свой первичный карбонатный состав, форму и детали орнамента, без каких-либо следов воздействия на них лав. Причина такого феноменального явления остается для исследователей неясной. Например, Ладд (Ladd, 1957, стр. 12) пишет: «Иногда твердые части организмов сохраняются в совершенно необъяснимых условиях. Hall and Amick (1944, стр. 424, 428) обнаружили обломки стебля лилии в слюдистом перидотите палеозойских образований Теннесси. Этот факт позволяет предполагать, что вдоль или вблизи большого разлома была внедрена магма настолько низкой температуры, что граничащие с ней осадочные породы, с которыми она пришла в соприкосновение, не только не ассимилировались ею, но даже не изменились сколько-либо заметно. Laurence, изучавший эти лилии, отнес их к силуру и отметил, что в одном из образцов отчетливо видно, что перидотит заполняет центральный канал стебля».

Подобный факт описан Е. И. Таракановой (1956, стр. 195). В базальтах, открытых скважинами в северной части Эгинсайского бурогоугольного месторождения, ею встречены включения (ксенолиты) угля размером до 10 см. По ее данным, ксенолит угля в базальтах отличается от неизмененного эгинсайского угля большим удельным весом, большей хрупкостью и тонкими прожилками базальтов в трещинах. Е. И. Тараканова отмечает, что прямое соприкосновение с магмой влечет за собой, как правило, изменение углей в сторону их большей углефикации, т. е. ведет к образованию метаморфи-

зованных углей, в частности антрацитов и даже графитов. В особых случаях на контакте угля с магмой может образоваться природный кокс. Гуский блеск ксенолита угля и полное отсутствие пористости свидетельствуют о том, что захват обломков угля магмой не сопровождается его антрацитизацией или коксованием. В отличие от неизмененного эгинсайского угля ксенолит состоит из сильно раздробленного вещества угля, большого количества мелких сферических телец и стекловатого базиса базальта, в котором расположены крупные кристаллы плагиоклаза (лабрадор-битовнит) с хорошо выраженным двойниковым строением. Выход летучих веществ из

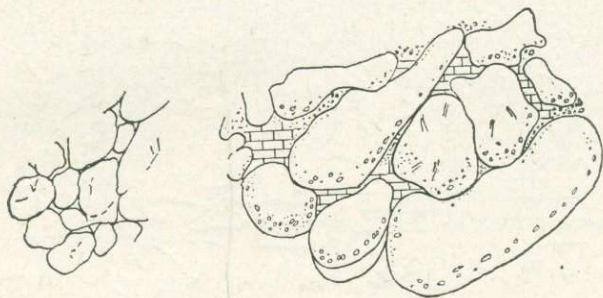


Рис. 1. Детали лавовых потоков второго типа.
Пример «шаровых» и «подушечных» обособлений лавы, разобценных между собой (по Т. А. Смирновой, 1963).

ксенолита очень высокий, содержание углерода низкое, что свидетельствует об отсутствии углефикации.

В заключение Е. И. Тараканова приходит к выводу, что в рассматриваемом случае обломки угля были захвачены лавой, ксенолиты представляют собой сильно (?—Н. М.) измененный уголь, испытывавший на себе не только термальное (?—Н. М.) действие, но и изменение состава угля.

Приведенные факты ясно указывают, что характер изменения ксенолита угля не связан с термальным воздействием на него базальтовой лавы. Оно может явиться выражением тех вторичных изменений, которые претерпевают углистые глины в скв. 55 при метасоматическом замещении их базальтом (Туаев, 1962).

Интересные факты изложены Т. А. Смирновой (1963) при описании лав базальтового состава в Магнитогорском синклинории. Т. А. Смирнова дает характеристику и зарисовки потоков (рис. 1) подушечных и шаровых лав. По ее данным, «потоки» состоят из подушек и шаров. Промежутки между лавовыми обособлениями (подушками и шарами.— Н. М.) заполнены различным (?—Н. М.) вулканогенно-обломочным материалом и известняком, иногда лавовые обособления плотно прилегают друг к другу.

Если подушки и шары представляют собой потоки лавы, то возникает ряд вопросов. Как представить механизм образования в подводных условиях единого «потока» лавы, состоящего из изолированных лавовых обособлений, имеющих, судя по рисунку, различные размеры и ориентировку в пространстве? Как представить способ накопления карбонатного материала в замкнутых пространствах между подушками и шарами? Если известняки накопились после излияния такого потока,— как они попали в лаву? Если лава изливалась после образования известняка,— как лавовые обособления попали в известняки? На эти вопросы с позиций магматического происхождения подобных «потоков» трудно ответить. Доказательства, приводимые в подтверждение излияния таких шаровых лав в подводных условиях, многие исследователи оспаривают. К этому следует до-

бавить (Гипп, 1962), что в современных базальтовых шаровых лавах, изученных на разных океанических глубинах, процессы альбитизации основных плагиоклазов отсутствуют. В них всюду наблюдался только лабрадорбитовнит. В связи с этим, наличие альбита в палеозойских шаровых лавах Урала не может служить доказательством излияния их в подводных условиях.

В этой же заметке Т. А. Смирнова (1963) дает описание лавовых потоков другого типа, которые обнаруживают слоистую текстуру. В каждом потоке

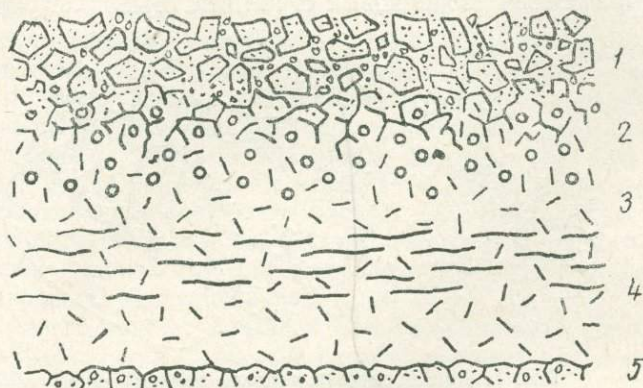


Рис. 2. Схема строения лавового потока первого типа (по Т. А. Смирновой, 1963).

1 — шлак; 2 — лавовая брекчия; 3 — миндалекаменный спилит и диабаз; 4 — диабаз флюидальной текстуры; 5 — нижний шлаковый слой.

закономерно повторяется чередование различных пород. Каждый поток внизу начинается диабазом с флюидальной текстурой и заканчивается грубообломочными лавобрекчиями (рис. 2). По ее данным, местами насчитывается более шестидесяти потоков, залегающих непосредственно один на другом...

Нам представляется, что генезис лавовых потоков, описанный Т. А. Смирновой, установлен недостаточно четко. Слоистая текстура потоков указывает на осадочное происхождение «лав». Закономерное чередование различных пород в потоке может свидетельствовать о ритмичном накоплении осадочных обломочных пород; каждый ритм начинается грубообломочными породами, а заканчивается тонкообломочными. Такие ритмично-слоистые толщи характерны для флишевых образований, широко распространенных в зеленокаменном комплексе Урала. Автор полагает, что в данном случае закономерно стратифицированные «лавовые потоки» представляют собой осадочные слоистые породы, преобразованные в метасоматические, сходные с базальтами. Иначе трудно представить процесс излияния лав, который привел к четко выраженной ритмичной стратификации «лавовых потоков».

Еще более удивительное явление описано в Крыму. В. Г. Бондаренко (1965) наблюдал инъекционные, не прорывающие друг друга ветвистые карбонатные дайки известняков, внедрившиеся снизу в лаву. Особенно поразительно то, что в дайках, имеющих вертикальное и горизонтальное расположение, сохраняются линии течения (флюидальная текстура), параллельные их контакту с лавой; эти «линии течения» называются слоистостью. Так как «линии течения» располагаются параллельно контакту с лавой, то, очевидно, слои в вертикальных и горизонтальных дайках располагаются перпендикулярно друг другу. Вместе с микрофауной в дайках и в подошве лав

встречены средне-верхнекембрийские аммониты и белемниты, залегающие в нормальной стратиграфической последовательности. Известняковые дайки облекают остросребристые глыбы андезита и создают подобие брекчии (гигантбрекчии) с контактным цементом. Мощность даек колеблется от нескольких миллиметров до 0,5 м (рис. 3). Объясняя механизм образования

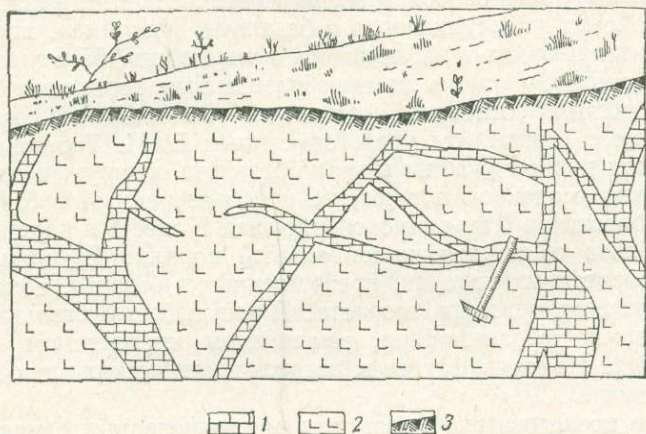


Рис. 3. Лава, пронизанная карбонатными дайками (по В. Г. Бондаренко, 1965).

1 — органогенный известняк даек; 2 — вмещающая андезитовая лава; 3 — почва.

карадагских известняковых даек, В. Г. Бондаренко (1965, стр. 136) пишет: «По-видимому, лава, изливавшаяся на морское дно, была сравнительно маломощной, что обусловило ее интенсивное растрескивание. Трещины образовались под влиянием холодного контакта лавы с водной средой, сейсмических колебаний земной коры или оползания лавы (откуда?—Н. М.) Известковистый ил под давлением (чего? — маломощной лавы?—Н. М.) заполнял полость трещин, цементируя лаву и образуя характерные ветвистые дайки». Надуманность толкования отмеченного явления очевидна.

В настоящее время накопилось довольно много фактов, которые с неоспоримостью свидетельствуют о том, что в результате метасоматического метаморфизма из осадочных пород образуются все типы пород, которые известны среди магматических образований. К ним относятся габбро, габбро-нориты, перидотиты, дуниты, базальты, порфириды кислого, среднего и основного состава. В таких псевдомагматических породах (метасоматитах), образовавшихся «холодным» путем, сохраняются в совершенно неизменном виде уголь, растительные остатки, фауна и «ксенолиты» пород различного литологического состава, которые представляют собой либо реликты первичных осадочных пород, не подвергшихся метасоматозу, либо их отдельные глыбы — в том случае, когда преобразовываются конгломераты и другие грубообломочные породы.

По данным Н. П. Туаева (1962), известны факты ажурного замещения известняков габбро-норитами (графитовое месторождение Тас-Казан). Размеры «ксенолитов» известняка в габбро-норитах достигают нескольких сантиметров. Такие же размеры имеют «ксенолиты» габбро-норитов в известняках. Подобное преобразование осадочных пород в метасоматические базальты Н. П. Туаев наблюдал в Ферганской долине в горе Кара-Чатыр, где небольшие линейно ориентированные и изолированные участки осадочных образований среднего карбона преобразовались в базальты. Размеры таких базальтовых участков различны — от нескольких квадратных санти-

метров до нескольких квадратных метров. В базальте сохраняются текстурные особенности исходной осадочной породы. Характерно, что замещение происходит последовательно, без рвущих контактов. Резкая граница между базальтами и осадочными породами отсутствует. Контакт имеет слабо заметное волнистое очертание.

В Тургайской впадине обнаружены многочисленные факты преобразования мезозойских углистых пород в базальты. Например, преобразование углистой глины в базальт наблюдалось в керне скв. 55 Эгинсайской впадины. По-видимому, к таким же преобразованным первичным углисто-глинистым отложениям относятся «базальты» Эгинсайского бурогоугольного месторождения с ксенолитом угля, описанным Е. И. Таракановой (1956). На Сарбайском рудном участке в керне базальта обнаружен одиночный коралл — остаток осадочной породы, не преобразованный в базальт. В Челябинской области на Камышинской площади в скв. 1 в керне метасоматического базальта обнаружен колониальный коралл. В нижнем течении р. Амура, в осадочных породах, превращенных в базальт, обнаружены раковины моллюсков мелового возраста. В мезозойском базальте Зауралья нами обнаружена фораминифера, замещенная кремнеземом (табл. LIV, фиг. 157—161). Находки фауны в псевдомагматических породах описаны и за пределами СССР.

На Урале исследователи указывают многочисленные случаи пространственной связи магматических пород зеленокаменной толщи с известняками и другими осадочными породами. Однако фактических данных о том, каковы истинные взаимоотношения известняков с магматическими породами, главным образом эффузивными, не имеется. При описании их исследователи ограничиваются применением таких ничего не объясняющих формулировок, как «известняки ассоциируются с вулканогенными породами», «известняки в той или иной степени фациально замещают вулканогенные породы», «вулканогенный комплекс местами включает небольшие линзы палеонтологически охарактеризованных известняков», «известняки сопровождаются вулканогенными образованиями» и т. д.

Несомненно, что изучение таких контактов и поиски текстурных признаков осадочных пород во многих вулканогенных образованиях зеленокаменной толщи, «ассоциирующихся» с известняками и другими осадочными породами, даст новые факты о преобразовании их в разнообразные псевдомагматические породы.

ОРГАНИЧЕСКИЕ ОСТАТКИ В МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ И ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ ТОЛЩИ УРАЛА

Органические остатки (фораминиферы, остракоды, членики криноидей, радиолярии, гастроподы и др.) встречаются почти во всех осадочных породах восточного склона Урала и некоторых других регионов за пределами СССР вне зависимости от степени их метаморфизма. В слабо метаморфизованных карбонатных породах органические остатки изменены мало и обнаруживаются и определяются легко. Вместе с ними наблюдаются новообразованные кристаллы кварца, полевого шпата и других минералов.

С увеличением степени метаморфизма количество вторичных минеральных компонентов в карбонатных породах возрастает. Кристаллизуясь в твердой породе, минералы замещают весь объем породы, вместе со всеми ее органическими и неорганическими компонентами (фауна, песчинки карбоната и др.). В последующей стадии метаморфизма новообразованные минералы почти полностью замещают карбонатные породы — биоморфные известняки (биолиты) и обломочные органогенные породы (биокласты). По

составу минералов и структуре такие породы почти не отличаются от магматических (эффузивных и интрузивных).

Весьма характерным признаком всех осадочных эффузивовидных пород является их сильная карбонатизация. Карбонат в них является остаточным — реликтом первично карбонатной породы. Он встречается либо в виде карбонатизированных участков, либо в виде отдельных кристаллов или скоплений вторичного кальцита.

Карбонатные раковины и скелеты замещаются различными минералами и утрачивают четкость внутреннего строения. Однако тектин длительное время сохраняется, «просвечивает» сквозь сетку минералов и позволяет улавливать контуры раковин. Часто мелкие кристаллы минералов закономерно располагаются у границы тектина и помогают обнаруживать его контур. Иногда в породе сохраняются псевдоморфозы минералов по органическим остаткам, которые также позволяют устанавливать осадочное происхождение метаморфической породы.

Ниже приводится краткое описание некоторых осадочных и метаморфизованных пород зеленокаменного комплекса, в которых обнаружены следы органических остатков.

Известняки (табл. XLII, фиг. 121, 122; табл. XLIII, фиг. 124; табл. XLIV, фиг. 125). В неизмененных биоморфных известняках стенки раковин большинства фораминифер имеют темный цвет и резко выделяются на светлом фоне карбонатной массы породы. Начальная стадия перекристаллизации характеризуется появлением мелких кристалликов кальцита в породе и на стенках раковин. Некоторые исследователи относят вторичные кристаллы кальцита в стенке раковины к числу систематических диагностических признаков вида или рода. Вторичный характер таких кристаллов особенно хорошо определяется потому, что они возникают одновременно и в стенке, и в породе, т. е. пересекают тектин. Перекристаллизация ведет к выносу органического вещества и обесцвечиванию стенки. Такие обесцвеченные раковины наблюдаются в перекристаллизованных известняках и особенно в мраморах.

Мраморы (табл. XLII, фиг. 123). В зеленокаменном комплексе восточного склона Урала значительно развиты перекристаллизованные известняки и мраморы. Перекристаллизация известняков сопровождается увеличением крупности зерен кальцита (собирательная кристаллизация) и проявляется неравномерно, в результате чего в одних участках породе предстает мраморизованный известняк, в других — средне- и крупнозернистый мрамор. Перекристаллизация (рост кристаллов кальцита) не вызывает никаких механических нарушений в породе: органические остатки сохраняют целостность раковин и скелетов.

В мраморах можно наблюдать реликты первоначальной органогенно-обломочной структуры, остатки мшанок, створки остракод, обломки членников криноидей, трубки водорослей, раковины фораминифер. Раковины фораминифер вместе с вмещающей породой также подвергаются перекристаллизации, которая выражается в возникновении в них беспорядочно ориентированных кристаллов кальцита и в осветлении стенки. Осветление стенки означает замещение и вынос органического вещества (тектина), слагающего основу стенок и окрашивающего их в темный цвет. При перекристаллизации тектин исчезает не сразу и тем способствует сохранению очертаний формы раковин в общей кристаллической массе породы. В конечном счете, возникновение кристаллов кальцита в стенке, в полостях камер раковины и окружающей их породе, а также вынос тектина и осветление стенок приводят к тому, что раковина теряет резкие ограничения и как бы сливается с породой. Некоторые фораминиферы выявляются в зернистой массе мрамора вследствие возникновения в их полостях крупных кристал-

лов кальцита, которые подчеркивают очертания внутреннего строения раковины. Иногда в полостях камер фораминифер, в их стенках наблюдаются мелкие кристаллы новообразованного кварца. Пересечение кристаллами контуров стенок раковин фораминифер и наличие кристаллов во внутренних полостях камер свидетельствует об их метасоматическом развитии. Так как новообразованные кристаллы кальцита имеют различную ориентировку, наблюдение за контурами раковин затрудняется.

Некоторые разности мраморов и мраморизованных известняков обнаруживают тонкую слоистость. В таких слоях сохраняются лишь мелкие, совершенно неопределимые обломки органического и растительного детрита. Слоистость выражена чередованием темно- и светлоокрашенных слоев. Темный цвет обусловлен наличием в них битума, который маскирует как структуру породы, так и заключенные в ней органические остатки. Мощность слоев различная — от нескольких долей миллиметра до нескольких десятков сантиметров и более. Изредка наблюдается микроскладчатость и пloyчатость.

В мраморизованных известняках колчеданоносной толщи Дегтярского и Полевского месторождений наблюдались остатки раковин как «мелких» фораминифер (*Tetrataxis*, *Bradyina*, *Archaediscus*, *Glomospira*, *Brunsia*, *Ammodiscus* и др.), так и представителей отряда фузулинид. У некоторых форм можно наблюдать начальную камеру, апертуру, складчатость перегородок, тектум, реже пористость стенок. Среди них наблюдались веретенообразные и шарообразные формы, относящиеся к представителям сем. *Fusulinidae* (табл. XLII, фиг. 123).

В мраморах сохраняются остатки макрофауны. Например, в каррарских мраморах можно наблюдать остатки криноидей и срезы раковин гастропод. На Урале поисками фауны в мраморах до последнего времени никто не занимался. По данным В. С. Милициной (устное сообщение), изучавшей мраморы в Полевском районе, в них видна полосчатость, т. е. реликты первичной слоистости, выражающейся в чередовании слоев темных и светлых мраморов. На их выветрелой поверхности иногда наблюдаются членики криноидей, но распределены они по площади и по количеству неравномерно: иногда встречаются единичными формами, иногда образуют массовые скопления. Среди них В. С. Милицина определила *Entrochus dentatus* Quen. (нижний и средний девон), *Desmocrinus macrodactylus* Angelina (верхний силур — нижний девон).

Вопреки сложившемуся представлению о том, что мраморы после перекристаллизации сохраняют только слоистую текстуру, а остатки организмов обычно исчезают (Штейнберг, 1957, стр. 125), органические остатки в мраморах встречаются и имеют сохранность, вполне достаточную для определения их возраста до системы или отдела, что иногда бывает очень важно для решения практических задач.

Различные песчаники, туффиты и другие слоистые породы. Слоистые толщи, относимые к флишoidным образованиям, слагаются чередованием глинистых сланцев, алевролитов, песчаников, пелитовых известняков и т. д. Иногда эти породы очень быстро сменяются более грубозернистыми: гравелитами, линзами известняковых конгломератов и брекчий, которые снова могут перейти в более тонкозернистые разности. В грубообломочных разностях слоистость либо отсутствует, либо выражена слабо. Мощность отдельных слоев колеблется в широких пределах: от долей сантиметра до десятков метров. В толще флишoidных образований встречается пачка ленточно-слоистых пород, у которых мощность слоев достигает десятых долей сантиметра. Переход одних разностей пород в другие в пространстве и по разрезу происходит быстро и в отдельных участках создает очень пеструю картину чередования слоев, но

в региональном масштабе флишoidные толщи сохраняют свои характерные черты и подчиняются определенным закономерностям в распространении на площади и в соотношениях с вмещающими образованиями.

В некоторых районах флишoidные толщи подвергаются сплошному или неравномерному, пятнистому окремнению, образуя яшмы, кремнистые сланцы, окремненные известняки и другие кремнистые породы. Часто на окремнение накладываются процессы хлоритизации, фельдшпатизации и т. д., с образованием вторичного кварца, полевого шпата и других минералов. Такие измененные породы обычно выделяются в разряд туфогенных, среди которых различают туфогенные гравелиты, туфопесчаники, кремнистые туфосланцы, туфы, туффиты и др. Так как породы этой группы различаются не качественными, а количественными признаками, туфогенные породы характеризуются большим количеством новообразованных минералов, которые принимаются за продукты вулканических извержений. Если на слоистые осадочные породы накладываются процессы гематитизации и окремнения, то порода по названию содержащихся в ней новообразованных минералов зачисляется в категорию пород неопределенного происхождения и обозначается как кварц-гематитовая. В связи с тем, что процессы метаморфизма (окремнение, хлоритизация, фельдшпатизация и т. д.) проявляются неравномерно по площади, по разрезу и в слое, граница между неизменными и метаморфизованными породами имеет условный характер.

Известняковые, «полимиктовые» и другие песчаники (табл. XLIV, фиг. 126—128; табл. XLV, фиг. 129). Известняковые песчаники широко распространены в зеленокаменном комплексе. Органические остатки в них имеют хорошую сохранность. В песчаниках четко наблюдаются новообразованные кристаллы кварца, полевых шпатов, хлорита, биотита и др.; наиболее часто наблюдается кварц. Такие вторичные минералы иногда принимают за обломочные, и песчаники относят к полимиктовым или туфогенным.

В песчаниках со слабо окатанными обломками карбонатных пород и с большим количеством пелитоморфного карбонатного цемента органические остатки сохраняются хорошо. В песчаниках с окатанными обломками и небольшим количеством цемента органические остатки несут явные признаки механических повреждений. Их раковины или скелеты обломаны, потеряны, часто разбиты трещинами, которые заполняются тонким карбонатным или глинисто-карбонатным веществом. Такие песчаники иногда хорошо сортированы по размерам обломков; в них наилучшую сохранность имеют раковины небольших размеров, наблюдаемые обычно в цементе между крупными обломками.

Туфогенные песчаники (табл. XLV, фиг. 130, 131; табл. XLVI, фиг. 132, 133; табл. XLVII, фиг. 134, 135). В «туфогенных» породах наблюдаются радиолярии, спикулы губок и фораминиферы. Они распределены по типам пород в зависимости от размеров обломочных частиц. Это подчеркивает тождество условий их накопления. Органические остатки в «туфогенных» породах замещаются различными минералами и превращаются в минеральные составные части метаморфической породы.

Туффиты (табл. XLVII, фиг. 136). Ленточно-слоистые отложения встречаются иногда в виде небольших прослоев и линз, иногда образуют пачки значительной мощности. Слоистость обуславливается чередованием слоев, отличающихся по составу и по крупности обломочных частиц. Отложения с тонкой параллельной слоистостью характеризуют отложения мелких водоемов: озер, озеровидных расширений рек. Особенно они характерны для озерно-ледниковых отложений, в которых слоистость обуславливается сезонным поступлением тонкоотмученных пелитовых глинистых,

кварцевых и карбонатных частиц, осаждение которых происходит в спокойной обстановке. Мощность слоев колеблется от 0,1 до 1 см и более; иногда тонкие слои чередуются с более толстыми; иногда наблюдаются линзы и выклинивающиеся прослойки, сложенные более грубообломочными частицами. Окремнелые разности таких пород называются яшмами, кремнистыми сланцами и просто кремнистыми породами. Метаморфизованные в большей степени, такие породы называются туффитами. Сочетание окремнения, гематитизации и хлоритизации создает разнообразно окрашенные яшмы, рисунок которых отражает текстурные особенности первоначальных осадочных пород и неравномерное проявление метаморфизма: пятнистую или сплошную гематитизацию и хлоритизацию. В породах, достигших значительной степени метаморфизма, слоистость обозначается как полосчатость и ее происхождение связывают уже с другими факторами.

В таких тонкообломочных породах наиболее часто встречаются скелеты радиолярий, споры и пыльца растений. Распределены они неравномерно: иногда образуют небольшие по мощности слои, линзочки, в других случаях залегают беспорядочно по всему слою — то единичными формами, то массовыми скоплениями. Такое распределение органических остатков указывает на то, что они не сингенетичны осадку и представляют в нем обломочные алевролитовые частицы. Хотя размер скелетов больше размера пелитовых частиц, их очень маленький удельный вес обуславливает осаждение вместе с пелитовыми частицами. В таких породах скелеты радиолярий встречаются чаще, так как пелитовая масса, в которой они находятся, способствует сохранению их при переносе. В более грубообломочных породах скелеты радиолярий встречаются реже и часто несут следы механической деформации: в них часто встречаются только обломки скелетов и игл. Скелеты радиолярий в таких породах не определяют их морского происхождения и не могут быть использованы для определения возраста.

Спикулы губок в таких тонкозернистых осадках встречаются реже и распределены они, как и радиолярии, неравномерно: то единичными формами, то в виде скоплений. Раковины фораминифер в пелитовых породах не встречаются; они приурочены к более грубообломочным разностям. Распределение органических остатков по типам пород связано с размерами обломочных частиц: чем меньше размеры обломочных частиц, тем меньше размеры органических остатков. Такая зависимость распределения органических остатков по типам пород от их размеров свидетельствует о механической сортировке и о переотложенном залегании. Спикулы губок и раковины фораминифер также замещаются кремнеземом, хлоритом и другими минералами.

Среди флишоидных образований встречаются не мощные, быстро выклинивающиеся прослои, состоящие только из карбонатных обломочных частиц. Такие вторичные «известняки» обычно не содержат органических остатков, так как слагаются тонко размельченным карбонатным материалом: размеры обломочных частиц в них меньше размеров наиболее мелких органических остатков. Иногда они имеют отчетливую тонкую слоистость, обусловленную чередованием светлых и темных слоев. На западном склоне Урала, в артинских отложениях, развиты флишоидные породы, содержащие большое количество радиолярий, спикул губок. Д. М. Раузер-Черноусова (1965) считает наличие больших масс радиолярий характерной особенностью отложений пермского возраста.

Т у ф ы (табл. XLVIII, фиг. 137; табл. XLIX, фиг. 138, 139; табл. L, фиг. 140—142; табл. LI, фиг. 143—148; табл. LII, фиг. 149—153; табл. LIII, фиг. 154—156). Органические остатки чаще наблюдаются в туфах. Среди туфов зеленокаменного комплекса Урала описано множество разновидностей пород, выделенных главным образом по структуре обломочного мате-

риала, по типу вторичных изменений. Так, среди туфов альбитофириров, собранных нами, петрографически определены окварцованные, серицитизированные, хлоритизированные разновидности.

По составу обломочного материала определены туфы литокристаллокластические, кристалло-литокластические и др. Органические остатки в них имеют различную степень сохранности, но все же достаточную для их обнаружения. Туфы являются породами, переходными от нормально осадочных к метаморфизованным, псевдоэффузивным. Необходима постановка специального изучения туфов, которое внесет новое в существующие представления о процессах порфиритизации, спилитизации, альбитофиризации и других типов метаморфизма пород.

Базальты (табл. LIV, фиг. 157—161; табл. LV, фиг. 162). Находки органических остатков в породах, относимых к базальтам, свидетельствуют о том, что они представляют собой метаморфические осадочные породы. Н. П. Туаев (1962) считает, что в базальты превращаются породы, богатые органическим веществом.

Диабазы (табл. LV, фиг. 163—166; табл. LVI, фиг. 167—170). Органические остатки в породах, относимых к диабазам, наблюдаются нечетко. Новообразованные кристаллы создают крупнокристаллическую структуру, в которой тонкие реликты тектина прослеживаются с трудом, так как участками контуры его прерываются кристаллами, в которых тектин уже исчезает.

Порфириты (табл. LVI, фиг. 171; табл. LVII, фиг. 172—175; табл. LVIII, фиг. 176—178; табл. LIX, фиг. 179—181; табл. LX, фиг. 182—184; табл. LXI, фиг. 185). В зеленокаменном комплексе Урала широко развиты порфиритизированные осадочные породы, относимые к эффузивам, среди которых в числе других выделяют две разновидности: плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые порфириты. Та и другая разновидность, вероятно, характеризуют различные степени метаморфизма или, может быть, физико-химическое равновесие (на данный промежуток процесса) системы элементов. Оно выражается в определенных сочетаниях минералов и их структурных взаимоотношениях. В порфиритах стенки раковин, замещенные хлоритом, наблюдаются иногда достаточно ясно. По Н. П. Туаеву (1962), осадочные породы, богатые органическими остатками, превращаются в порфириты.

Спилиты (табл. LXI, фиг. 186—188; табл. LXII, фиг. 189—193; табл. LXIII, фиг. 194, 195; табл. LXIV, фиг. 196—199, табл. LXV, фиг. 200, 201; табл. LXVI, фиг. 202—204). В породах, относимых к спилитам, органические остатки наблюдаются четко. Образование спилитов обязано вторичным процессам преобразования осадочных пород, поэтому находки в них органических остатков закономерны, тем более, что спилитизированные породы очень часто сопровождаются неизменными известняками и частью в них переходят. Морская фауна, обнаруженная в самих «спилитах» (продуктах излияния «спилитовых лав») является бесспорным доказательством их осадочного происхождения. В спилитах очень часто сохраняется карбонат первичной породы, который присутствует либо в виде участков, перекристаллизованных в мрамор, либо сохраняется в виде мелких кристаллов в стенке раковин, либо в виде пятен тонкопелитового карбоната. В некоторых разновидностях хорошо наблюдается форма раковин.

Альбитофиры (табл. LXVII, фиг. 205, 206). Альбитофиризация осадочных пород — широко распространенный тип метаморфизма. В альбитофирах (вторичная альбитизированная порода), которые образуются по карбонатным породам, органические остатки встречаются либо в виде псевдоморфоз кремнезема или полевого шпата, либо в виде контуров тектина, очень слабых, едва различимых. Иногда в альбитофирах наложение

хлоритизации на псевдоморфозы кварца по органическим остаткам неравномерно проявляет контуры их внутреннего строения. Фотографировать и наблюдать такие «теневые» контуры раковин трудно.

Измененные породы (табл. LXVII, фиг. 207, 208; табл. LXVIII, фиг. 209, 210; табл. LXIX, фиг. 211—214; табл. LXX, фиг. 215). Среди пород зеленокаменного комплекса очень часто встречаются породы неустановленного генезиса. Такие породы относятся к метаморфическим, измененным, и называются по вторичным минералам, среди которых главная роль принадлежит хлориту, эпидоту и кварцу. Органические остатки в таких измененных хлорито-кварцевых и эпидото-кварцевых породах распознаются по хлориту, наложенному на предыдущий минеральный состав раковин, который как бы проявляет их контур и позволяет устанавливать их первичное осадочное происхождение.

Кварциты (табл. XIII, фиг. 45—47; табл. XIV, фиг. 48—50; табл. XVII, фиг. 58; табл. XVIII, фиг. 59). Кварциты являются вторичными породами, образовавшимися в результате полного замещения первичной породы кремнеземом и его последующей перекристаллизации. Во вторичных кварцитах, образовавшихся по осадочным породам, степень сохранности органических остатков различна, в зависимости от степени окремнения. На первой стадии сохраняется органическая основа стенки (тектин) и контуры раковин имеют ясные очертания. В последующей стадии, после выноса тектина, контуры органических остатков наблюдаются в виде более уплотненных участков (табл. XVIII, фиг. 59). Крупные органические остатки сохраняют все детали скульптуры (*Choristites* ex gr. *mosquensis* (Fisch.)). Растительные остатки чаще наблюдаются в виде обуглившихся частиц. Систематические поиски органических остатков в кварцитах не производятся, хотя в них могут быть обнаружены формы вполне удовлетворительной сохранности.

Гранодиорит-порфиры и плагиогранит-порфиры (табл. LXX, фиг. 216, 217; табл. LXXI, фиг. 218—221; табл. LXXII, фиг. 222—224, табл. LXXIII, фиг. 225—227; табл. LXXIV, фиг. 228—230). Магматические интрузивные породы кислого состава нами пока систематически не изучались, поэтому имеется досадный пробел в фаунистической характеристике псевдоинтрузивных гранитизированных пород. Возможность находок фауны в гранитах и других кислых породах вполне реальна, так как подтверждается не только фактическими данными о метасоматическом происхождении многих гранитов из осадочных пород, но и прямыми доказательствами их осадочного происхождения — находками органических остатков, пока еще весьма редкими. В случайных образцах пород, отнесенных петрографами к гранодиорит-порфиру и плагиогранит-порфиру, нами обнаружены раковины фораминифер. Находка органических остатков в этих интрузивных породах не противоречит известному факту замещения осадочных пород (известняков) диоритовыми порфиритами, описанному Д. С. Коржинским (1948) на Северном Урале. Это позволяет уверенно рекомендовать геологам поиски органических остатков в «интрузивных» породах, не исключая и даек, так как в настоящее время доказано, что многие дайки на самом деле могут представлять собой метасоматические «жилы» (Туаев, 1962)¹.

¹ После сдачи рукописи в печать нами были обнаружены многочисленные органические остатки в «овондных» («шариковых») альбитовых гранитах Маминского золоторудного месторождения на восточном склоне Среднего Урала. В образцах, хранящихся в музее Свердловского горного института, а позднее в породах, взятых в заброшенных карьерах месторождения, нами найдены ядра брахиопод, принадлежащих родом: *Spirifer* (*Choristites*), *Athyris*, *Productus* и др. (предварительные определения).

ПЕРСПЕКТИВЫ ИЗУЧЕНИЯ ОРГАНИЧЕСКИХ ОСТАТКОВ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

Наши представления о значении организмов в общем процессе породообразования очень ограничены. Скапливаясь после гибели на дне водоема, организмы дают начало биогенным образованиям — известнякам, однако это лишь небольшой этап в формировании стратисферы. Роль их в общем породообразовании гораздо значительнее. После смерти организма, когда живая ткань теряет биологическую связь с минеральными частицами раковины или скелета, каждый из этих компонентов — органическое вещество мягких тканей, органическое вещество, пропитывающее минеральные частицы раковин и скелетов (тектин) и минеральные твердые части — начинает участвовать в породообразовании самостоятельно, наравне со всеми другими компонентами осадка или породы. Однако значение и роль, которые они приобретают в последующие этапы преобразования осадочных пород в метаморфические, изучены недостаточно.

Актуальность проблемы палеонтологического изучения метаморфических пород очевидна. Поиски и изучение органических остатков необходимо производить во всех породах, претерпевших метаморфизм различного типа и различной интенсивности. К ним относятся не только классические «кристаллические сланцы», но и регионально- и контактово-метаморфические, а также псевдомагматические, имеющие облик интрузивных и эффузивных пород.

Большое значение палеонтологических исследований для стратиграфии и тектоники метаморфических зон бесспорно. Однако изучение органических остатков в метаморфических породах обычными приемами палеонтологического метода затруднено. Актуальность проблемы поисков органических остатков в метаморфических толщах вызывает необходимость оформления нового научного направления в геологии — биопетрологии.

Биопетрология должна выяснять закономерности преобразования органогенных пород в различные типы метаморфических. Главной целью этой науки будет изучение роли и значения органогенных пород (биолитов) в общем процессе породообразования, то есть установление этапов эволюционного преобразования органогенных пород в метаморфические.

Самые начальные стадии породообразования — диагенез — еще слабо изучены и данных о закономерностях превращения осадка и организмов в горную породу пока мало. Несомненно, что в ближайшем будущем этот этап в истории развития стратисферы будет изучен. В настоящее время мы располагаем большим материалом для исследования последующего этапа истории стратисферы, который следует после литификации (окаменения) осадка.

Метаморфические толщи, основываясь на высшей степени метаморфизма слагающих такие зоны пород, зачисляются либо в разряд наиболее древних образований, либо выделяют их в особые зоны, история формирования которых слабо связана с общей геологической историей региона. Ошибочность метода определения возраста метаморфических пород по степени метаморфизма не требует доказательств. Известны случаи, когда породы высшей степени метаморфизма после находок в них органических остатков оказывались молодыми, мезозойскими, как это было, например, установлено в Японии.

Биопетрология будет содействовать установлению первично осадочного происхождения метаморфических пород и определению их возраста. С ее помощью будет возможно решать вопросы стратиграфии и тектонического строения; устанавливать генезис полезных ископаемых, факторы их локализации и размещения в пространстве. Нет сомнения в том, что даже на

первой стадии изучения органических остатков в метаморфических породах биопетрология сможет оказать существенную помощь прикладной геологии в решении некоторых практических задач.

Данные биопетрологии позволят произвести генетическую и возрастную увязку метаморфических осадочных толщ с их неизменными аналогами, т. е. помогут установить их единую историю в дометаморфический этап формирования.

Биопетрология окажет существенную помощь в установлении последовательности эталов, фаз и стадий вторичного минералообразования, т. е. способствовать выяснению характера и направленности эволюционного процесса породообразования в целом. Раскрытие этих закономерностей в будущем послужит ключом к пониманию законов концентрации полезных ископаемых, и мы сможем направлять и ускорять процесс их накопления в природных условиях.

Распознать раковины и скелеты организмов в глубоко метаморфических породах трудно, но вполне возможно. На помощь исследователю должны прийти разнообразные методы из смежных дисциплин, которые палеонтологами почти не используются.

Для изучения органических остатков и органогенных метаморфизованных пород необходимо использовать палеонтологический, минералогический, литолого-петрографический, химический, геохимический методы исследования. С их помощью будут решаться частные вопросы общей проблемы.

Палеонтологический метод: изучение морфологии и внутреннего строения органических остатков и структуры биогенных пород, определение роли и значения животных и растительных организмов в процессах метаморфизма.

Минералогический метод: а) изучение псевдоморфоз различных минералов по органическим остаткам; б) изучение разнообразных органических и минеральных включений (в минералах), которые являются реликтами первично осадочной породы; в) детальные исследования минеральных превращений органических остатков. Устанавливая сущность и характер метасоматического метаморфизма скелетных частей и раковин организмов и органического вещества, заключенного в них, можно будет выяснить основные черты процесса минерализации самой породы, которая вмещает органические остатки.

Литолого-петрографический метод: а) изучение характера и последовательности кристаллизации вторичных минералов, заместивших первичный карбонат кальция раковин и скелетов организмов; б) изучение реликтов осадочных структур и текстур.

Химический метод: выяснение роли и значения органического вещества животного и растительного происхождения (тексти раковин, следы жизнедеятельности бесскелетных животных, растительные остатки и др.).

Органические вещества при трансформации пород имеют большое значение, так как могут способствовать миграции других компонентов породы, изменять характер и направление химических реакций, служить катализатором минерализации и, наконец, концентрируясь в соответствующих условиях, давать скопления органических веществ типа нефтей. Растительный детрит, рассеянный в осадочных породах в виде углистых частиц, часто наблюдается в виде включений в различных минералах. Углистые частицы обладают большой устойчивостью против минеральных замещений.

Геохимический метод: выяснение роли и значения рассеянных элементов, которые в результате биохимических процессов концентрируются в мягких тканях, в раковине и в скелете организмов, а после

смерти животного переходят в осадок и принимают участие в последующих стадиях формирования пород.

Для решения основной задачи следует привлекать современные тонкие методики исследования, разработанные в других науках. Нужно исследовать метаморфические породы в инфракрасном свете, в ультрафиолетовых лучах, с помощью люминесцентного и люминесцентно-битуминологического анализа, изучать детали процессов замещения органических остатков различными минералами с помощью электронного микроскопа, определять изотопный состав и абсолютный возраст и т. д. Необходимо усовершенствовать методику микрофотографирования органических остатков, в частности объемное микрофотографирование, а также постоянно разрабатывать новые оригинальные методы распознавания и фиксации органических остатков в метаморфических породах.

Метаморфические комплексы включают огромные массы осадочных пород, но выпадают из палеонтологически документированной летописи. Находки органических остатков в таких комплексах важны не только для восстановления геологической истории в дометаморфический этап, но и для установления генезиса полезных ископаемых, закономерностей локализации и методов их поисков.

Органические остатки в метаморфических породах обладают относительно хорошей степенью сохранности: сохраняются общая форма, скульптура и тонкие детали внутреннего строения. Многочисленные примеры хорошего сохранения органических остатков, текстур указывают на то, что замещение их другими минералами происходит метасоматически.

Органические остатки превращаются в минеральные образования, которые находятся в равновесии с минеральными образованиями вмещающей породы. Замещаясь различными минералами, они являются надежными показателями степени и характера метаморфических изменений (минерализации) и могут играть очень важную роль при установлении закономерностей процесса породообразования. Замещение органических остатков многими минералами свидетельствует о большом диапазоне изменений исходной породы.

Находки органических остатков в породах любой степени метаморфизма являются бесспорным доказательством их первично осадочного происхождения и прямым указателем их относительного геологического возраста.

Приведенные выше далеко не полные факты о текстурных признаках осадочных пород, обнаруженных в псевдоизверженных породах, позволяют ставить поиски фауны в таких породах на вполне реальную основу. Если в таких породах сохраняется слоистость и другие осадочные текстуры, почему в них не могут сохраняться органические остатки? Необходимо лишь учитывать, что, в соответствии с теми изменениями, которые претерпевают осадочные породы при трансформации, твердые части органических остатков также теряют первичный химический и минеральный состав. Раковины и скелеты организмов замещаются другими минералами, но, благодаря тектину, сохраняют специфические морфологические черты строения, что позволяет распознавать их среди кристаллических форм минералов.

Проблема поисков фораминифер во всех типах метаморфических пород до сего времени никем не ставилась. Необходимо начать систематические их поиски. В трансформированных породах, вследствие неравномерности процессов замещения, кроме органических остатков, сохраняются реликтовые признаки осадочных пород: слоистость, порядок наложения, ритмичность осадконакопления и т. д. Направленные поиски этих признаков в породах, которые в настоящее время считаются бесспорно магматическими, в свете изложенных данных вполне оправданы. Необходима постановка тематических работ, посвященных установлению генетических критериев для распознавания вулканогенных и эффузивовидных пород. В связи с этим открываются возможности находок органических остатков в породах, которые до сего времени остаются вне поля исследований палеонтологов и геологов-осадочников.

Вторжение палеонтологии в область петрографии и минералогии обещает раскрытие новых закономерностей, интересных и важных в научном и практическом отношении. Выявление закономерностей, определяющих роль и значение органических остатков и органогенных пород, вызывает необходимость выделения новой отрасли геологии — биопетрологии.

Изучение органических остатков в метаморфических породах существующими методами микроскопии и фотографии очень затруднено и не до-

стигает цели в полной мере. Необходимы поиски новых методов исследований, которые позволили бы эффективно и надежно фиксировать органические остатки в измененных осадочных породах.

ЛИТЕРАТУРА

- Алекин О. А. и Моричева Н. П. О выделении карбоната кальция организмами из морской среды.— Докл. АН СССР, 1961, т. 136, № 6.
- Алексеева Г. Е. Стратиграфия, литология и фации среднекаменноугольных отложений южной части Куйбышевской области.— Тр. Куйбышевского НИИ нефтяной промышленности, 1963, вып. 20.
- Бардоши Д., Конда И., Рапп-Шик Ш., Толнаи В. Кристобалит в бат-келловейских радиоаритах гор Баконь (Венгрия).— Проблемы геохимии. Юбилейный сборник, посвященный 70-летию академика А. П. Виноградова. М., изд-во «Наука», 1965.
- Батурин В. П. Альбитизация некоторых осадочных районов Военно-Грузинской дороги.— Изв. Геол. ком., 1928, т. 47, № 1.
- Бетехтин А. Г. Минералогия. М., Гостоптехиздат, 1950.
- Болдырева А. М. Аутигенный анальцит верхнепермских отложений Чкаловской и Актюбинской областей.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1953, ч. 82, вып. 4.
- Бондаренко В. Г. Карбонатные дайки в лаве (Карадаг в Крыму).— Сов. геол., 1965, № 3.
- Бутакова Е. Л., Моор Г. Г., Эпштейн Е. М. Область развития ультраосновных и щелочных пород севера Сибирской платформы и связанные с нею эндогенные месторождения.— Юбилейная сессия ученого совета Института геологии Арктики, посвященная 40-летию Великой Октябрьской социалистической революции. Сборник. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Бутырин Н. В. Обсуждение некоторых вопросов геологического строения и петрологии западного (платиноносного) пояса габбро-перидотитовой формации Урала.— Тр. Горно-геол. ин-та Ур. фил. АН СССР, 1958, вып. 33.
- Вернадский В. И. История минералов земной коры, т. 1, вып. 2. Л., Науч.-хим.-техн. изд-во, 1927.
- Вертушков Г. Н. Ньюберит из бивней мамонта, найденных в г. Свердловске на Урале.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1955, ч. 84, вып. 2.
- Виноградов А. П. Химический элементарный состав организмов и периодическая система Д. И. Менделеева.— Тр. Биохимической лаборатории АН СССР, 1935а, т. 3.
- Виноградов А. П. Химический элементарный состав организмов моря. Там же, 1935б.
- Виноградов А. П. Химический элементарный состав организмов моря, ч. II.— Тр. Биохимической лаборатории АН СССР, 1937, т. 4.
- Вишняков С. Г. Кремнистые образования в карбонатных породах нижнего и среднего карбона северо-западного крыла Подмосковского бассейна.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1953, № 4.
- Влодавец В. И. Ключевская группа вулканов.— Тр. Камчатской вулканологической станции АН СССР, 1940, вып. 1.
- Вьюшков Б. П. Слепок третичного носорога в базальтах Колумбийского плато.— Природа, 1955, № 7.
- Гипп С. К. Проявление подводного вулканизма в районе Азорских островов.— Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1962, т. 61.
- Давиташвили Л. Ш. Курс палеонтологии. М.— Л., Госгеолиздат, 1949.
- Дембо Т. М. Метасоматические псевдопорфиры Енашминского района северной Енисейской тайги.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1943, ч. 72, № 3-4.
- Евзикова Н. З., Ильченко Л. Н. Новые признаки первично-осадочного происхождения карбонатов Гулинской интрузии.— Докл. АН СССР, 1965, т. 165, № 6.
- Ефимов А. А. Об основных мигматитах (кытдымитах) Кытлымского платиноносного массива.— Сов. геол., 1963, № 2.
- Ефремов И. А. Тафономия и геологическая летопись. Книга 1.— Тр. ПИН АН СССР, 1950, т. XXIV.
- Жинью М. Стратиграфическая геология. М., Изд-во иностр. лит., 1952.
- Заварицкий В. А. Спилито-кератофировая формация окрестностей месторождения Блявы на Урале.— Тр. ИГН АН СССР, 1945, вып. 71, петрогр. сер., № 24.
- Иванов С. Н. Обсуждение некоторых современных вопросов образования колчеданных месторождений Урала.— Тр. Горно-геол. ин-та Ур. фил. АН СССР, 1959, вып. 43.
- Иванов С. Н., Курицина Г. А., Ходалевич Н. А. Новые данные о генезисе колчеданных месторождений Урала.— Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геологов, проблема 16. Генетические проблемы руд. М., Госгеолтехиздат, 1960.

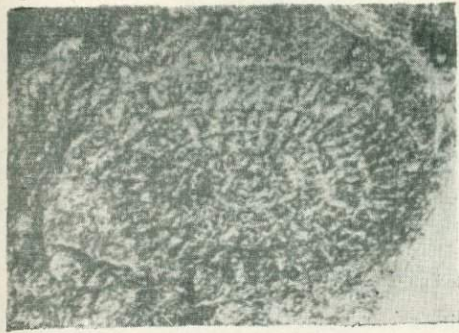
- Капустянский И. Д., Нуратов С. Н. Окаменелые древесины.— Природа, 1963, № 11.
- Карпинский А. П. О вероятном происхождении коренных месторождений платины уральского типа.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1926, т. XX, № 1-2.
- Кипарисова Л. Д. К стратиграфии морского триаса в Восточном Забайкалье.— Тр. ВГРО, 1932, вып. 111.
- Кленова М. В. Геология моря. М., Учпедгиз, 1948.
- Копелиович А. В. Особенности эпигенеза песчаников могилевской свиты юго-запада Русской платформы и некоторые вопросы, с ними связанные.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1958, № 11.
- Копелиович А. В. О структурах растворения в некоторых осадочных и эффузивно-осадочных породах.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1960, № 4.
- Копелиович А. В. Явления эпигенетической альбитизации плагиоклаза в песчаниках древних толщ Приднестровья.— Тр. Восточно-Сибирского геол. ин-та, сер. геол., 1962, вып. 5.
- Копелиович А. В., Коссовская А. Г., Шутов В. Д. О некоторых особенностях эпигенеза терригенных отложений платформенных и геосинклинальных областей.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1961, № 6.
- Коржинский Д. С. Петрология Турьинских скарных месторождений меди.— Тр. ИГиН АН СССР, 1948, вып. 68, сер. рудных месторождений, № 10.
- Корлов Н. Н. Остатки тиоленя в железной руде.— Природа, 1952, № 6.
- Корнилов Н. А. Некоторые зарубежные работы по минералогии и геохимии современных и ископаемых раковин.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1962, ч. 91, вып. 6.
- Кротов Б. П. О нахождении в Халиловских железорудных месторождениях магнетита, образовавшегося из растворов поверхностного происхождения при низкой температуре.— Докл. АН СССР, 1940, т. 26, № 8.
- Кротов П. И. Материалы для геологии Вятской губернии, II.— Геологические исследования в южной полосе Вятской губернии. Тр. О-ва естествоисп. при Казанском ун-те, 1878, т. VII, вып. 1.
- Кузнецов Е. А. Радиолярии из кремнистых сланцев Уфалейской и Полевской дач на Урале.— Вестник Моск. ун-та, 1947, № 12.
- Кузнецов Е. А., Лучицкий В. И. Петрографические провинции СССР. М., ОНТИ, 1936.
- Кутюхин П. И., Наседкин А. П. О некоторых особенностях строения Пышминско-Ключевского рудного поля.— Геология и полезные ископаемые Урала. Тр. Свердл. горного ин-та им. В. В. Вахрушева, 1961, вып. 38.
- Лазаренко Е. К. Основы генетической минералогии. Изд-во Львовского гос. ун-та, 1963.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Геологический очерк Южно-Заозерской дачи и Денежка камня на Урале.— Тр: Спб. о-ва естествоиспыт., 1900, т. 30, вып. 5.
- Любцов В. В. Органические остатки флишевых осадочно-метасоматических толщ Кольского полуострова.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1962, № 10.
- Малахов А. А. Каменные документы. Свердлов. кн. изд-во, 1957.
- Малахов А. Е., Неделеяев К. М. Генетические особенности месторождений орских пестроцветных яшм.— Труды и материалы Свердлов. горн. ин-та, 1940, вып. 6.
- Малахов И. А. О полосчатом дунит-пироксенитовом комплексе Кемпирсайского массива на Урале.— Вопросы петрографии магматических горных пород Урала. Материалы к III Всесоюз. петрогр. совещ. Свердловск, 1963 (Ур. фил. АН СССР).
- Малахова Н. П. О возрасте баймак-буребаевской свиты восточного склона Южного Урала.— Докл. АН СССР, 1963, т. 151, № 4.
- Малахова Н. П. О замещении фораминифер кварцем и полевым шпатом на ранних стадиях метаморфизма.— Докл. АН СССР, 1964, т. 155, № 2.
- Малахова Н. П. Проблемы стратиграфии зеленокаменного комплекса восточного склона Урала. Тр. Ин-та геол. Ур. фил. АН СССР, 1965, вып. 75.
- Малахова Н. П. и Ярош П. Я. О возрасте пород зеленокаменной толщи в Полевском районе на Среднем Урале.— Докл. АН СССР, 1962, т. 142, № 3.
- Малахова Н. П., Ярош П. Я. Новые данные в возрасте мраморизованных известняков колчеданоносной толщи Дегтярского месторождения на Среднем Урале.— Докл. АН СССР, 1965, т. 160, № 3.
- Мамаев Н. Ф. Новые данные по стратиграфии метаморфических толщ Миасского района.— Тр. Ин-та геол. Ур. фил. АН СССР, 1963, вып. 65.
- Матвеев К. К. О нахождении битумов в минералах.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1947, ч. 76, № 2.
- Менерт К. Новое о проблеме гранитов. М., Изд-во иностр. лит., 1963.
- Меняйлов А. А. Проблемы образования базальтов.— Вопросы петрографии и минералогии восточной части Сибирской платформы и Восточно-Чукотской складчатой области. Тр. Якут. фил. СО АН СССР, сер. геол., 1962а, сб. 4.
- Меняйлов А. А. Туфы и кимберлиты Сибирской платформы и их происхождение. Тр. Якут. фил. СО АН СССР, 1962б, сб. 10.

- Мурчисон Р., Вейрнейль Э. и Кейзерлинг А. Геологическое описание Европейской России и хребта Уральского. Пер. А. Озерского. Спб., 1848.
- Овчинников Л. Н. Псевдоморфоз магнетита по кораллам.— Природа, 1955, № 11.
- Павловский Е. В., Фролова Н. В. Органические остатки в метаморфических комплексах.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1954, № 6.
- Пийп Б. И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944—1945 гг. и в прошлом.— Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, 1956, вып. 2.
- Поспелов Г. Л. О явлениях замещения при образовании эффузивидных пород и об особенностях некоторых рудоносных вулканических комплексов Западной Сибири.— Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Поспелов Г. Л. О явлениях магматического замещения в субэффузивной фации и субэффузивных стадиях развития сложных магматических комплексов Западной Сибири.— Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Проблема 14. Гранито-гнейсы. Киев, Изд-во АН УССР, 1960.
- Постоев К. И., Безруков Г. Н. Обнаружение остатков фауны брахиопод и криноидей в тальково-хлоритовых породах на Южном Урале.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1961, № 5.
- Прокофьев В. А. Элементарный химический состав раковин палеозойских брахиопод по данным спектрального анализа.— Геохимия, 1964, № 1.
- Пустовалов Л. В. Вторичные изменения осадочных горных пород и их геологическое значение.— Тр. ГИН АН СССР, 1956а, вып. 5.
- Пустовалов Л. В. О вторичных полевых шпатах в осадочных породах. Там же, 1956б.
- Раузер-Черноусова Д. М. Фораминиферы стратотипического разреза сакмарского яруса с р. Сакмара, Южный Урал.— Тр. ГИН АН СССР, 1965, вып. 135.
- Самойлов Я. В. Биолиты. Л., Науч.-техн. изд-во, 1929.
- Сердюченко Д. П. и Молева В. А. О двух шпинелях.— Докл. АН СССР, 1949, т. 67, № 6.
- Сидоренко А. В. Проблемы осадочной геологии докембрия.— Сов. геол., 1963, № 4.
- Смирнова Т. А. Сплитизация нижнекаменноугольных лав базальтового состава в Магнитогорском синклинии на Южном Урале.— Вопросы петрографии магматических горных пород Урала. Материалы к III Всесоюз. петрогр. совещ. Свердловск, 1963 (Ур. фил. АН СССР).
- Тазиев Г. Кратеры в огне. М., Географгиз, 1958.
- Талдыкин С. И. О гипергенном магнетите на Малкинском железохромоникелевом месторождении.— Сов. геол., 1947, сб. 25.
- Тараканова Е. И. О ксенолитах угля в эффузивах.— Докл. АН СССР, 1956, т. 109, № 1.
- Туаев Н. П. Проблемы связи нефтеносности и рудоносности со сланцево-углеродистыми формациями допалеозоя и палеозоя Средней Азии, Казахстана, Южного Урала.— Тр. ВНИГРИ, 1962, вып. 190.
- Успенский Н. М. О генезисе конглокальных ультраосновных массивов Урала. Петрология и минералогия некоторых рудных районов СССР. М., Госгеолгиздат, 1952.
- Ферсман А. Е. Геохимия России, вып. 1. Пг., Науч. хим.-техн. изд-во, 1922.
- Хабаков А. В. Фауна радиолярий из нижнемеловых и верхнеюрских фосфоритов бассейна верхней Вятки и Камы.— Ежегодник Всеросс. палеонт. о-ва, 1937, т. XI.
- Хворова И. В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Хворова И. В. Метасоматические фосфориты среди нижнепермских отложений Урала.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1961, № 6.
- Херасков Н. П. Геология восточнобашкирских марганцевых месторождений.— Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Памяти акад. А. Д. Архангельского. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Чердынцев В. К. Фауне фораминифер отложений восточной полосы Европейской России.— Тр. О-ва естествоиспыт. при Казанском ун-те, 1914, т. XLVI, вып. 5.
- Шарудо И. И. Состав и условия осадконакопления угленосных отложений Старого Сучана.— Тр. Лабор. геологии угля АН СССР, 1960, вып. X.
- Шмулевич А. Д. Свинцово-цинковое оруденение в мезозое Южного Узбекистана.— Закономерности размещения полезных ископаемых. Тр. науч. совета отдел. геол.-геогр. наук АН СССР, 1962, т. 5.
- Шрок Р. Последовательность в свитах слонистых пород. М., Изд-во иностр. лит., 1950.
- Штейнберг Д. С. Горные породы Урала.— Сокровищница Уральских гор. Справочник-путеводитель по Уральскому геологическому музею. Свердлов. кн. изд-во, 1957.
- Шутов В. Д., Муравьев В. И. О природе аутигенных альбитов карбонатных пород.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1964, ч. 93, вып. 3.
- Щеглова-Бородина О. Н. Определение фауны в серном колчедане Сибайского месторождения на Южном Урале.— Сборник по вопросам стратиграфии, № 3. Тр. Горно-геол. ин-та Ур. фил. АН СССР, 1956, вып. 24.

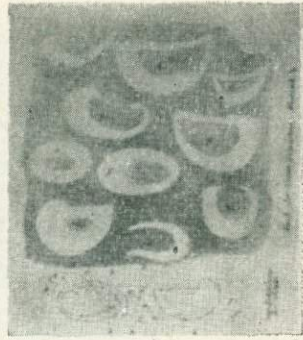
- Adams F. D., Barlow A.E. Geology of the Haliburton and Bancraft areas, Province of Ontario.—Mem. Geol. Surv., Canada, 1910, N 6.
- Adams S. F. A replacement of wood by dolomite.—J. Geol., 1920, vol. 28.
- Billings M. P. and Cleaves A. B. Brachiopods from mica schists, Mt. Clough, New Hampshire.—Amer. J. Sci., 1935, vol. 30.
- Biljon Van S. The transformation of the upper part of the Pretoria series in Bushveld igneous complex.—Trans. Geol. Soc. South. Africa, 1950, vol. 52.
- Blum Reingard J. Nachtrag zu den Pseudomorphosen des mineral — reiches. Anhang. Stuttgart, 1847; Vierter Nachtrag, 1879.
- Boltovskoy E. Application of chemical ecology in study of the Foraminifera.—Micro-paleontology, 1956, vol. 2, N 4.
- Bonney T. G. On the crystalline schists and their relation to the Mesozoic rocks in the Lepontine Alps.—Geol. Soc. London. Quart. J., 1890, vol. 46.
- Brady H. Notes on some of the reticulation Rhizopoda of the "Challenger" expedition.—Quart. J. Micr. Sci., 1879, vol. 19, N 73.
- Brady H. Report on the Foraminifera dredged by H.M.S. "Challenger", during the years 1873—1879.—Rep. Challenger Exped. Zool., 1884, vol. 9.
- Bucher Walter H. Fossils in metamorphic rocks: a review.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1951, vol. 62, pl. 2.
- Bucher W. H. Fossils in metamorphic rocks: a review.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1953, vol. 64, № 3.
- Cady W. M. Fossil cup corals from the metamorphic rocks of Central Vermont.—Amer. J. Sci., 1950, vol. 248.
- Chappel W. M., Durham J. M. and Savage D. E. Mold of a rhinoceras in basalt Lower Grant Coulee. Washington.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1951, vol. 62, № 8.
- Clark F. and Wheeler W. The inorganic constituents of marine invertebrate. 2—ed. Prof. Pap. U.S. Geol. Surv., 1922, № 124.
- Colliver F. S. Notes of the mineral replacement of fossils.—Victorian Nat., 1942, vol. 58, № 9.
- Cooper Arthur G. and Knighth Brookes J. Permian studies at Smithsonian Institution, Washington.—Sci., 1946, vol. 104, № 2688.
- Craig Gordon Y. A comparative study of the ecology and palaeoecology of *Lingula*.—Trans. Edinburgh Geol. Soc., 1952, vol. 15.
- Daubree A. Notice sur la presence de l'axinite dans une roche fossilifere des Voges.—Soc. Geol. France Bull., 1884, ser. 2, vol. 1.
- Dick A. B. On Needles of rutile in Test of *Bathysiphon argenteus*.—Trans. Edinburgh Geol. Soc., 1928, vol. 12.
- Dietz R. S., Emery K. O., and Shepard F. P. Phosphorite deposits on the sea floor of Southern California.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1942, vol. 53.
- Doll Ch. G. A palaeozoic revision in Vermont.—Amer. J. Sci., 1943, vol. 241.
- Eckelmann F. D. and Kulp J. L. The sedimentary origin and stratigraphic equivalence of the so-called Grauberry and Henderson granites in Western North Carolina.—Amer. J. Sci., 1956, vol. 254, № 5.
- Fischer Donald William. Marcasite fauna in the Ludlowville formation of western New York.—J. Paleont., 1951, vol. 25, № 3.
- Goldschmit V. M. Die Kontaktmetamorphose in Kristianiagebiet.—Vidensk. Skrift, Mat. Nat. Kl., 1911, vol. 1.
- Grabau Adameus W. Principles of stratigraphy. N.Y., A.G. Seiler, 1924.
- Graham Bruce R. Porphyritisation in Destor and Duparques townships, Atibi West County, Quebec, Canada.—Econ. Geol., 1953, vol. 53, № 6.
- Hall George M. and Amick H. C. Igneous areas in the region, Tennessee.—J. Geol., 1944, vol. 52.
- Heim Albert. Zur Klassifikation der kristallinischen Schiefer. Cong. Geol. Inter., 4-me Session, London, 1888.—C.R. London, 1891.
- Issel A. Radiolaries fossils contenues dans les critaux d'albite.—C.R. Acad. Sci., Paris., 1890, 110.
- Jeremine E. Schistes metamorphiques à Radiolaries de la vallée de la Petite Fuisse.—Bull. Serv. Carte Géol. France, 1933, vol. 38, p. 94—98.
- Koark H. Über einen diagonalgeschichteten Chromitdunit.—Tscherm. Mineral und Petrogr. Mitt., 1954, Bd 4, H.Z., Wien.
- Knopf A. Geology and ore deposits of the Verington district Nevada.—U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1918, 114.
- Kunz George F. Agatized and jasperized wood of Arizona.—Popul. Sci. Mo., 1886, vol. 28.
- Lacroix A. Mineralogie de la France et de ses Colonies, vol. 1. Paris (Librairie Polytechnique), 1893.
- Lacroix A. Le granite de Pyrenees et ses phenomens de contact.—Bull. Serv. Carte. Geol. France, 1900, № 71, XI.
- Ladd Harry S. Geology of Vitilevu, Fiji.—Bernic P. Bishor Mus. Bull., 1934, 119.

- Ladd Harry S. Treatise on marine ecology and paleoecology, vol. 2, Paleocology.—
Geol. Soc. Amer., 1957, mem. 67.
- Lapparent J. Leçons de pétrographie. Paris (Masson et Givé), 1923.
- Lapparent J. Roches à Radiolaires du Devonien de la Vallée de la Bruche.—Bull.
Serv. Carte géol. d'Alsace et de Lorraine 1924, 1.
- Michel-Levy A. La Granite de Flamanville.—Bull. Serv. Carte Geol. France, 1893,
vol. 5, № 36.
- Moore E. S. Coal, its properties, analysis, classification, geology, extraction, uses and
distribution. N.Y.—London, 1940.
- Park Charles F. Jr. The spilitic and manganese problems of the Olympic Peninsula,
Washington.—Amer. J. Sci., 1946, vol. 244.
- Ramdohr Paul. Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Berlin.—Akademieverlag,
1950.
- Rensch H. H. Die fossilen — führenden kristallinen Schiefer von Bergen in Nor-
wegen (authorized German edition by Richard Baldauf). Leipzig (Wilhelm En-
gelmann), 1883.
- Reynolds D. L. The sequence of geochemical changes leading to granitization,
Quartely.—J. Geol. Soc. London, 1946. Русский перевод см. в сб. «Проблема об-
разования гранитов». М., Изд-во иностр. лит., 1950.
- Rogers Austin F. Origin of copper ores of the "red beds" type.—Econ. Geol., 1916,
vol. 11.
- Ross Clarence S. and Stephenson Lloyd W. Calcareous shells replaced by beidel-
lite.—Amer. Mineral., 1939, vol. 24.
- Salomon Wilhelm. Arietites sp. im schieferigen Cranauf führenden Biotit — Zoisit —
Hornfels der Berdello-Zone des Nufenen Passes (Schweiz), Verh. Naturhist.—
Medizin. Ver. zue Heidelberg, H.F., Bd 11, 1911.
- Sarma S. R. Some structure features of the gray gneises near Apralla Hyderabad
state the Onoterby.—J. Min. and Metallurg. Soc. Ind., 1956, vol. XXVII, № 3.
- Spurr J. E. Geology of the Aspen Mining District, Colo.—U.S. Geol. Surv., 1898,
Mon. 31, 260.
- St. John Ruth. Replacement impregnation in petrified wood.—Econ. Geol., 1927, vol. 22.
- Stringham Bronson. An occurrence of feldspar replacing fossils (abstract).—Amer.
Mineral., 1936, vol. 21, № 33.
- Sujkowski Z. Radiolarites des Karpathes Polonises orientalis et leur comparaison
avec les radiolarités de la Tatra.—Bull. Serv. Geol. Polonge, 1932, VII.
- Tarr W. A. Copper in the red beds of Oklahoma.—Econ. Geol., 1910, vol. 5.
- Uthemann A. Die Braunkohlen-Lagerstätten am Meisner, am Hirschberg und am
Stellberg.—Neue Tage, Berlin, 1892, № 7.
- Whittington H. B. and Evi W. R. Silicified Middle Ordovician trilobites.—Geol.
Soc. Amer., 1954, Mem. 59.
-

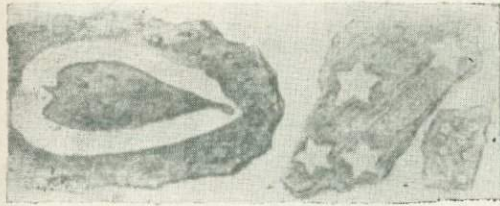
**ТАБЛИЦЫ I—LXXIV И ОБЪЯСНЕНИЯ К НИМ
ИСКОПАЕМЫЕ ОРГАНИЧЕСКИЕ ОСТАТКИ,
ЗАМЕЩЕННЫЕ РАЗЛИЧНЫМИ МИНЕРАЛАМИ**



1



2



3



4



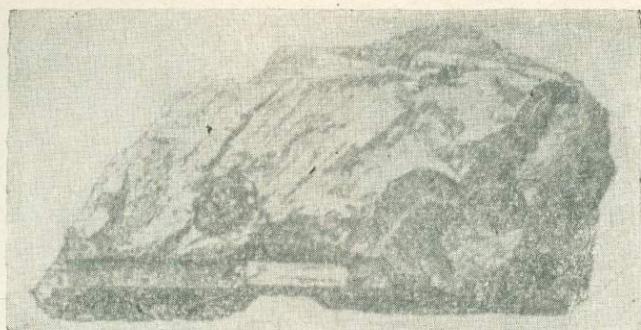
5



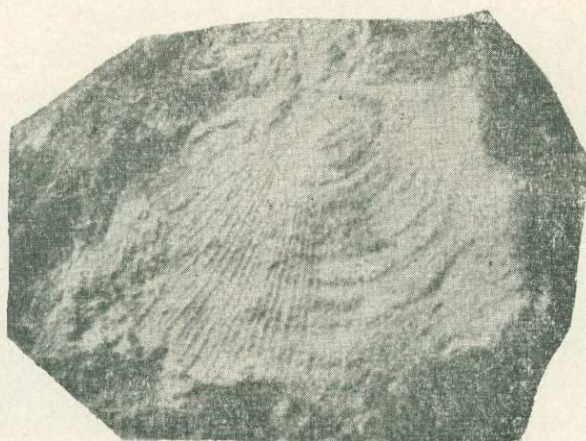
6



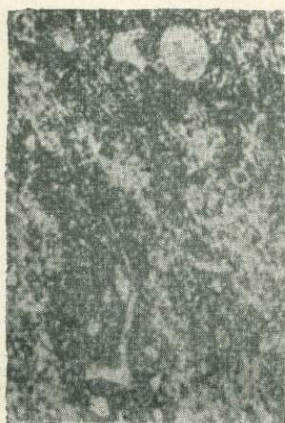
7



8



9



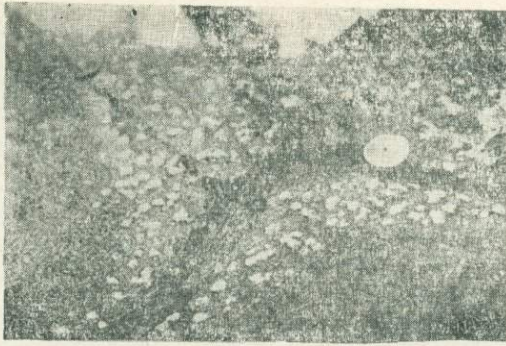
10



11



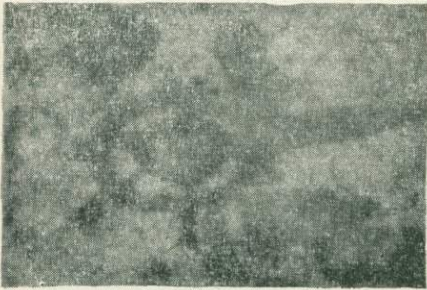
12



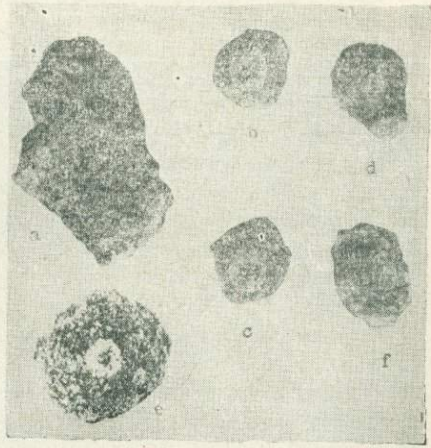
13



14



16



15



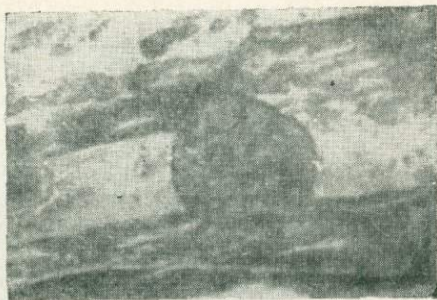
17



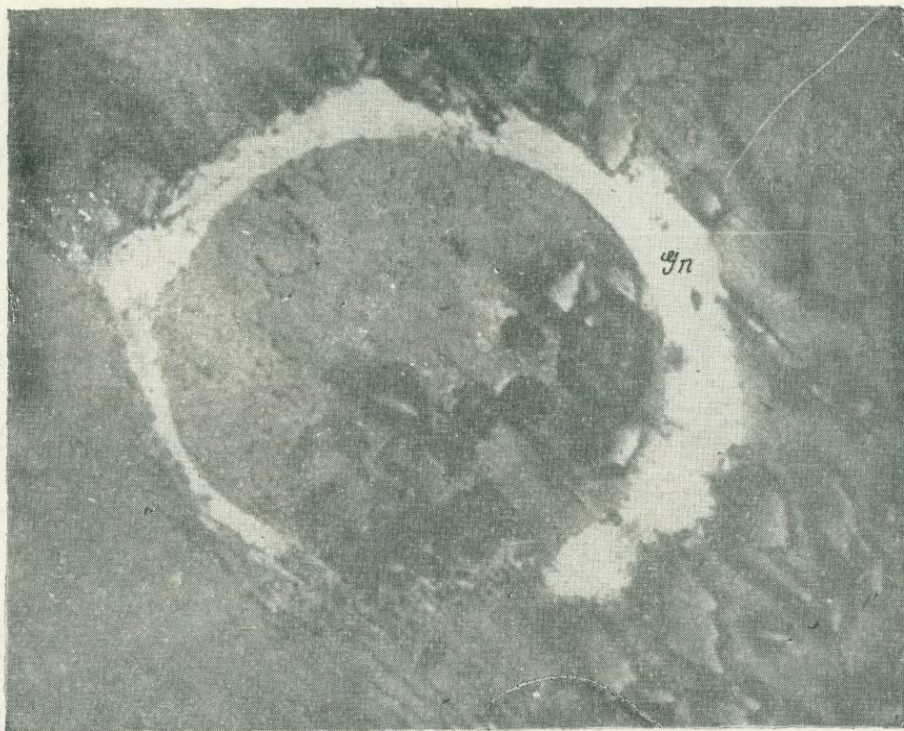
18



19

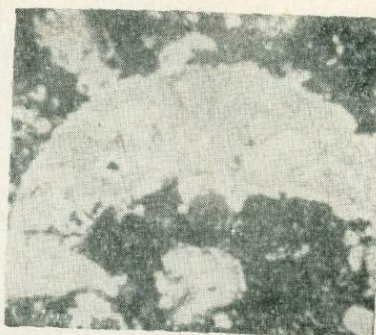


20



21





23



24

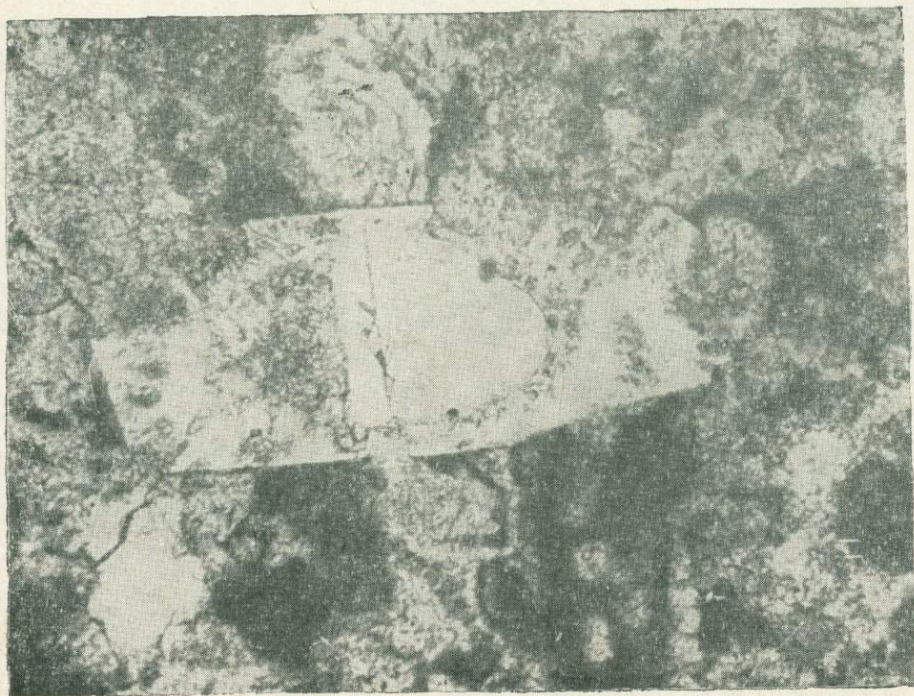




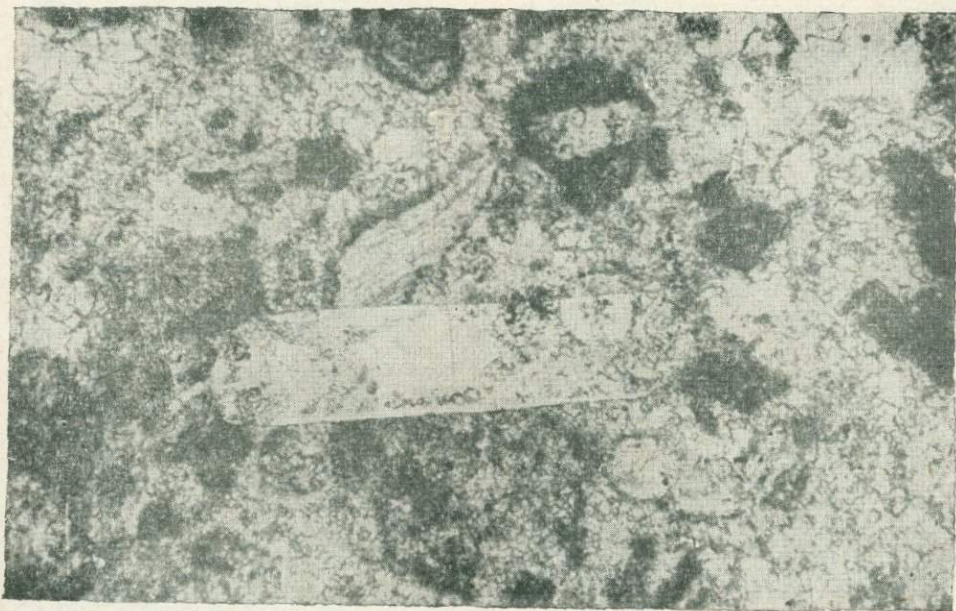
26



27



28



29



30



31



32



33



34



35



36



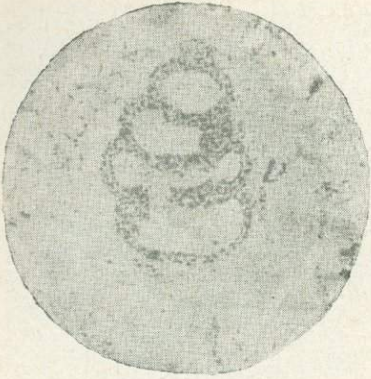
37



38



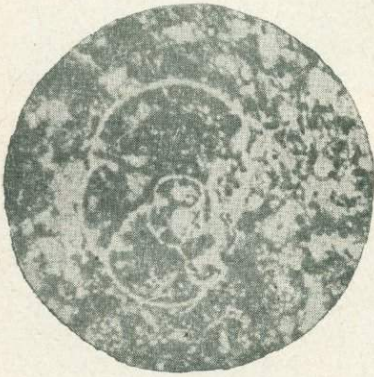
39



40



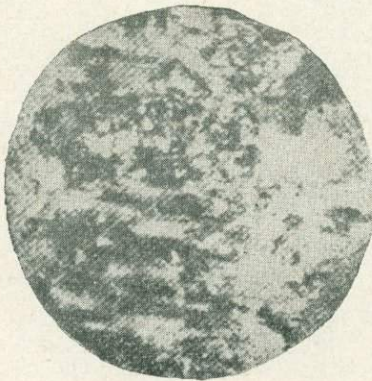
41



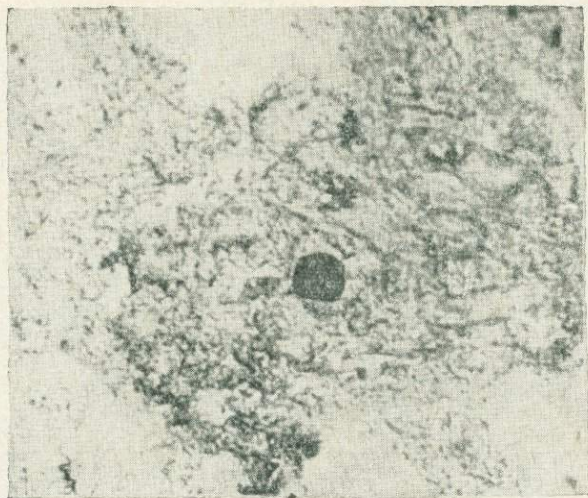
42



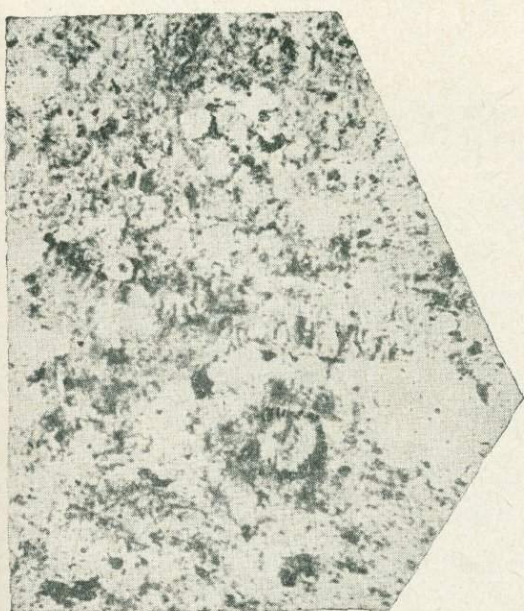
43



44



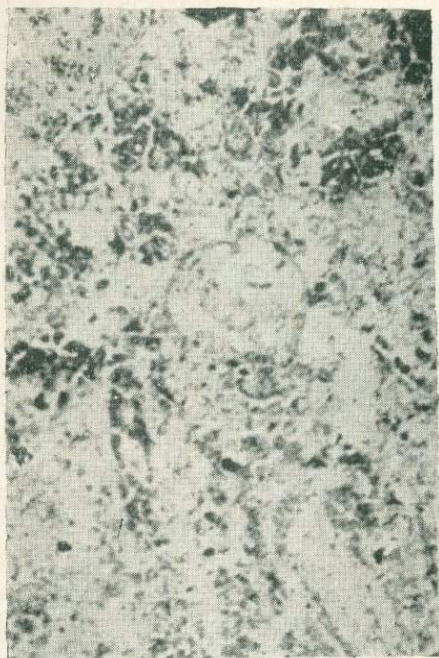
45



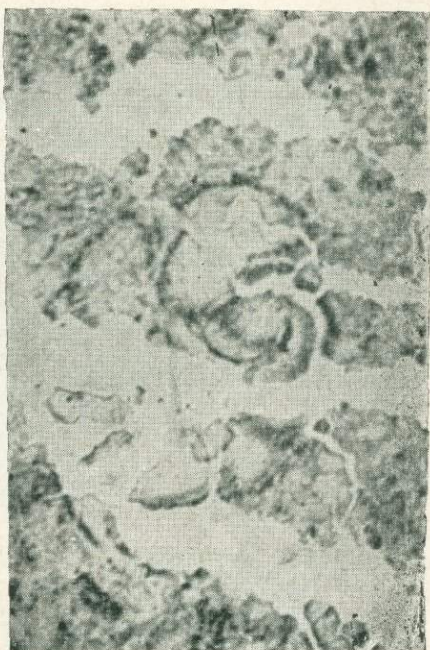
46



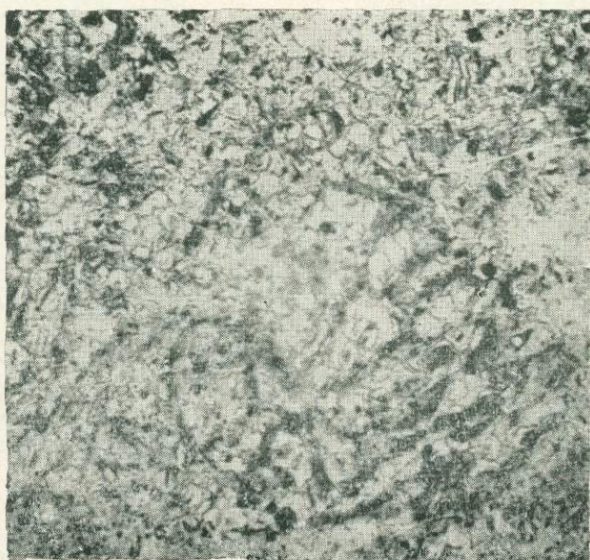
47



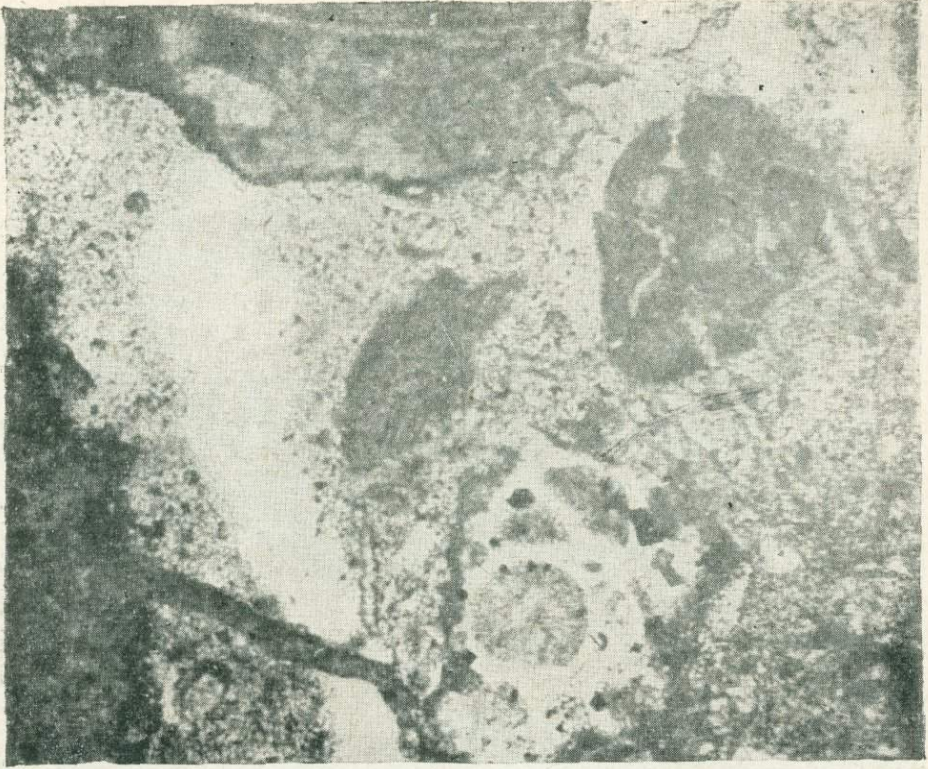
48



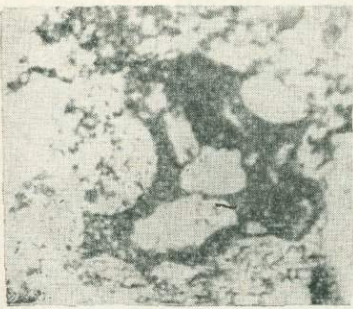
49



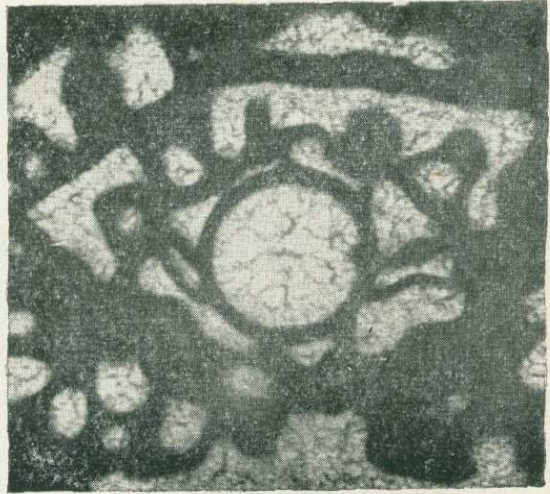
50



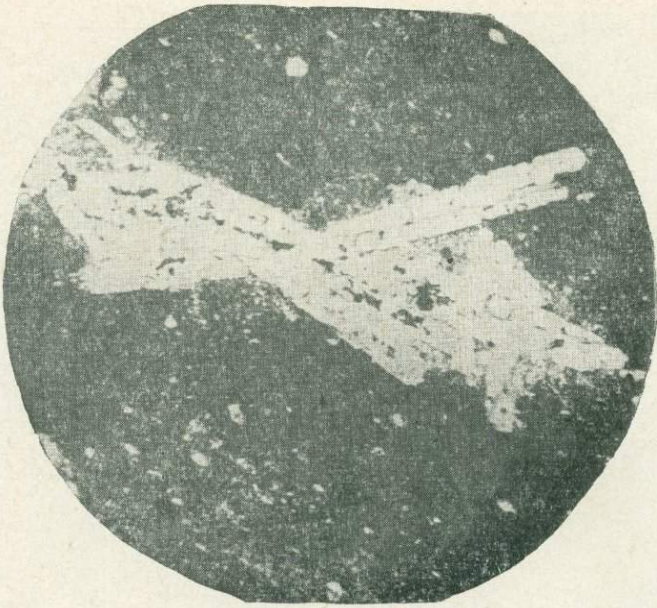
51



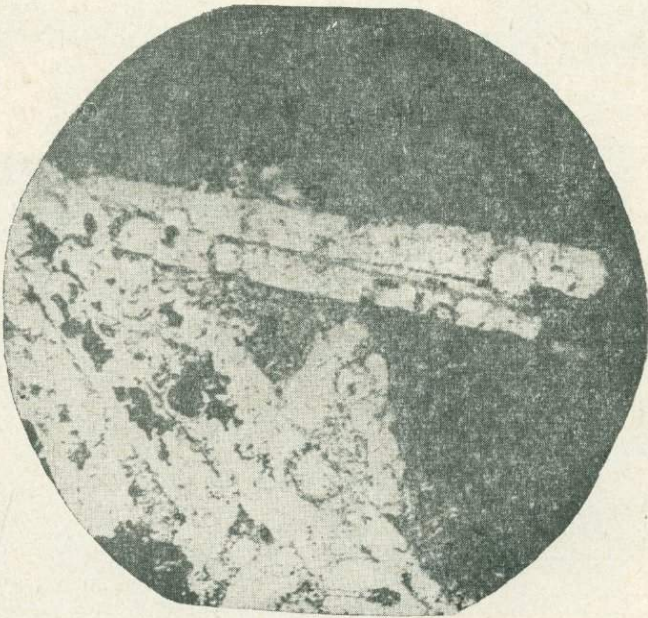
52



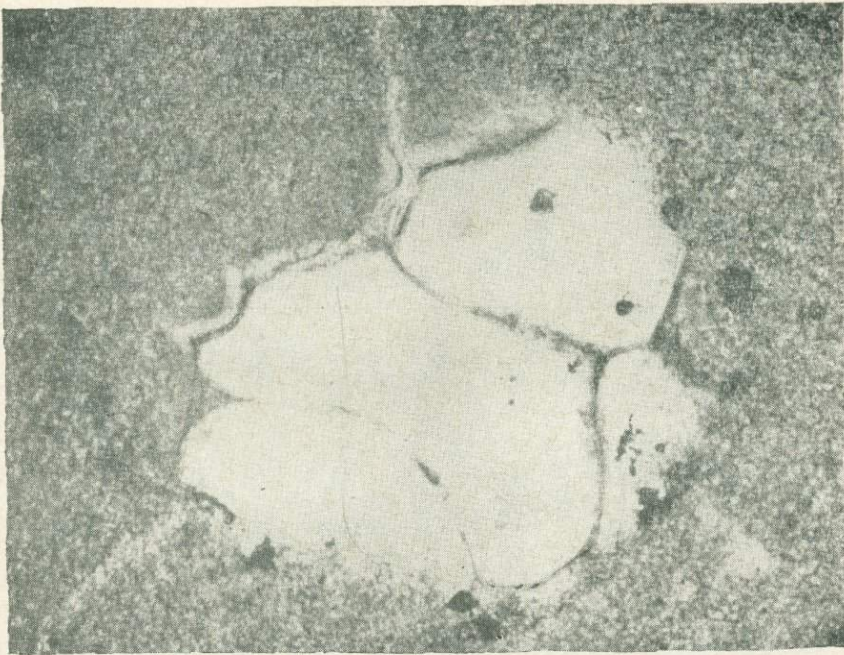
53



54



55



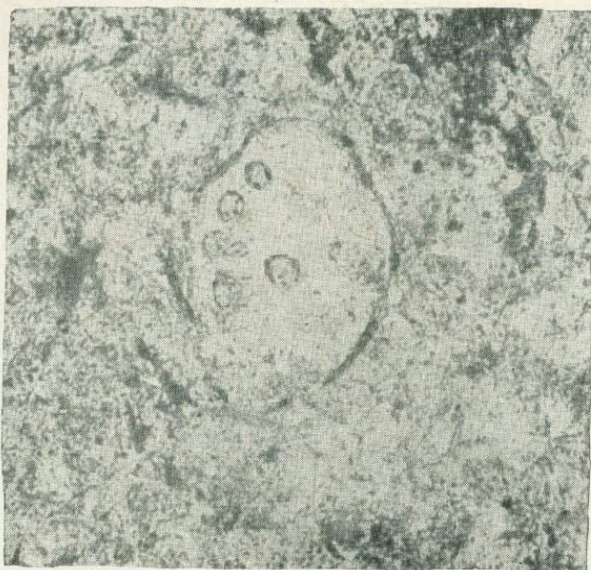
56



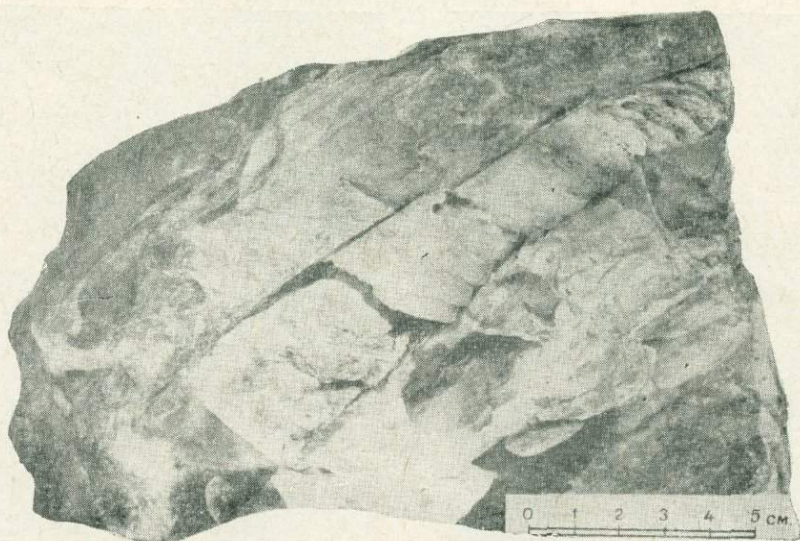
57



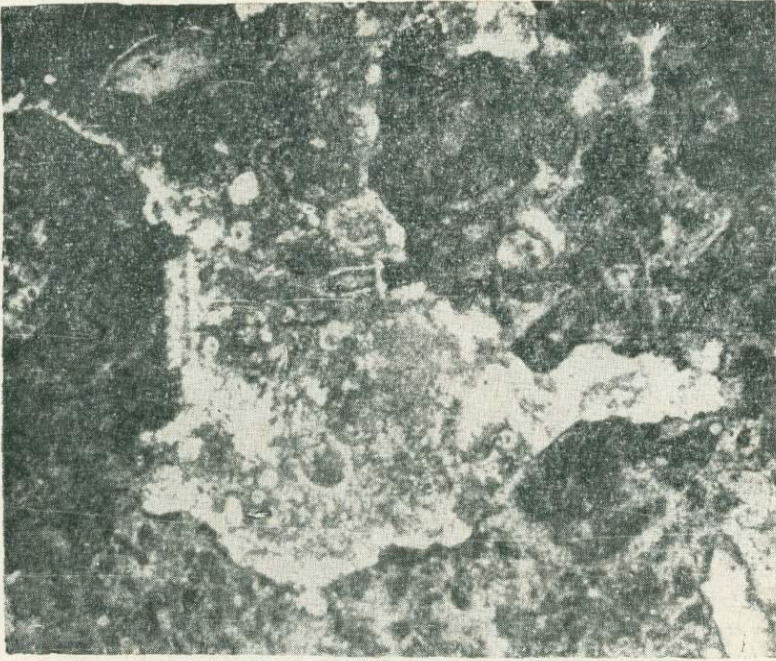
58



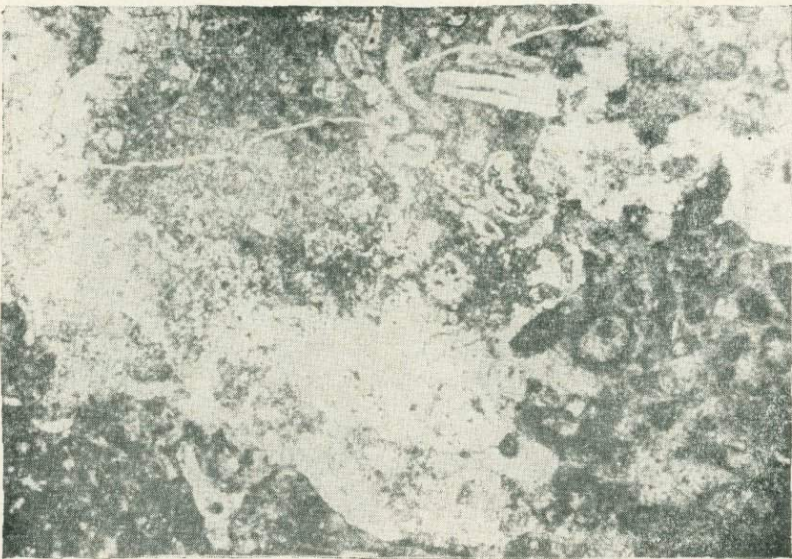
59



60



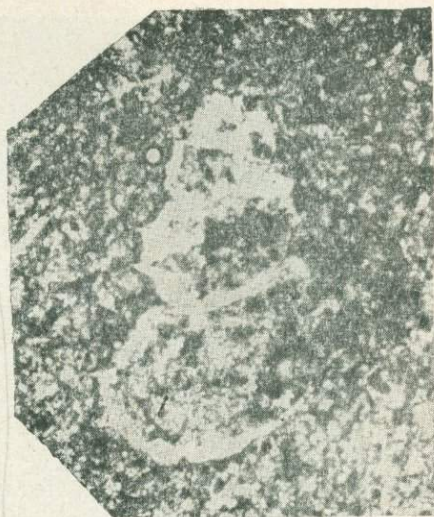
61



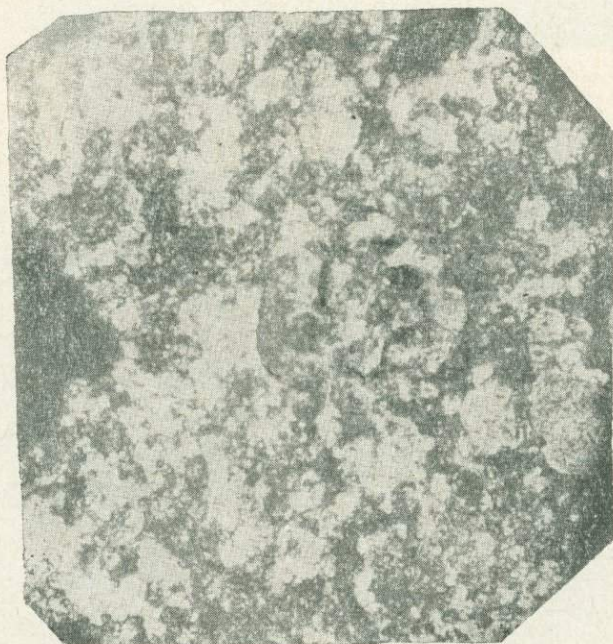
62



63



64



65



66



67



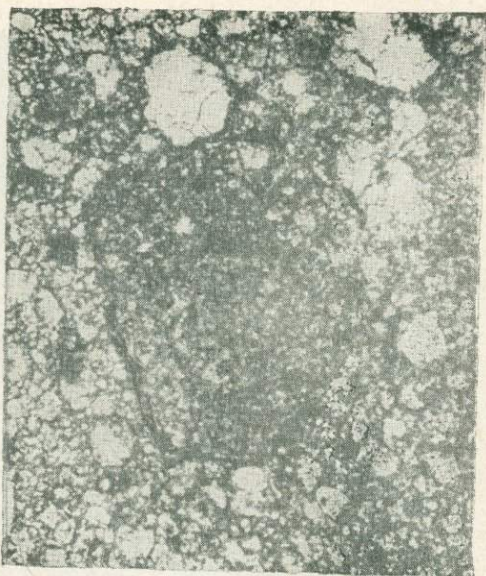
68



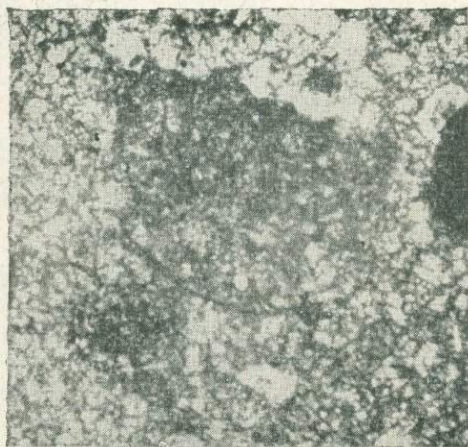
69



70



71



72



73



74



75



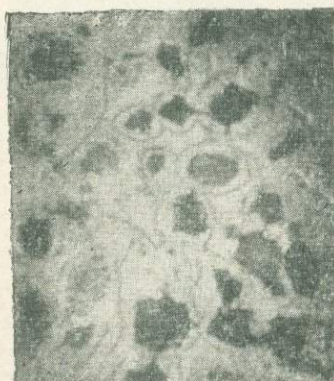
76



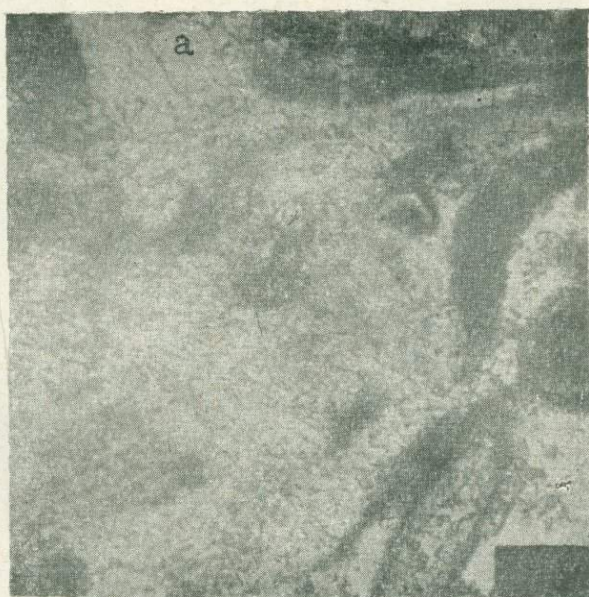
77



78



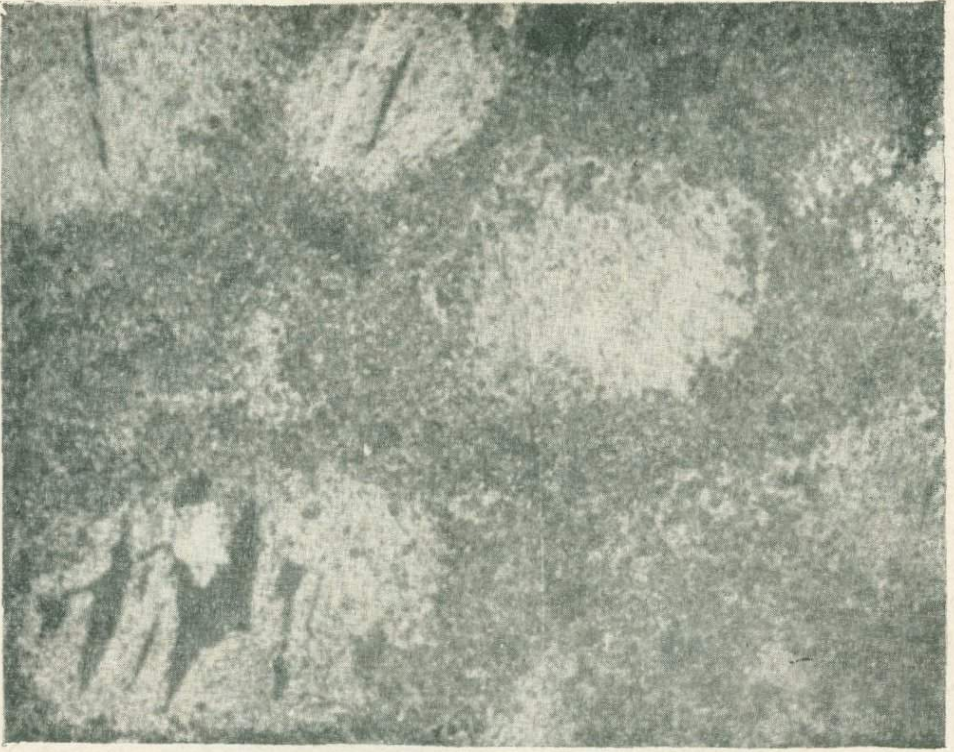
79



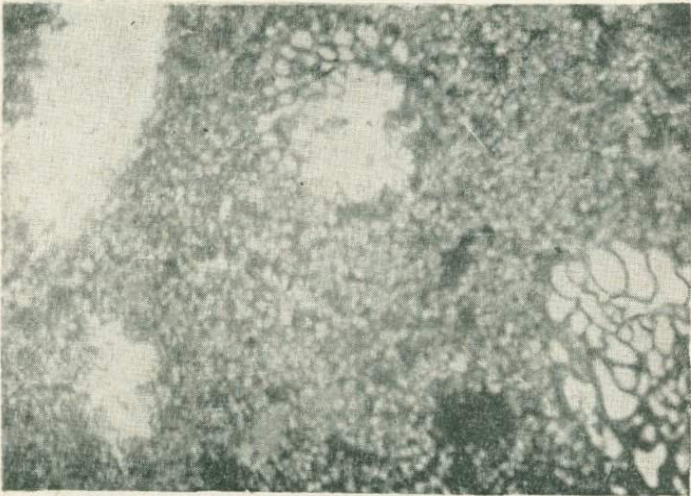
80



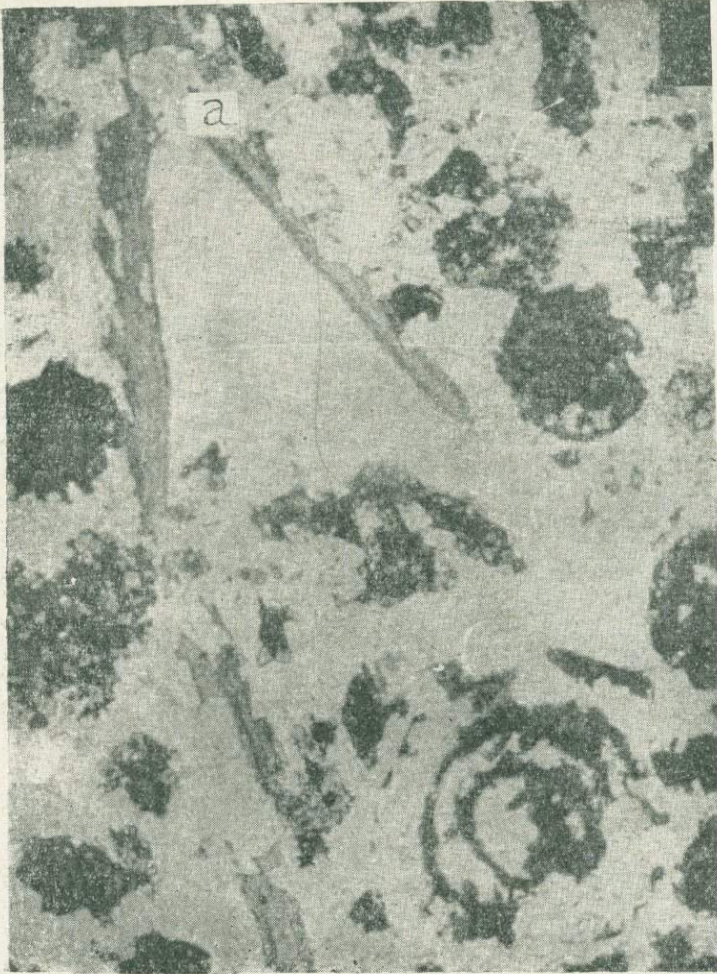
81

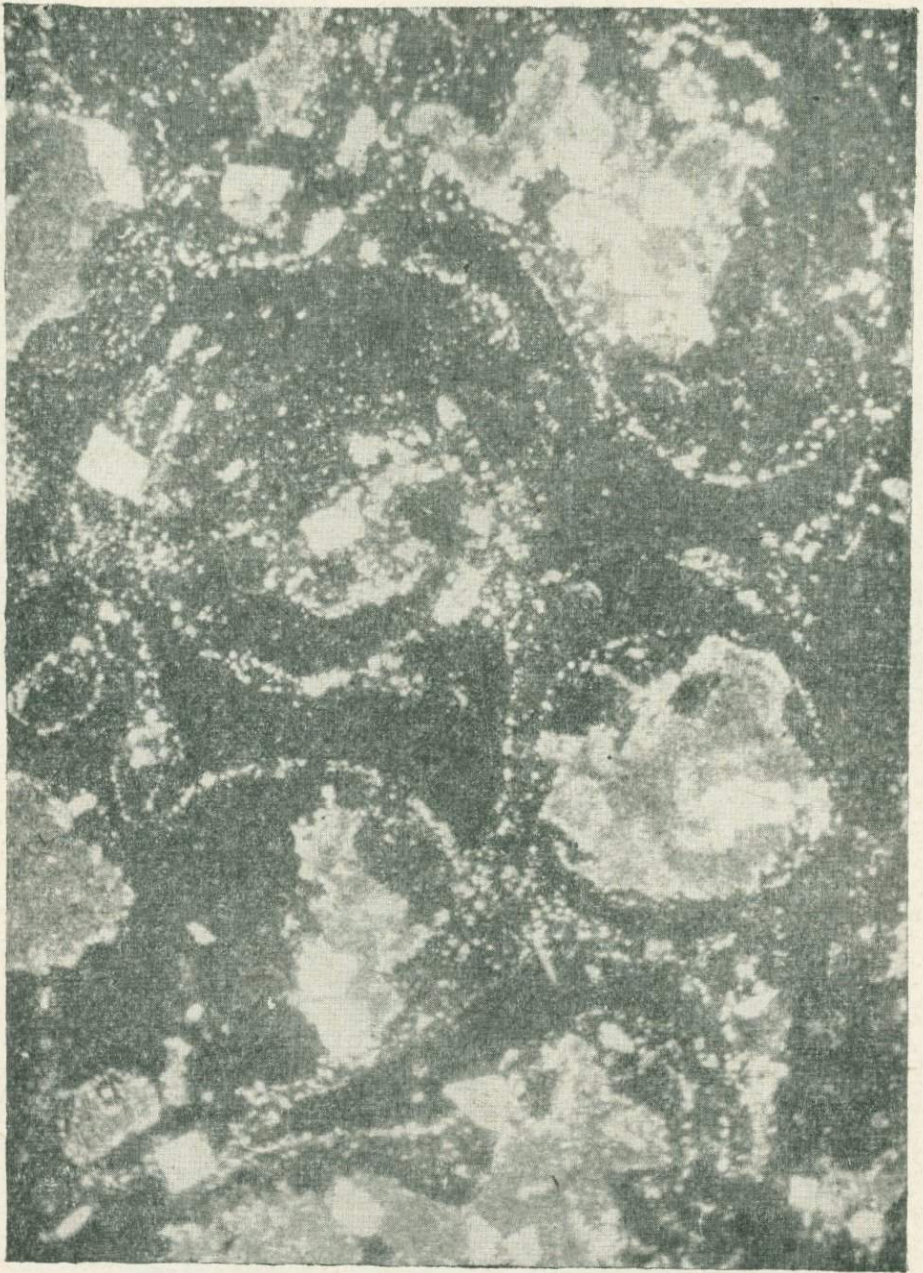


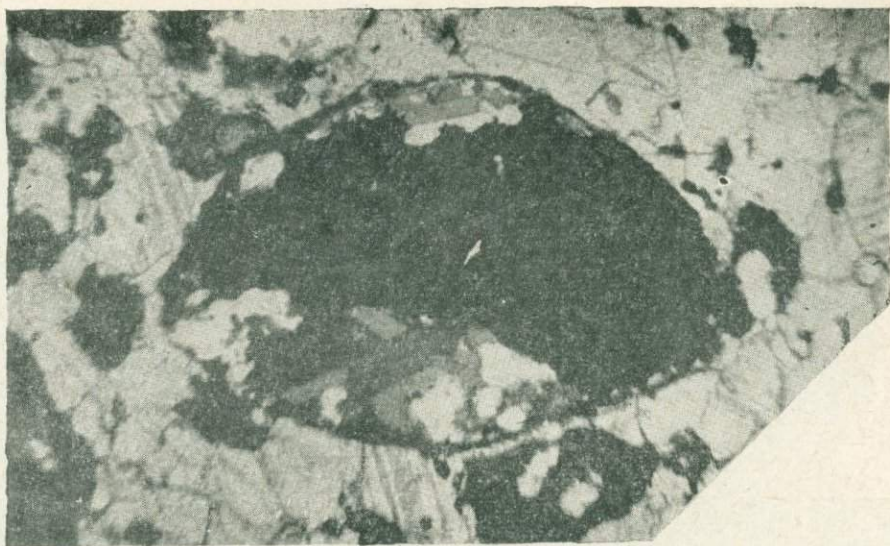
82



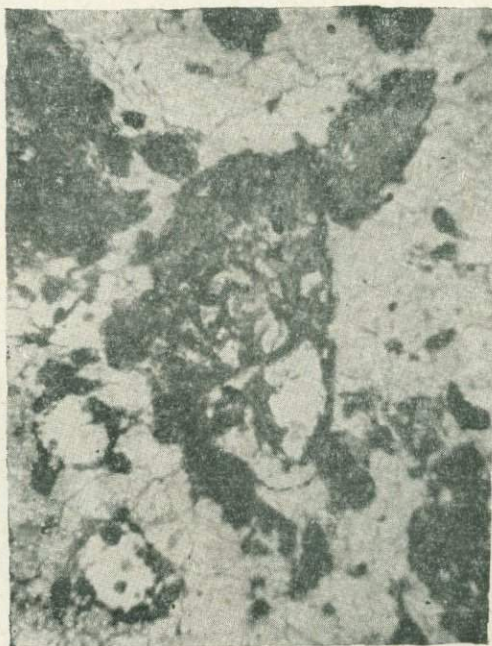
83







86



87



88



89



90



91



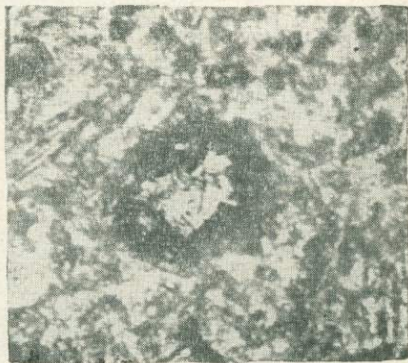
92



93



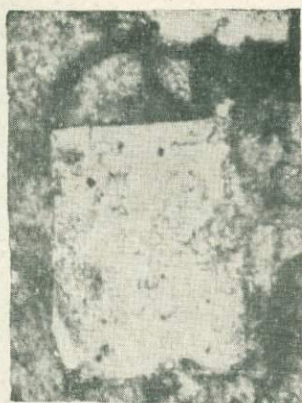
94



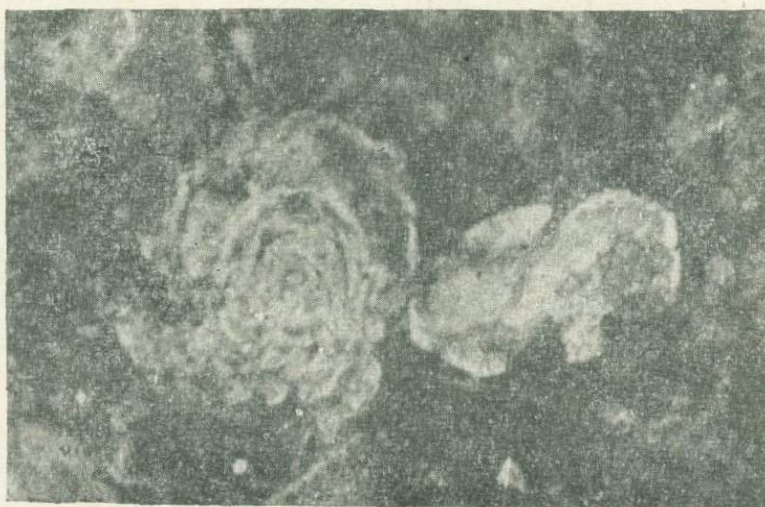
95



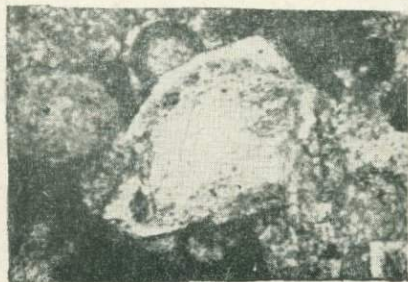
96



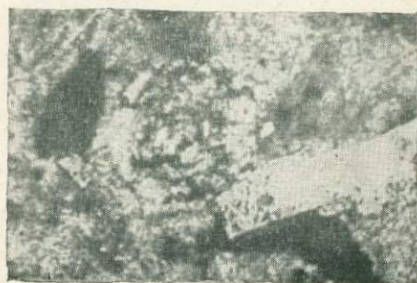
97



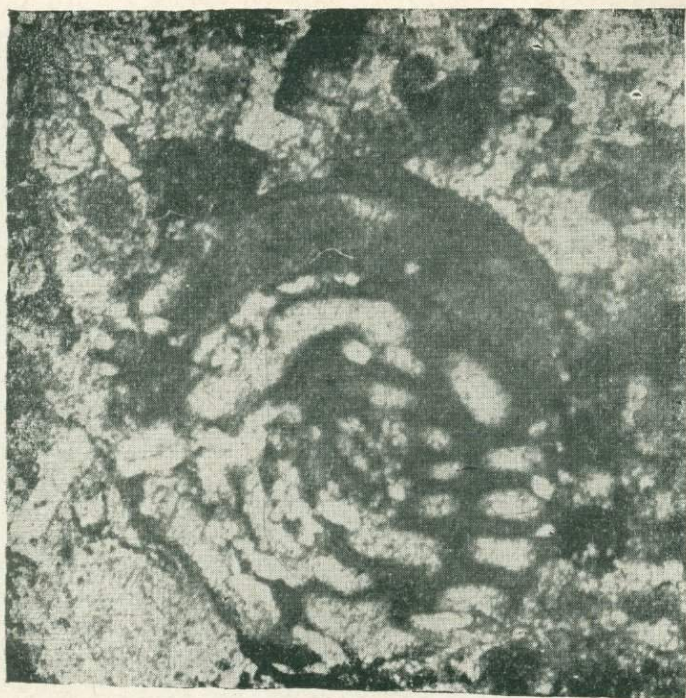
98



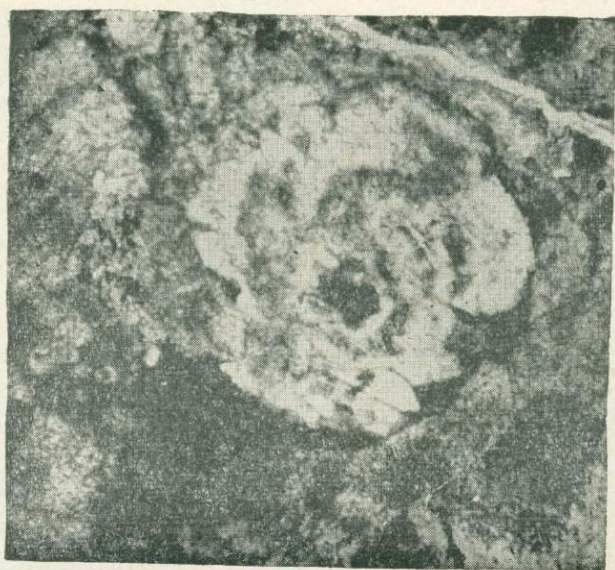
99



100



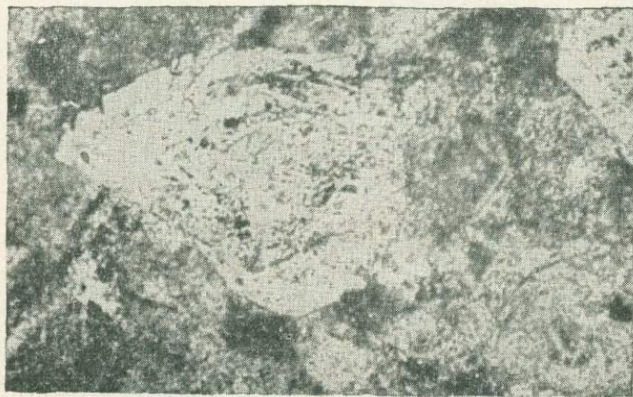
101



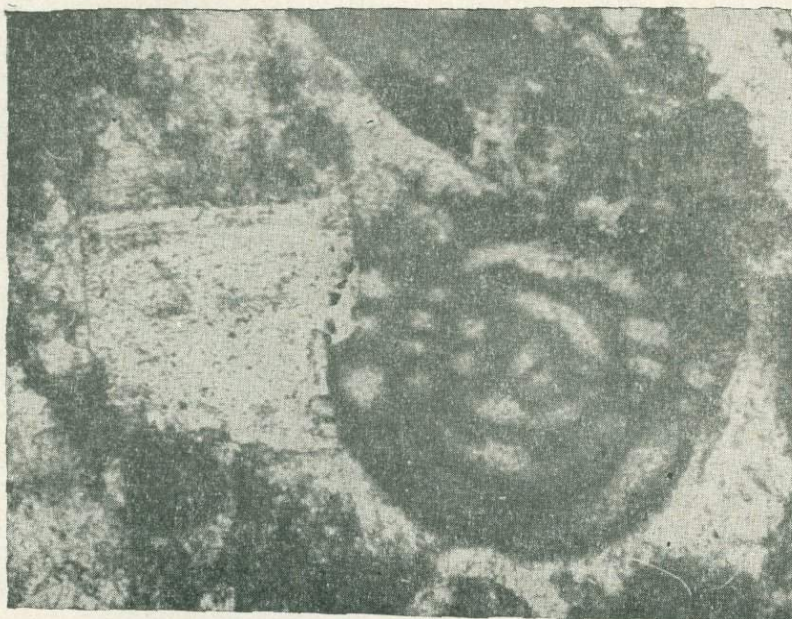
102



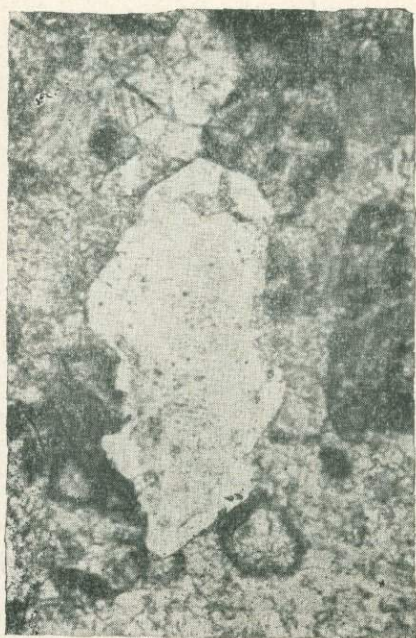
103



104



105



106



107



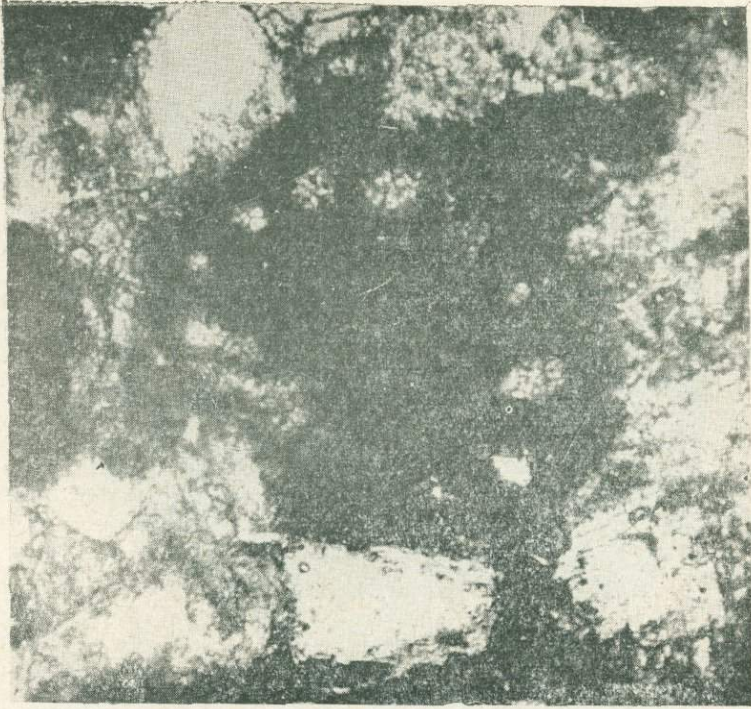
108



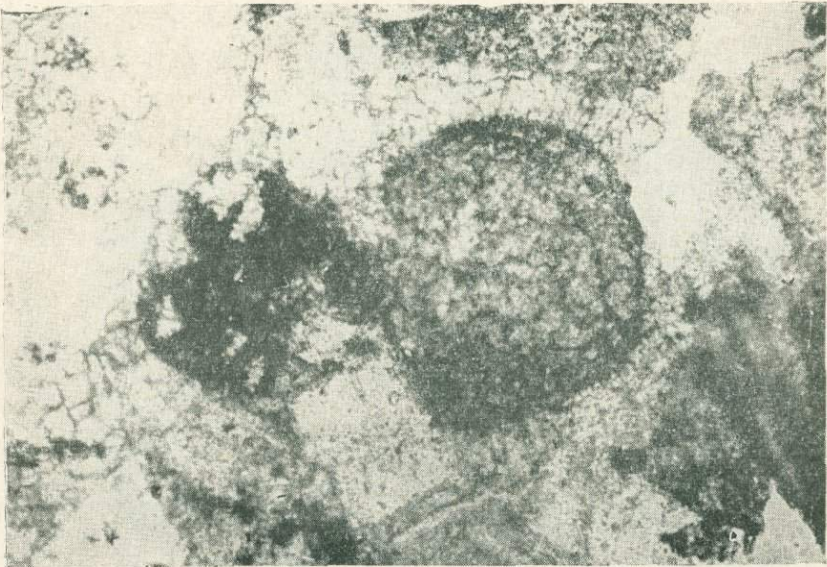
109



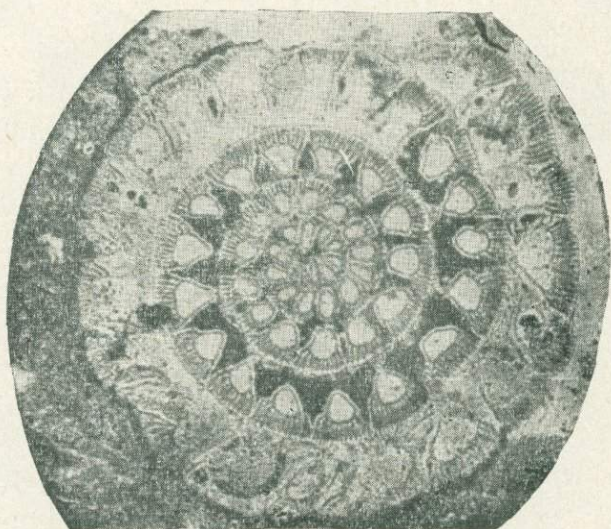
110



111



112



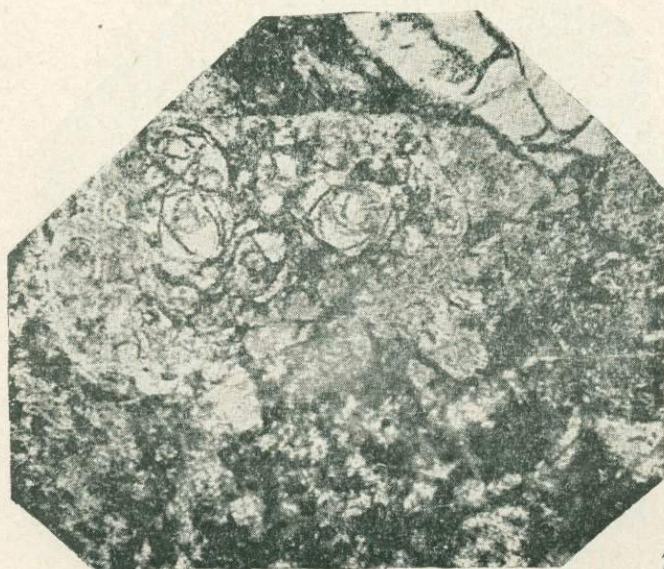
113



114



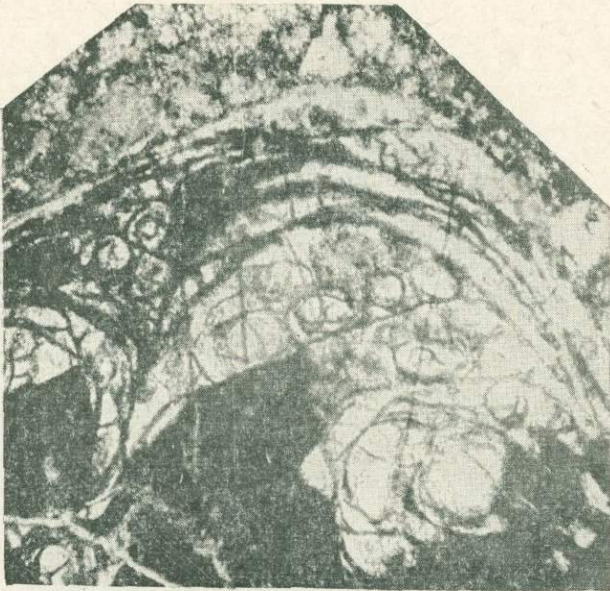
115



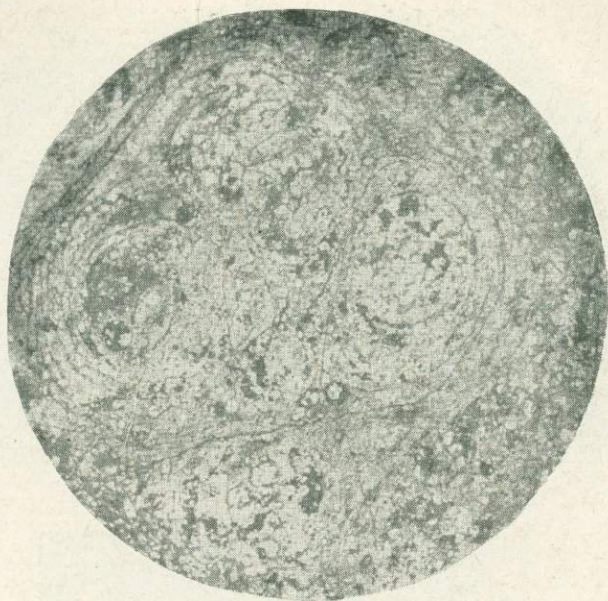
116



117



118



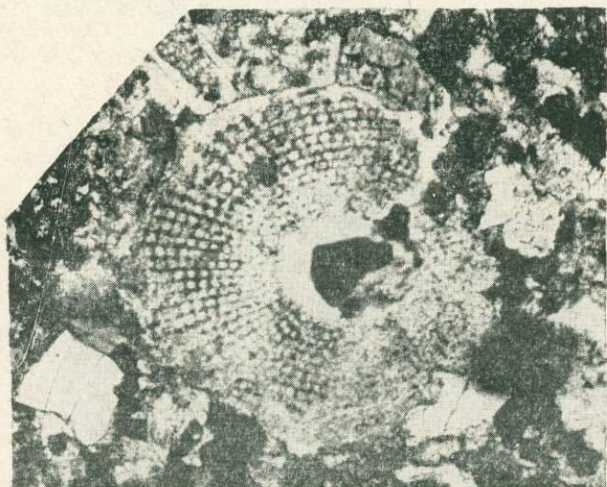
119



120



121

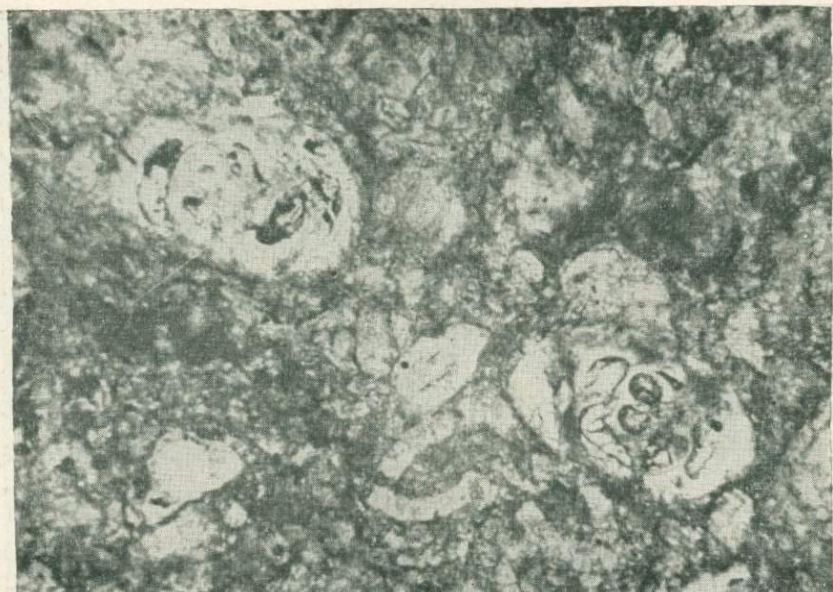


122



123

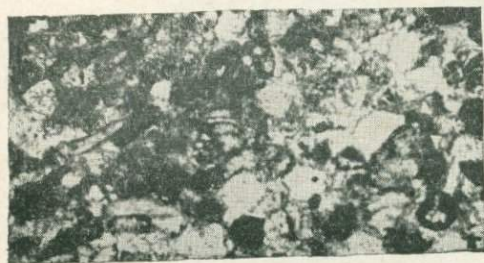




125



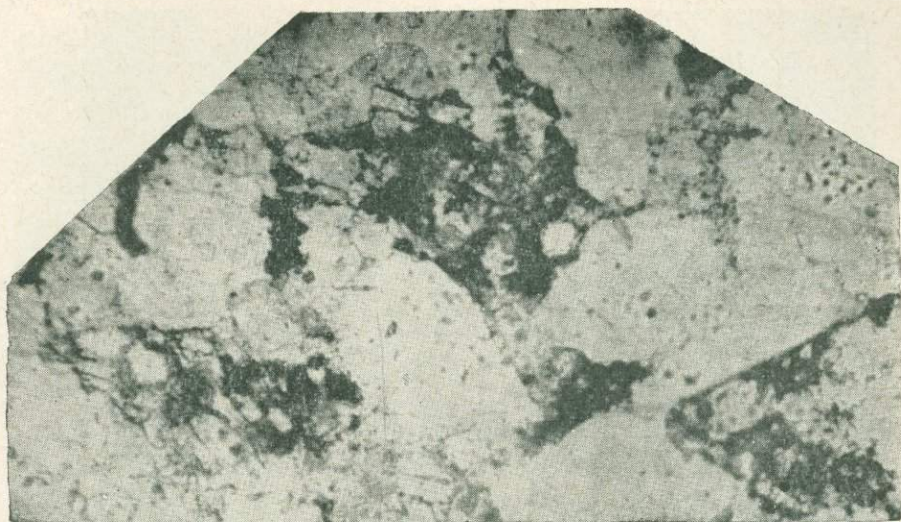
126



127



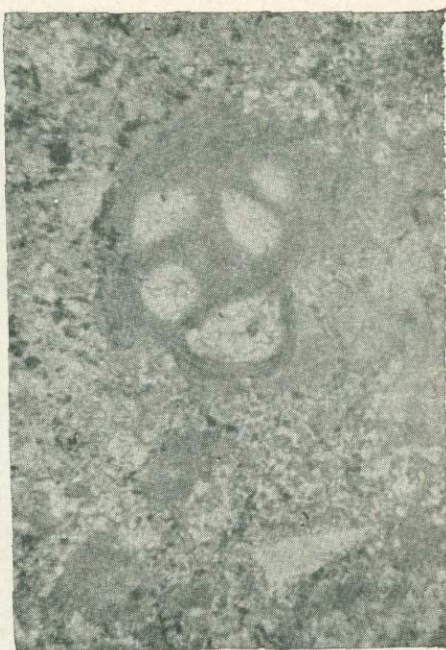
128



129



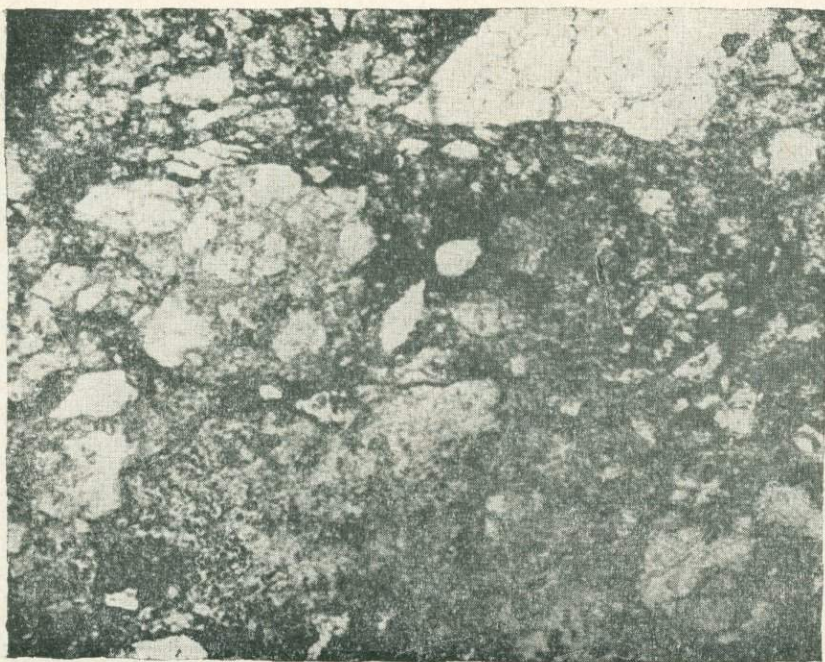
130



131



132



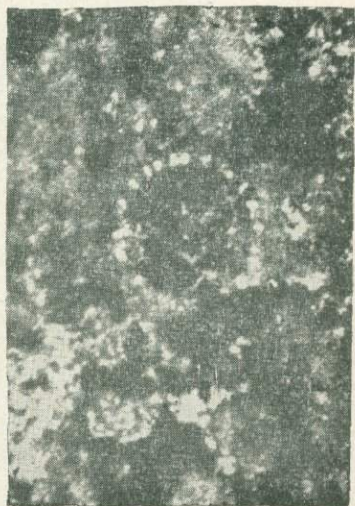
133



134

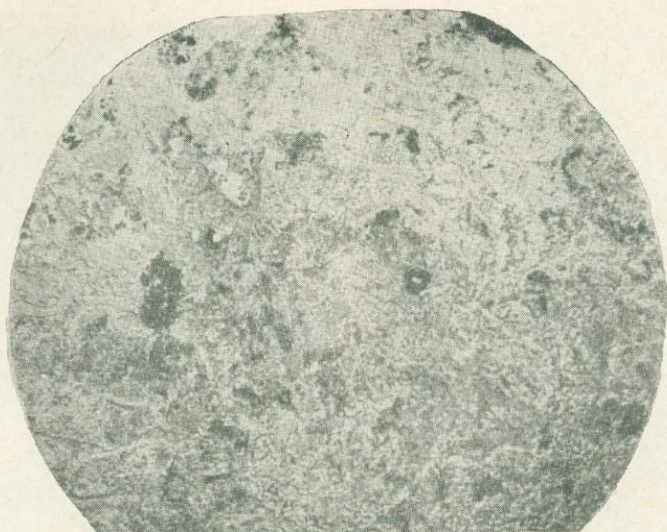


135

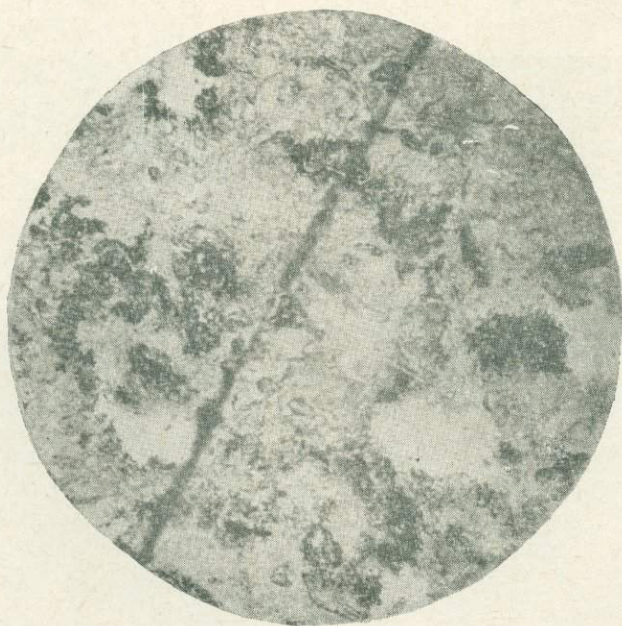


136





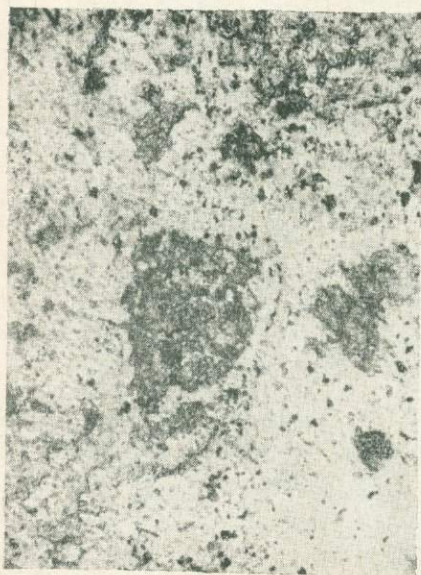
138



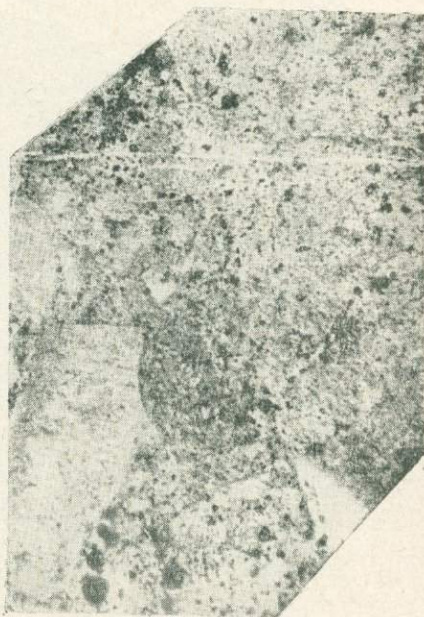
139



140



141



142



143



144



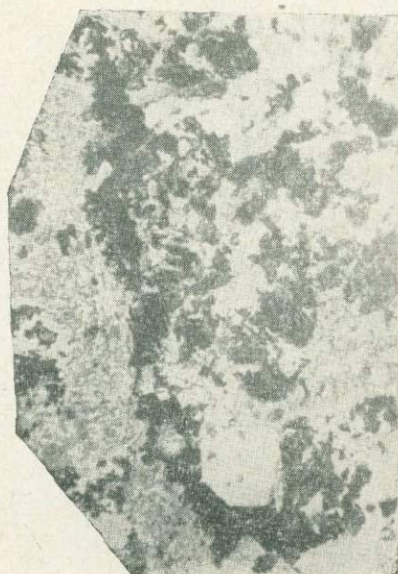
145



146



147



148



149



150



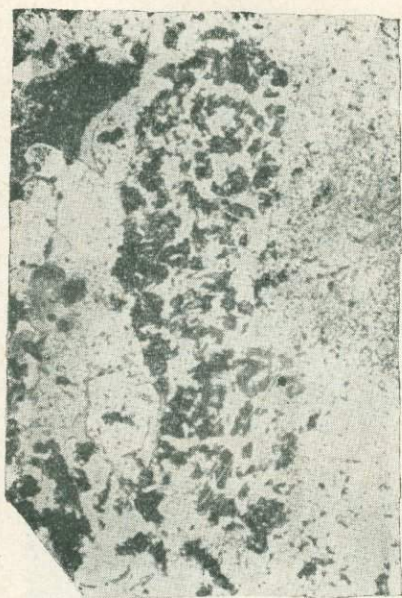
151



152



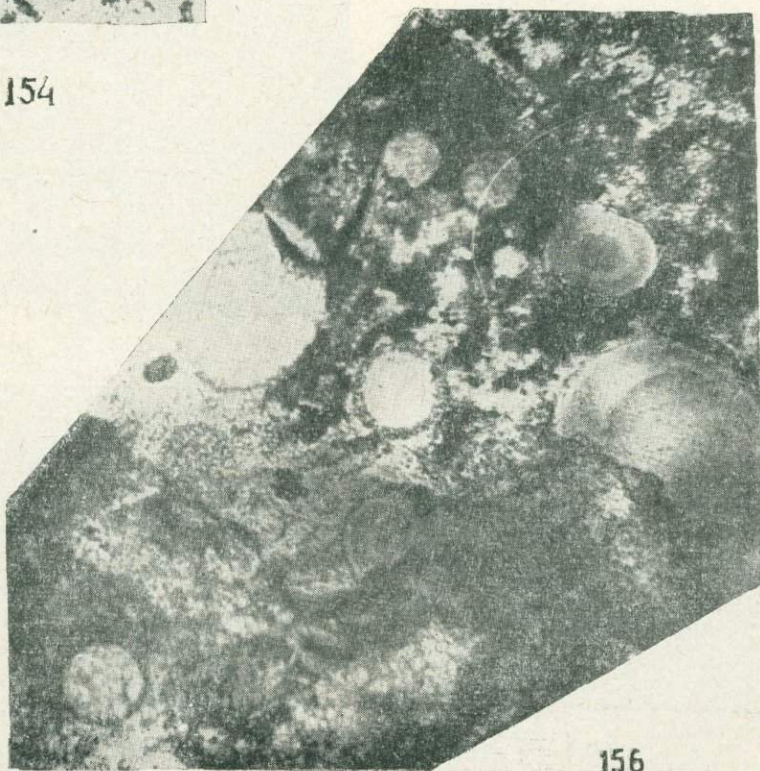
153



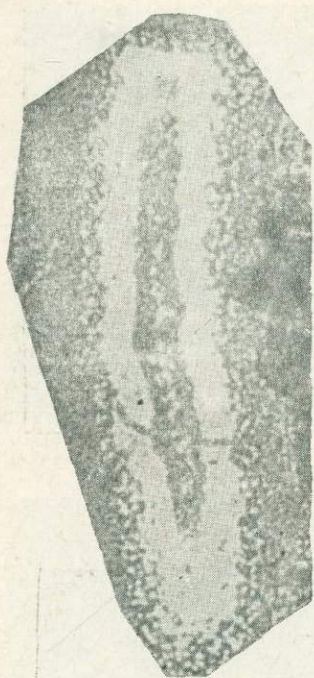
154



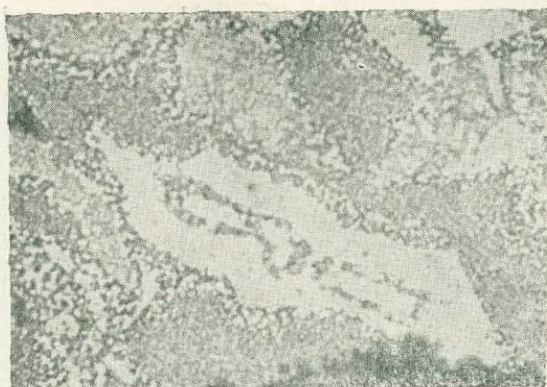
155



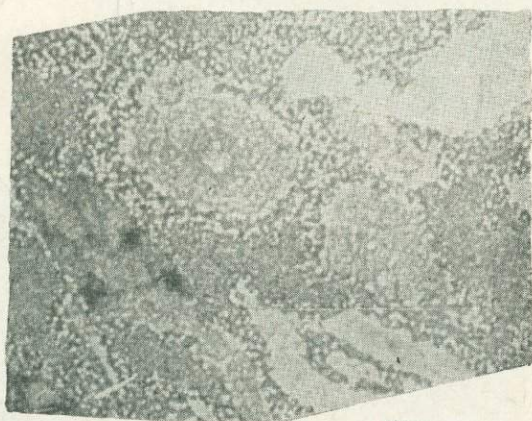
156



157



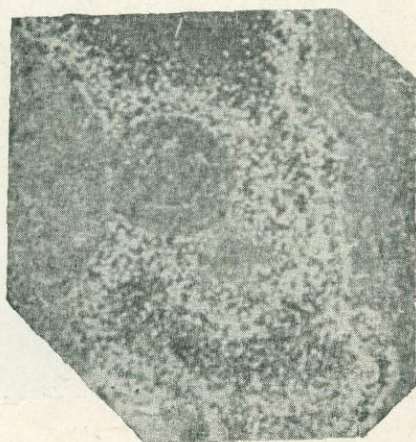
158



159



160



161



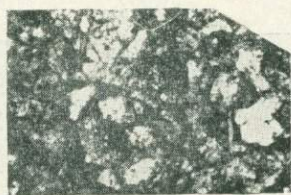
162



163



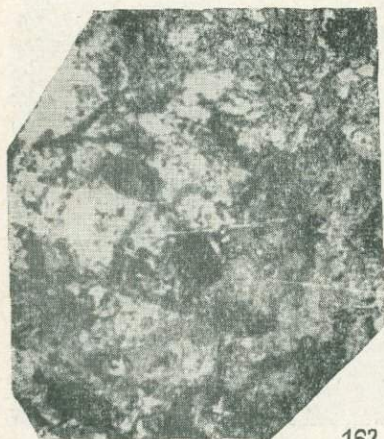
165



164



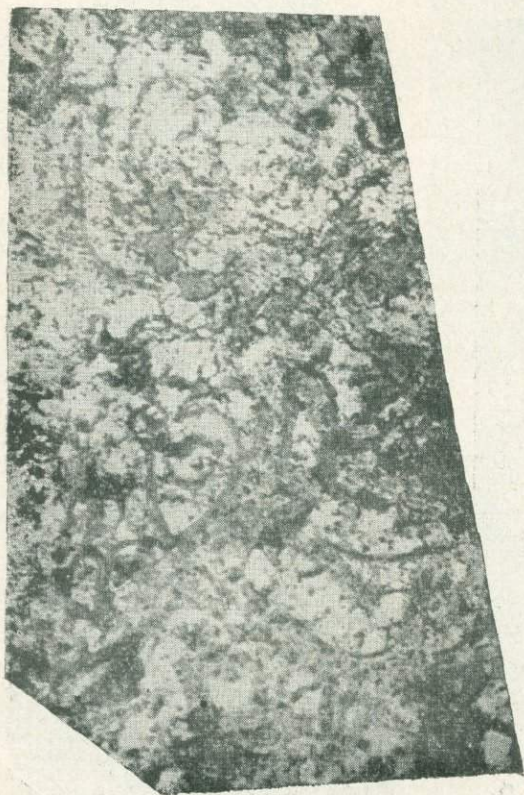
166



167



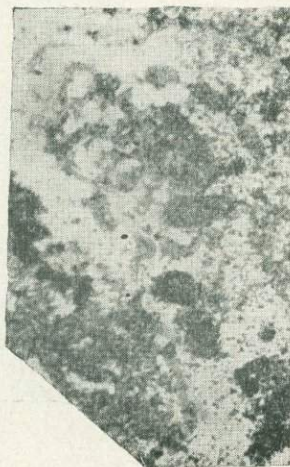
168



169



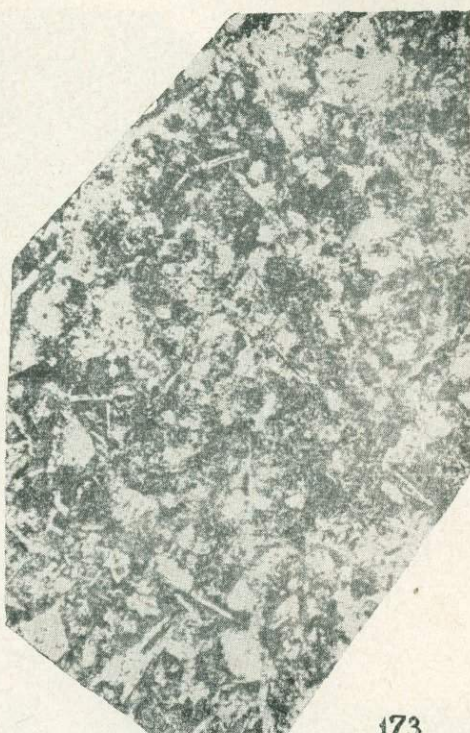
170



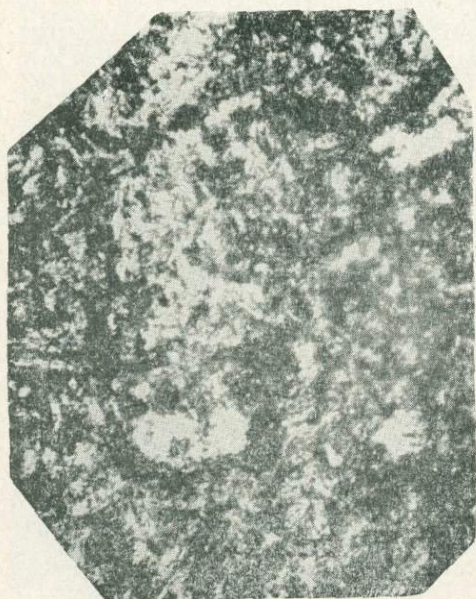
171



172



173



174



175



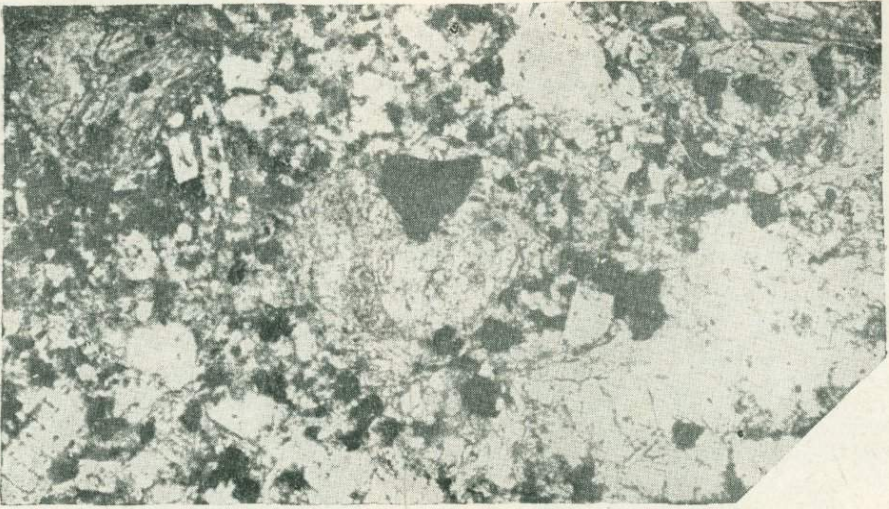
176



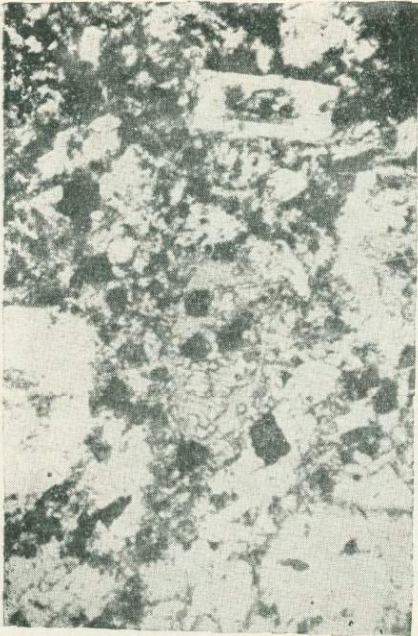
177



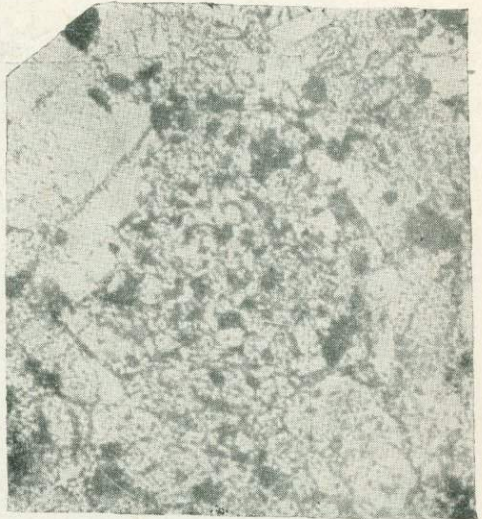
178



179



180



181



182



183



184



185



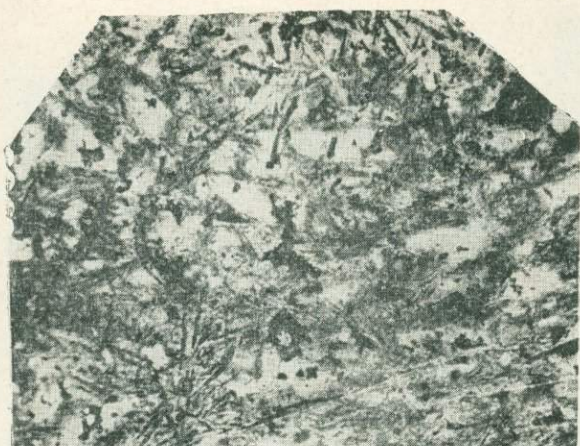
186



187



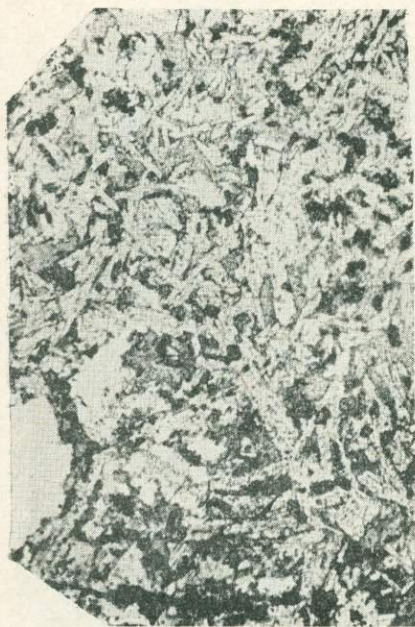
188



189



190



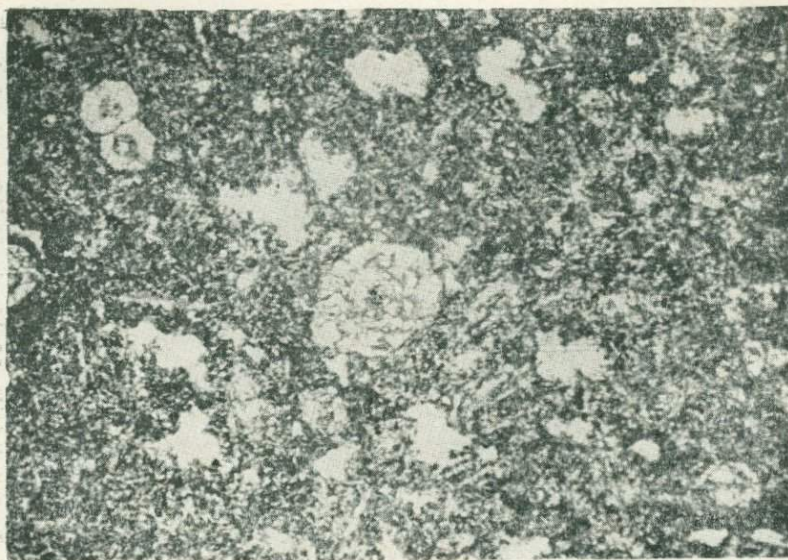
191



192



193



194



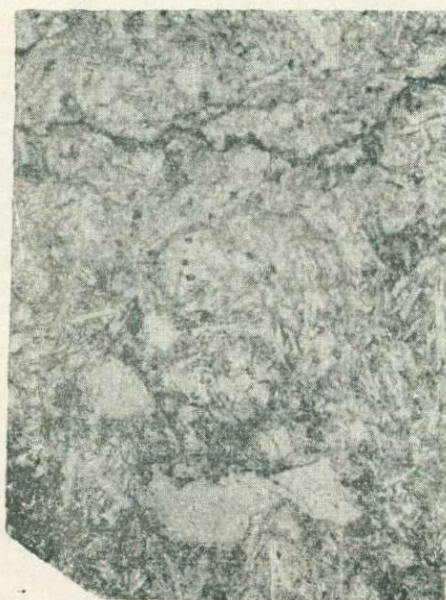
195



196



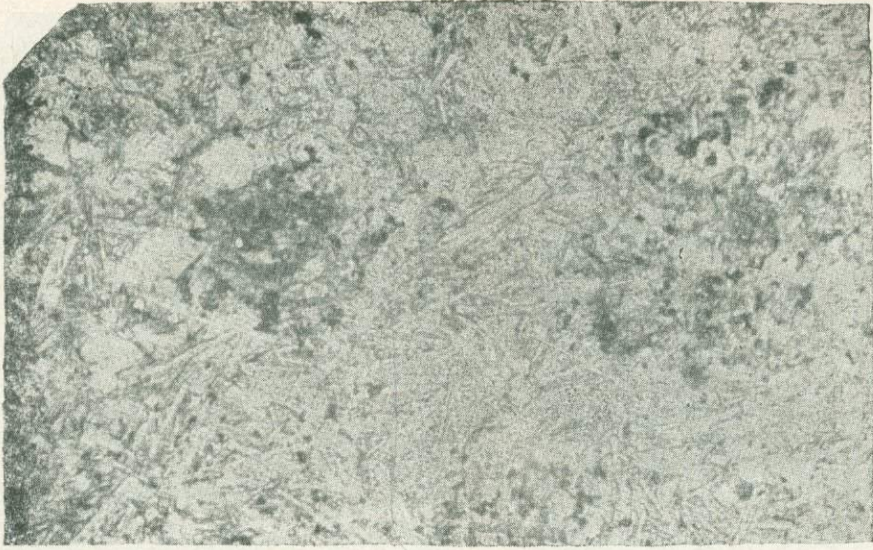
197



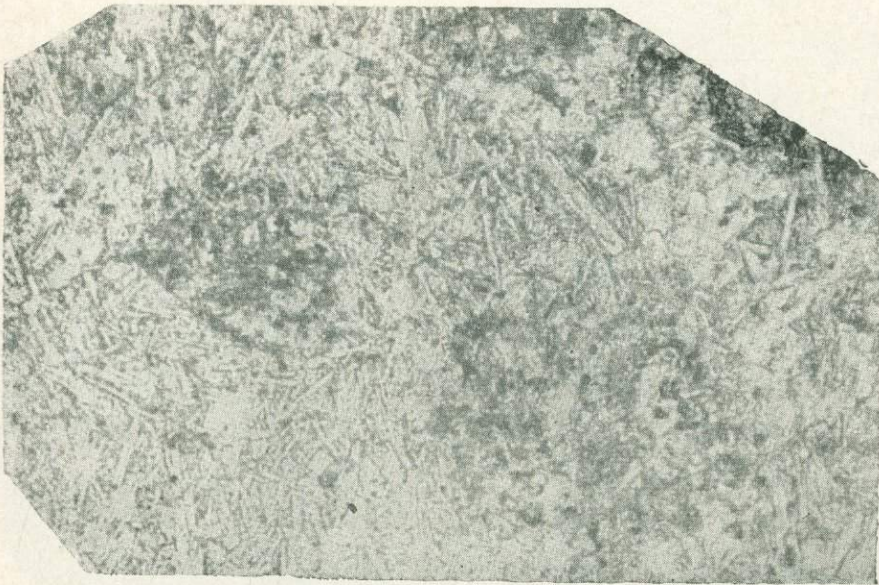
198



199



200



201



202



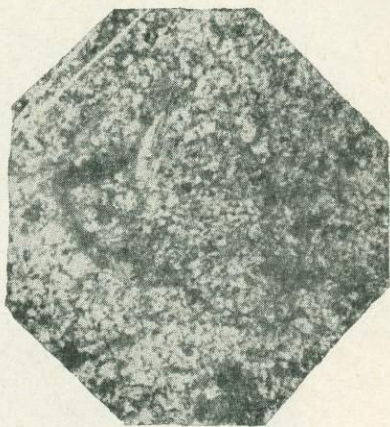
203



204



205



206



207



208

012



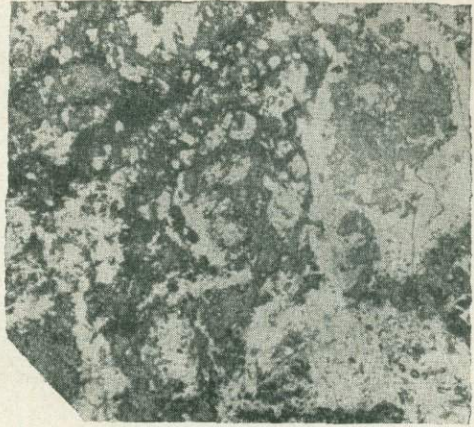
209



210



211



212



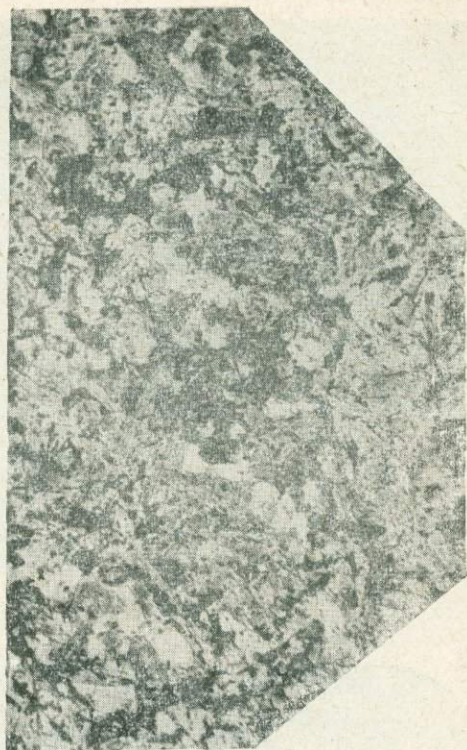
213



214



215



216



217



218



219



220



221



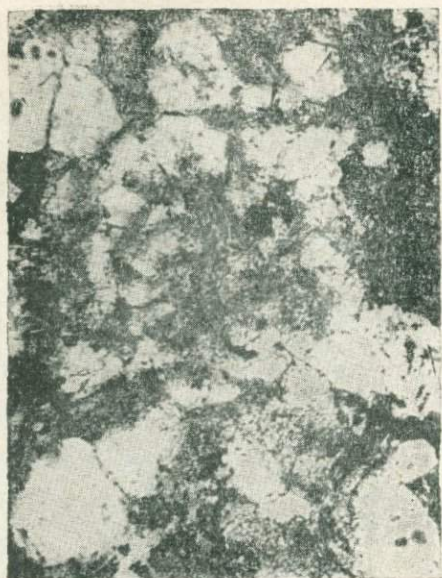
222



223



224



225



226



227



228



229



230

ТАБЛИЦА I (Bucher, 1953)

- Фиг. 1. Отпечаток аммонита *Arietites* в тонкозернистом коизит-биотитовом сланце. Длина 4,7 дюйма. Швейцария, Bündner Schiefer (Salomon, 1911, табл. 9, фиг. 1).
- Фиг. 2. *Gryphaea* в пласте зеленовато-серого мергеля. Швейцария, Bündner Schiefer, Val Lugnetz (Heim, 1891, табл. 5, фиг. 3).
- Фиг. 3. *Cardinia* в коизит-гранат-слодяном сланце. Швейцария, Bündner Schiefer, юго-западный склон горы Scopri (Heim, 1891, табл. 5, фиг. 8).
- Фиг. 4. Членики стебля *Pentacrinus* в пластах слюдястых сланцеватых известняков. Швейцария, Bündner Schiefer, Val Medel and Val Rondadura (Heim, 1891, табл. 5, фиг. 9, 10).
- Фиг. 5. Отпечаток *Spirifer* (?) в сланцеватых кварц-плагиоклаз-гранато-биотитовых гнейсах. США, New Hampshire, Наибольшая длина ископаемого организма около 1 дюйма (Billings and Cleaves, 1935, стр. 532, фиг. 2).
- Фиг. 6. Отпечаток *Spirifer* из внутренней части конкреции, в настоящее время состоящий из кварца, клиноцоизита, диоксида, актинолита и титанита. Конкреция находилась в кварц-биотит-андезин-гранатовом сланце. Размер левой створки раковины, имеющей отчетливые ребра, 0,5 дюйма (Billings and Cleaves, 1935, стр. 531, фиг. 1).
- Фиг. 7. Отпечаток *Spirifer murchisoni* в кварц-мусковит-биотитовом сланце с небольшим количеством ортоклаза, олигоклаза, циркона и нескольких кристаллов силлиманита. Наибольшая длина видимой части раковины около 2,3 дюйма. США, Vermont (Doll, 1943, табл. 1, фиг. 1).

ТАБЛИЦА II

- Фиг. 8. Образец ордовикских сланцев с трилобитом *Calymene* и двумя кристаллами андалузита (хиастолита). Длина кристалла у основания 7,5 дюйма. Британия, SainteBriggitte near the Salles de Rohan (Lacroix, 1893, стр. 45, фиг. 23).
- Фиг. 9. Отпечаток *Halodia* в плотной гранатовой породе (промежуточная между гроссуляром и андрадитом). Триас, США, Невада, вблизи шахты Mc Connell (Кнопф, 1918, табл. 2, фиг. А).
- Фиг. 10. Шлиф известняково-силикатной породы, в которой ископаемые органические остатки замещены диопсидом и эпидотом. Девон, Эльзас (Вогёзы), вблизи Voppe-Fontaine, сечение наибольшего овала 0,15 мм (Jeremine, 1933, табл. 2, фиг. 1). ×60.
- Фиг. 11. Шлиф известняково-силикатной породы с криноидной текстурой, окруженной диопсидом. Девон, Эльзас (Вогёзы), вблизи Voppe-Fontaine (Jeremine, 1933, табл. 2, фиг. 2). ×70.
- Фиг. 12. Кремнистые сланцы со скелетами радиолярий. Полость каждого скелета выполнена биотитом, мусковитом и альбитом. Отмечается слюдяной венчик, окружающий каждый скелет. Девон, Эльзас (Вогёзы) (Jeremine, 1933, табл. 1, фиг. 3).

ТАБЛИЦА III

- Фиг. 13. Общий вид поверхности выхода метаморфизованных пород (флогопитовые сланцы с окремненными криноидеями).
- Фиг. 14. Нижние поверхности двух чашечек криноидей (*Eucalyptocrinus* или *Lyriocrinus*) с площадкой для прикрепления стебля.
- Фиг. 15. Чашечки криноидей в флогопитовых сланцах: *a* — гребенчатый край нижней поверхности криноидей и площадки для прикрепления; *b* — чашечки (*Caryocrinus*), грубо сохраняющие пятиугольное строение площадки прикрепления стебля; *c, d* — чашечки (*Callocystites*) с частью стебля; *e* — столбик криноидей в месте сочленения диска с осевым каналом; *f* — гастропода *Platiceras*. Нат. вел.
- Фиг. 16. Радиолярия *Staurodruppa uralica* Kuzn.
- Фиг. 17, 18. Радиолярия *Staurodruppa Foxi* Hinde.

ТАБЛИЦА IV

- Фиг. 19. Радиолярия *Xyphostylus riphacus* Kuzn. Полевской район на Среднем Урале.
- Фиг. 20. Сетчатое тельце (спора) с треугольными щелями прорастания в кварц-мусковитовых сланцах. Уфалейский район на Среднем Урале.
- Фиг. 21. Галенит (*Gn*) замещает фауну. Средняя Азия, Ичкарисай (Шмулевич, 1962). ×40.

ТАБЛИЦА V

- Фиг. 22. Сфалерит (черное) замещает раковину гастроподы. Полированный шлиф. Средняя Азия, Аксу (Шмулевич, 1962). ×12.

ТАБЛИЦА VI

- Фиг. 23. Членик криноиден участками замещается флюоритом и халцедоном. Куйбышевская область, Кулешовка, скв. 55, гл. 1735—1738 м (Алексеевка, 1963). ×40.
Фиг. 24. Первично осадочная порода с кораллами *a* нацело замещена корундом. Каслинский район, образец из музея Свердловского горного института.

ТАБЛИЦА VII

- Фиг. 25. Известняковый песчаник. Раковины фораминифер (*Eostaffella*) и вмещающая порода замещены кварцем, который образует идиоморфные кристаллы и стяжения. Р. Большой Ик, левый берег, ниже д. Мурадымовой. ×80.

ТАБЛИЦА VIII

- Фиг. 26. Известняковый песчаник. Раковина фораминиферы *Globivalvulina* частично замещена кварцем, кристалл которого еще не имеет четких граней. Р. Большой Ик, левый берег, ниже д. Мурадымовой. ×80.
Фиг. 27. Известняковый песчаник. Раковина фораминиферы *Glomospira* замещена кварцем, у которого видна грань кристалла. Там же. ×80.
Фиг. 28. Известняковый песчаник. Виден не полностью сформированный кристалл кварца, сквозь который просвечивают замещенные им раковины фораминифер и обломки карбоната. Там же. ×80.

ТАБЛИЦА IX

- Фиг. 29. Известняковый песчаник. Идиоморфный кристалл кварца полностью замещает объем породы. Грань его пересекает поперечное сечение трубчатой водоросли, внутри кристалла виден обломок карбоната. Р. Большой Ик, левый берег, ниже д. Мурадымовой. ×80.
Фиг. 30. Известняковый песчаник. Кристалл кварца замещает раковину фораминиферы *Eostaffella*; видны контуры замещенной части раковины. Там же. ×80.
Фиг. 31. Известняковый песчаник. В поперечном сечении кристалла кварца видны замещенные им фораминиферы, обломки карбоната, водоросли. Там же. ×80.

ТАБЛИЦА X

- Фиг. 32, 33. Окремненный известняк. Известняк и раковины фораминифер окремнены неравномерно. Полости раковин полностью замещены кремнеземом, стенки в одних участках перекристаллизованы, в других—замещены кремнеземом, в котором тектин просматривается в виде слабого контура. Р. Багаряк. ×80.
Фиг. 34. То же. ×25.
Фиг. 35, 36. Песчаник. Раковины фораминифер замещаются кварцем в виде кристаллов и беспорядочно расположенных стяжений, возникающих на стенках и в полостях камер. Р. Худолаз. ×50.

ТАБЛИЦА XI

- Фиг. 37. Песчаник. Раковины фораминиферы замещаются кварцем в виде кристаллов и беспорядочно расположенных стяжений, возникающих на стенках и в полостях камер. Р. Худолаз. Материалы Г. И. Вялухяна. ×50.
Фиг. 38. Песчаник. Стенки раковины фораминиферы *Palaeotextularia* полностью замещены кремнеземом. Полости камер выполнены микрзернистым кальцитом. Р. Худолаз. ×40.
Фиг. 39. Раковина *Cornuspira* cf. *plana* (Moell.), характерная для нижнего и среднего карбона, в туфопесчанике улутауской свиты. Стенка и полости раковины замещены кремнеземом, без выноса тектина. Левый берег р. Урала, в 0,5 км на юго-запад от поселка Байрамгуловского совхоза. ×80.

ТАБЛИЦА XII (по С. Г. Вишнякову, 1953)

- Фиг. 40, 41. Кремень с реликтовой структурой известняка, серпуховская свита. ×60.
Фиг. 42. Кремень, в котором крупнокристаллический известняк замещен халцедоном, а пелитоморфная раковина фораминиферы осталась кальцитовой. ×60.
Фиг. 43. Замещение кремнеземом монокристаллического членика криноидей. ×60.
Фиг. 44. Замещение крупнокристаллического слоя раковин *Spirifer* кремнеземом; светлые участки — реликты кальцита, темные — халцедон. ×60.

ТАБЛИЦА XIII

- Фиг. 45. Вторичный кварцит. Стенка фораминиферы замещена кварцем и хлоритом и прослеживается в виде тонкой спирально завитой линии. В начальных оборотах виден кристалл пирита. Внешние контуры раковины не имеют резких границ с вмещающей породой. Гайское месторождение, скв. 611, гл. 783 м. $\times 100$.
- Фиг. 46. Вторичный кварцит. Стенка сферической фораминиферы замещена кварцем, тектин сохранился. Гайское месторождение, скв. 611, гл. 70 м. $\times 100$.
- Фиг. 47. Раковина фораминиферы *Eostaffella* замещена кварцем, контуры ее едва заметны, так как стенка почти сливается с породой. Р. Багаряк. $\times 50$.

ТАБЛИЦА XIV

- Фиг. 48, 49. Кварцит. В окремненном известняке просвечивают контуры каменноугольных фораминифер, стенки которых полностью замещены кварцем, но тектин участками сохранился. Кварцитовый конгломерат, 60 км к западу от пос. Варны. $\times 80$.
- Фиг. 50. Вторичный кварцит. В массе окремненной породы просвечивают контуры раковины фораминиферы, местами видны перегородки. Гайское месторождение, скв. 611, гл. 371 м. $\times 80$.

ТАБЛИЦА XV

- Фиг. 51. Известняковый песчаник с окремненными органическими остатками. Начальная камера и первый оборот фузулиды замещены кварцем, полости камер сложены кальцитом. Р. Шак-Пак-Тас, скв. 1, гл. 231 м. $\times 50$.
- Фиг. 52. Обломок начальной камеры и первого оборота раковины фузулиды в туфе. Стенки замещены агрегатом различных минералов, полости камер — кремнеземом. Гайское месторождение, скв. 431, гл. 401 м. $\times 75$.
- Фиг. 53. Сечение раковины *Pseudofusulina* в начальных оборотах. Стенки и полости состоят из кальцита (дается для сравнения). Нижняя пермь, р. Койва. $\times 50$.

ТАБЛИЦА XVI

- Фиг. 54. Фтанит. Скелеты радиоларии заключены в кристаллах кварца, образующих гломеропорфиновые сростки. Средний Урал, восточный склон. $\times 20$. Фиг. 55. То же. $\times 40$.

ТАБЛИЦА XVII

- Фиг. 56. Кварцевый альбитофир. Вкрапленник представляет собой раковину гастроподы, замещенную кварцем. Гайское месторождение, скв. 611, гл. 1007 м. $\times 80$.
- Фиг. 57. Окремненный органогенный песчаник. Раковина гастроподы, замещенная кварцем. Полости и окружающая порода — карбонат. Оз. Сугояк, скв. 1449, гл. 120 м. $\times 80$.
- Фиг. 58. Вторичный кварцит. Раковина гастроподы замещена кварцем. Гайское месторождение, скв. 428, гл. 60 м. $\times 80$.

ТАБЛИЦА XVIII

- Фиг. 59. Вторичный кварцит по туфу альбитофира. Фораминифера замещена кварцем, тектин полностью обесцвечен. Гайское месторождение, скв. 686, гл. 55 м. $\times 80$.
- Фиг. 60. Орская яшма. Раковина *Orthoceras*, замещенная кремнеземом. Орск, гора Полковник. Нат. вел. (По А. Е. Малахову и К. М. Неделеяву, 1940).

ТАБЛИЦА XIX

- Фиг. 61, 62. Характер неравномерного, пятнистого окремнения в гальке визейского известняка из конгломератов. Р. Караболка, правый берег, выше д. Усть-Караболки. $\times 50$.

ТАБЛИЦА XX

- Фиг. 63. Раковина гастроподы с перекристаллизованной кальцитовой стенкой Оз. Сугояк, скв. 1449, гл. 120 м. $\times 80$.
- Фиг. 64. Известняковый песчаник. Раковина гастроподы с перекристаллизованной кальцитовой стенкой. Галька визейского известняка из конгломерата. Р. Багаряк. $\times 80$.
- Фиг. 65. Перекристаллизованный известняк. Стенка раковины фораминиферы и окружающая порода перекристаллизованы в одинаковой степени. Контур раковины утратил резкость. Р. Янгелька, скв. 6317, гл. 37,5 м. $\times 50$.

ТАБЛИЦА XXI

- Фиг. 66. Перекристаллизованный известняк. Стенки раковины *Globoendothyra* сложены вторичным кальцитом. Р. Янгелька, скв. 6317, гл. 37,5 м. ×50.
- Фиг. 67. Раковина *Nanicella cf. porrecta* (Зук.), характерная для верхнефранского подъяруса верхнего девона, в известняковом конгломерате. Кальцитовая стенка частично перекристаллизована, полости выполнены гидроокислами железа. Учалинский район, скв. 2221, гл. 156,2—157 м. ×80.
- Фиг. 68. Слабо доломитизированный известняк. Стенка раковины *Parastaffella* неравномерно замещается доломитом и утрачивает резкость контуров. Р. Багаряк. ×50.
- Фиг. 69. Доломитизированный известняк. Стенка раковины фораминиферы *Eostaffella* и полости камер неравномерно замещены доломитом. Контур раковины становятся нерезкими. Р. Янгелька, скв. 6317, гл. 37,5 м. ×50.

ТАБЛИЦА XXII

- Фиг. 70. Раковина *Globoendothyra* замещена доломитом, полости камер — кальцитом и доломитом, частично — кремнеземом. Стенка раковины почти полностью слилась с окружающей породой. Р. Багаряк. ×50.
- Фиг. 71, 72. Доломитизированный органогенный известняк, участками окремненный. Стенки раковины фораминифер и полости камер полностью замещены микрозернистым доломитом. Так как стенки участками сливаются с окружающей породой, раковина приобретает расплывчатые, неясные, слабо заметные контуры. Р. Караболка. ×50.
- Фиг. 73. Доломит. Раковина *Plectogyra bradyi* замещена крупными кристаллами доломита, в которых просвечивают ее стенки. Местами стенка почти полностью исчезает, нацело замещаясь доломитом, иногда она сохраняется в виде теневого, слабо заметного контура. Р. Багаряк. ×50.

ТАБЛИЦА XXIII

- Фиг. 74. Раковина фораминиферы *Globoendothyra* замещена крупными кристаллами доломита, в которых наблюдаются контуры стенки. Р. Багаряк. ×50.
- Фиг. 75. Водорослевый известняк. Кристалл доломита, еще не полностью образованный, неравномерно замещает водоросли. Оз. Колтубан. ×40.
- Фиг. 76. Новообразованные кристаллы доломита возникают беспорядочно в раковине *Globoendothyra*, вне зависимости от ее строения. Кристаллы растут и на стенке, и в полости трубки. Р. Сим, близ г. Сима. ×80.

ТАБЛИЦА XXIV

- Фиг. 77. Целестин замещает полости камер в раковине *Bradyina*, местами — ее стенки и частично распространяется за ее пределы. Такое расположение целестиновых кристаллов сходно с расположением крупнокристаллического кальцита в некоторых органогенных известняках. Подольский горизонт С₂, Красная Поляна (Хворова, 1958). ×45.
- Фиг. 78. Органогенно-детритусовый известняк, замещается гипсом (*светлое поле*), в котором возникают стяжения целестина *a* неправильной формы, замещающая органические остатки. Верхний карбон, Архангельская область (Хворова, 1958). ×45.

ТАБЛИЦА XXV

- Фиг. 79. Известняк органогенно-обломочный. Обломки органических остатков замещены ангидритом. Куйбышевская область, Якушино, скв. 7, гл. 946—952 м (Алексеева, 1963). ×50.
- Фиг. 80. Органогенно-детритусовый известняк замещается гипсом, в котором образуются кристаллы целестина *a*. Верхний карбон. Архангельская область (Хворова 1958). ×45.
- Фиг. 81. То же, николи+.

ТАБЛИЦА XXVI

- Фиг. 82. Доломит с остатками раковин фораминифер полностью замещен гипсом, Касимовский ярус, г. Судогда. (Хворова, 1958). Николи ||. ×20.
- Фиг. 83. Остатки фузулинидовых раковин, полости камер замещены гипсом. Верхний карбон, г. Порецк, (Хворова, 1958). Николи +. ×20.

ТАБЛИЦА XXVII

- Фиг. 84. Органогенный известняк неравномерно замещается гипсом (*основной светлый фон*). Раковины фораминифер не деформированы и также замещаются неравномерно. Участки их стенки сохраняются и дают отчетливые контуры. В гипсе встречаются мелкие зернышки ангидрита *a*. Подольский горизонт С₂, г. Любимов (Хворова, 1958). ×20.

ТАБЛИЦА XXVIII

Фиг. 85. Органогенный доломитизированный известняк замещился крупным кристаллом гипса (*темный фон*). В нем отчетливо видны реликты тонкозернистого доломита и остатки исчезнувших раковин фораминифер. Их контуры очерчиваются тонкой кальцитовой пылью. Характерно, что раковины не деформированы. Подольский горизонт С₂, г. Любимов, (Хво-рова, 1958). Николи+. ×80.

ТАБЛИЦА XXIX

Фиг. 86. Стенка раковины остракоды замещена биотитом. В полости, замещенной рудным минералом, сохранились участки, в которых видны новообразованные минералы — биотит, полевой шпат и кварц. Окружающая порода — мраморизованный известняк. Г. Сухой Лог, правый берег р. Шаты. ×80.

Фиг. 87. Стенка раковины *Plectogyra* замещена биотитом. Г. Сухой Лог, правый берег р. Шаты. ×80.

ТАБЛИЦА XXX

Фиг. 88. Серичито-кварцевая порода по туфу кварцевого альбитофира. Стенка раковины фораминиферы *Eostaffella* замещена серичитом, полости камер выполнены кремнеземом. Гайское месторождение, скв. 611, гл. 380 м. ×50.

Фиг. 89. Известняковый песчаник. Стенка раковины и перегородки камер фораминиферы *Nanicella* — кальцитовые. Полости камер выполнены также кальцитом, за исключением последнего оборота, в котором они замещаются хлоритом. Гора Осочка, левый берег р. Урала, 10 км выше пос. Колпацкого. ×50.

Фиг. 90. Диабазовый порфирит. Стенки раковины чечевицеобразной фораминиферы замещены хлоритом, ее участки просматриваются в основной массе породы. Южный Урал, Амурский район, скв. 88, гл. 41,3 м. ×50.

Фиг. 91. Туф сильно серичитизированный и хлоритизированный. Стенка раковины фораминиферы *Plectogyra* (?) замещена хлоритом, полости камер — серичитом. Гайское медноколчеданное месторождение, карьер № 1, гор. 340. ×80.

Фиг. 92. Туф окварцованный. Стенка фораминиферы *Plectogyra* замещена хлоритом, полости камер — кремнеземом. Гайское медноколчеданное месторождение, карьер № 1, гор. 340. ×80.

ТАБЛИЦА XXXI

Фиг. 93. Эпидотизированная порода из прокладок шаровых лав. Фораминифера *Endothyra* (?) замещена эпидотом и хлоритом. Гора Большой Азов, северный склон. ×80.

Фиг. 94, 95. Лампрофир. Стенка фораминиферы *Vicinisphaera* замещена хлоритом, частично эпидотом, полость заполнена кальцитом, в котором возникли шестоватые и призматические кристаллы эпидота и неопределенного минерала, замещенного эпидотом. Г. Сухой Лог, р. Шата. ×80.

ТАБЛИЦА XXXII

Фиг. 96. Известняковый песчаник. В стенке раковины *Pseudostaffella* формируется кристалл кислого плагиоклаза (альбит). Каменск-Уральский район, р. Исеть. ×80.

Фиг. 97. Известняковый песчаник. Раковина *Globivalvulina* замещена кристаллом альбита. Стенка ее просвечивает у края кристалла. Там же. ×80.

Фиг. 98. Известняковый песчаник. Стенка раковины *Pseudostaffella* полностью замещена кислым плагиоклазом, полости камер замещены частично. Там же. ×80.

Фиг. 99. Известняковый песчаник. Полевой шпат в виде «стяжения», замещает раковину пахисферы. Ее стенка просвечивает у края стяжения кислого плагиоклаза. Там же. ×80.

Фиг. 100. Известняковый песчаник. В стенке фораминиферы возникают мелкие кристаллы кислого плагиоклаза. Строение раковины уже нечеткое, стенка видна участками. Там же. ×80.

ТАБЛИЦА XXXIII

Фиг. 101. Известняковый песчаник. В стенке и в полостях камер раковины *Pseudostaffella* кристаллизуются мелкие кристаллы кислого плагиоклаза (альбит). Каменск-Уральский район, р. Исеть. ×80.

Фиг. 102. Известняковый песчаник. Раковина фораминиферы *Pseudostaffella* нацело замещена кристаллами кислого плагиоклаза. Некоторые кристаллы расположены перпендикулярно стенке. Внутреннее строение неясно, в некоторых участках сохранилась стенка. Там же. ×80.

ТАБЛИЦА XXXIV

Фиг. 103. Известняковый песчаник. Раковина фораминиферы *Pseudostaffella* замещается кислым плагиоклазом (альбит). В кристалле просвечивает контур стенки. Каменск-Уральский район, р. Исеть. $\times 80$.

Фиг. 104. Известняковый песчаник. Раковины веретенообразной фораминиферы замещены кислым плагиоклазом. Контуры стенки наблюдаются четко, но прерывисто. Там же. $\times 80$.

ТАБЛИЦА XXXV

Фиг. 105. Известняковый песчаник. Раковина фораминиферы *Pseudostaffella* замещается кристаллом кислого плагиоклаза (альбит № 30); у края кристалла просвечивает стенка раковины. Каменск-Уральский район, р. Исеть. $\times 80$.

Фиг. 106. Известняковый песчаник. Кислый плагиоклаз в виде «стяжения» замещает породу и раковины фораминифер. У края кристалла просвечивает стенка раковины. Там же. $\times 80$.

Фиг. 107. Известняковый песчаник. Стенка раковины *Globivalvulina* и полости камер неравномерно замещаются кислым плагиоклазом. В «стяжении» начинают формироваться грани кристалла. Там же. $\times 80$.

ТАБЛИЦА XXXVI

Фиг. 108. Известняковый песчаник. Раковина фораминиферы *Archaeidiscus* замещается средним плагиоклазом. Каменск-Уральский район, р. Исеть. $\times 80$.

Фиг. 109. Водоросль *Ungdarella* замещается средним плагиоклазом № 38 (андезин). Там же. $\times 80$.

Фиг. 110. Раковина фузулиниды замещена средним плагиоклазом № 34 (андезин), видны только ее контуры. Там же. $\times 80$.

ТАБЛИЦА XXXVII

Фиг. 111. Известняковый песчаник. Раковина фораминиферы *Pseudostaffella* замещается плагиоклазом № 38 (андезин), Каменск-Уральский район, р. Исеть. $\times 80$

Фиг. 112. Известняковый песчаник. Водоросль *Ungdarella* замещается средним плагиоклазом. Там же. $\times 80$.

ТАБЛИЦА XXXVIII

Фиг. 113. Перегородки раковины *Pseudofusulina* замещены рудным минералом. Р. Сим, близ г. Сима. $\times 20$.

иг. 114. Стенки раковины *Fusulinella* участками замещены кварцем, на котором возникают рудные минералы («включения»). Там же. $\times 30$.

ТАБЛИЦА XXXIX

Фиг. 115, 116. Известняковый («туфогенный») песчаник. Начальная стадия образования перлитовой текстуры в карбонате. Г. Сухой Лог, р. Пышма, ниже впадения р. Рефта. $\times 40$

ТАБЛИЦА XL

Фиг. 117, 118. Известняковый («туфогенный») песчаник. Участки перлитовой текстуры в последующие стадии ее формирования, наблюдаемые в карбонатной массе породы. Сухоложский район, р. Пышма, ниже впадения р. Рефта. $\times 40$.

ТАБЛИЦА XLI

Фиг. 119, 120. Гиалоандезит. Перлитовая текстура. Ново-Лялинский район, р. Бобровка, (Материал И. Н. Емелина). Николи ||. $\times 75$.

ТАБЛИЦА XLII

Фиг. 121. Неизмененный биоморфный известняк с фораминиферами. Западный склон Урала. Визейский ярус. $\times 60$.

Фиг. 122. Органогенно-обломочный известняк. Начальная стадия окремнения характеризуется возникновением зерен кварца, имеющих неправильно-угловатую, остроугольную форму («обломки кварца»). Р. Багаряк. $\times 50$.

Фиг. 123. Мраморизованный известняк с перекристаллизованными фораминиферами (*Fusulinidae*). Карьер в районе Дегтярского медноколчеданного месторождения. $\times 50$.

ТАБЛИЦА XLIII

Фиг. 124. Стенка раковины фораминиферы перекристаллизована. Ее органическая основа — тектин — обесцвечена. Тектин сохранился лишь в одном участке. Галька визейского известняка из конгломератов бисертской свиты. Пос. Бисерт, берег пруда. $\times 100$.

ТАБЛИЦА XLIV

- Фиг. 125. Стенки фораминифер перекристаллизованы, кальцит в камерах частично замещен халцедоном. Г. Сухой Лог, р. Пышма, левый берег. $\times 80$.
Фиг. 126, 127, 128. Фораминиферы *Archaeodiscus* и включающая их порода замещаются эпигенетическими образованиями кварца и полевого шпата, имеющими разнообразную форму. Г. Сухой Лог, р. Курдюмка, у устья. $\times 50$.

ТАБЛИЦА XLV

- Фиг. 129. Стенки раковины фораминиферы замещены хлоритом (?). Р. Багаряк. $\times 80$.
Фиг. 130. Раковина фораминиферы *Eostaffella* (?) замещена агрегатом минералов, полости камер — кварцем. Гайское месторождение, скв. 611, гл. 1075 м. $\times 80$.
Фиг. 131. Стенка и полости камер раковины фораминиферы сложены кальцитом. Г. Сухой Лог, р. Пышма, левый берег. $\times 80$.

ТАБЛИЦА XLVI

- Фиг. 132. В кристалле полевого шпата (прениitized?) видны контуры спирально свернутой фораминиферы. Гайское месторождение, скв. 611, гл. 1075 м. $\times 80$.
Фиг. 133. Видны контуры фораминиферы *Plectogyra* (?); полости камер замещены кварцем, стенка хлоритом. Учалинский район, к западу от р. Учалы. $\times 80$.

ТАБЛИЦА XLVII

- Фиг. 134. Стенка и полости камер фораминиферы *Pseudoendothyra* сложены кальцитом; 5, 6, 7, 8, 9, 10 и 11-я камеры предпоследнего оборота выполнены хлоритом. Г. Сухой Лог, р. Пышма, левый берег. $\times 80$.
Фиг. 135. Кальцит в стенке фораминиферы и в полостях камер частично перекристаллизован. Там же. $\times 80$.
Фиг. 136. Стенка скелета радиолярии кремневая, полость выполнена мельчайшими кристаллами вторичного гематита. Южный Урал, пос. Бальтаман, Блявинский район (Юмагузино). $\times 80$.

ТАБЛИЦА XLVIII

- Фиг. 137. Туф альбитофира, окварцованный. В породе отчетливо наблюдаются контуры раковины фораминиферы *Fusulinidae*, створки и поперечные сечения остракод: полость раковины остракод выполнена кальцитом. Гайское медноколчеданное месторождение, скв. 611, гл. 366 м. $\times 50$.

ТАБЛИЦА XLIX

- Фиг. 138. Туф серицитизированный, хлоритизированный. Стенка раковины полностью замещена хлоритом; одна из полостей камер выполнена серицитом. Гайское медноколчеданное месторождение, карьер № 1, гор. 340. $\times 40$.
Фиг. 139. Туф окварцованный. Стенка раковины замещена хлоритом, полости камер — кремнеземом. Гайское медноколчеданное месторождение, карьер № 1, гор. 340. $\times 40$.

ТАБЛИЦА L

- Фиг. 140. Туф альбитофира, сильно окварцованный, хлоритизированный. В серицитизированном и хлоритизированном кристалле плагиоклаза видны контуры фораминиферы. Гайское месторождение, скв. 580, гл. 942,2 м. $\times 80$.
Фиг. 141. Туф окварцованный. В породе видны контуры фораминиферы, замещенной хлоритом. Сухоложский район, р. Пышма, у устья р. Устиновки. $\times 80$.
Фиг. 142. Туф кислого состава. В «цементе» породы видны контуры фораминиферы, замещенной хлоритом, и обильные рудные минералы. Г. Сухой Лог, р. Каменный Лог. $\times 50$

ТАБЛИЦА LI

- Фиг. 143, 144. Туф кристаллокластический. В «цементе» видны контуры раковин фораминифер. Баймакский район, 2 км к востоку от г. Сибай. $\times 50$.
Фиг. 145. Туф кристаллокластический. Стенка раковины замещена хлоритом. Учалинский район, к западу от г. Учалы. $\times 80$.
Фиг. 146. Туф кристалло-витрокластический. Стенка раковины архесферы замещена кварцем, полость — хлоритом. Южный Урал, д. Ниязгулова. $\times 100$.
Фиг. 147, 148. Туф кристаллолитокластический. В породе видны прерывистые контуры стенок раковин фораминифер, замещенных эцидотом. Р. Багаряк. $\times 50$.

ТАБЛИЦА LI

- Фиг. 149. Туф литокристаллокластический кислого состава. Стенка раковины перекристаллизована и замещена эпидотом, контуры ее расплывчаты, полость выполнена полевым шпатом, на котором развивается эпидот. Р. Багаряк. $\times 50$.
- Фиг. 150. Туф литокристаллокластический кислого состава. Стенки раковин *Ammobaculites* и *Plectogyra* замещены эпидотом, хлоритом и серицитом. Там же. $\times 80$.
- Фиг. 151. Туф литокристаллокластический кислого состава. Стенка раковины темная, не просвечивает, полости камер выполнены полевым шпатом (?), по которому развился хлорит. Там же. $\times 50$.
- Фиг. 152. Туф литокристаллокластический кислого состава. Стенка и перегородки *Plectogyra* темные, полости выполнены полевым шпатом, по которому развиваются хлорит и эпидот. Там же. $\times 50$.
- Фиг. 153. Туф литокристаллокластический кислого состава. Раковины *Palaeotextularia* (?) и *Eostaffella* замещены полевым шпатом; стенки раковин «проявляются» хлоритом и эпидотом. Там же $\times 50$.

ТАБЛИЦА LIII

- Фиг. 154. Литокристаллокластический туф кислого состава. Стенка раковины *Ammobaculites* неравномерно и прерывисто замещена соссиоритом, что создает впечатление ее раздробленности. Р. Багаряк. $\times 50$.
- Фиг. 155. Туф сильно измененный, карбонатизированный. В стенке фораминиферы *Plectogyra* частично сохранился первичный кальцит, часть его замещена серицитом и рудным минералом. Там же. $\times 80$.
- Фиг. 156. Туф. Стенка *Archaeosphaera* кремневая, с тектином, полость раковины выполнена кварцем. Гайское медноколчеданное месторождение, скв. 700, гл. 250 м. $\times 100$.

ТАБЛИЦА LIV

- Фиг. 157, 158. Продольные сечения органических остатков трубчатой формы. Стенка кремнистая, полость — хлоритовая, частично кремнистая. Мезозой, восточный склон Урала. $\times 80$.
- Фиг. 159, 160, 161. Поперечные сечения остатков организма трубчатой формы, состоящие из кальцита и частично замещенные кремнеземом. Там же. $\times 80$.

ТАБЛИЦА LV

- Фиг. 162. Контурсы фораминиферы, полости камер замещены гидроокислами железа. Г. Сухой Лог, р. Каменный Лог. $\times 50$.
- Фиг. 163. Внешние контурсы раковины фораминиферы прерывистые, слабо «просвечивают» сквозь кристаллическую массу плагноклазов. Наблюдается остаточный кальцит и вторичный, по отношению к плагноклазам, хлорит и эпидот. Р. Багаряк. $\times 50$.
- Фиг. 164. Внешние контурсы раковины фораминиферы сохранились четко. Полости камер сложены плагноклазом. Наблюдается остаточный кальцит, перегородки замещены хлоритом и эпидотом. Там же. $\times 50$.
- Фиг. 165. Контурсы раковины фораминиферы нерезко «просвечивают» сквозь кристаллическую сетку плагноклазов. Вместе с остаточным кальцитом наблюдаются хлорит, эпидот и рудный минерал. Там же. $\times 50$.
- Фиг. 166. Контурсы раковины фораминиферы наблюдаются прерывисто, участками, нерезко. Там же. $\times 80$.

ТАБЛИЦА LVI

- Фиг. 167, 168, 169. Контурсы раковин фораминифер. Стенки замещены хлоритом и эпидотом. Р. Багаряк. $\times 50$.
- Фиг. 170. Контурсы раковины фораминиферы *Archaeodiscus* (?). Стенка замещена хлоритом. Сухоложский район, р. Рудянка, правый берег, 400 м от устья. $\times 80$.
- Фиг. 171. Стенки раковины фораминиферы *Plectogyra* (?) замещены хлоритом. р. Багаряк. $\times 80$.

ТАБЛИЦА LVII

- Фиг. 172. В сетке из кристаллов плагноклаза, кварца и вторичных по отношению к ним хлорита и эпидота видна раковина фораминиферы с широкой периферией — *Bradyina* (?). Р. Багаряк. $\times 50$.
- Фиг. 173. В основной массе породы просвечивают контурсы стенок фораминифер. Там же. $\times 50$.
- Фиг. 174. Видны контурсы раковины *Haplophragmella*. В выпрямленной части раковины хорошо сохранилась последняя камера и толстая стенка. Там же. $\times 50$.
- Фиг. 175. Через сетку лейст плагноклаза видны контурсы фораминиферы *Plectogyra*. Полость камеры *a* выполнена кварцем. Там же. $\times 50$.

ТАБЛИЦА LVIII

- Фиг. 176. В массе микролитов плагиоклаза «просвечивают» контуры раковин фораминифер. Р. Багаряк. $\times 50$.
Фиг. 177. Видна раковина фораминиферы, замещенная кварцем, хлоритом и эпидотом. Там же. $\times 50$.
Фиг. 178. Стенка раковины фораминиферы и полости камер замещены кварцем, хлоритом и эпидотом. В последнем обороте сохранились перегородки. Там же. $\times 50$.

ТАБЛИЦА LIX

- Фиг. 179, 180. Стенки раковин фораминифер и остатки других организмов замещены хлоритом и рудными минералами. Р. Багаряк. $\times 80$.
Фиг. 181. В основной массе породы, состоящей из плагиоклаза, хлорита и рудного минерала, слабо заметны контуры фораминиферы шарообразной формы. Там же. $\times 50$.

ТАБЛИЦА LX

- Фиг. 182. Видны контуры раковины остракоды, стенки которой замещены хлоритом. Р. Багаряк. $\times 80$.
Фиг. 183. В массе видны контуры раковины фораминиферы *Pseudoendothyra*. Там же. $\times 80$.
Фиг. 184. В основной массе породы видны раковины фораминиферы *Plectogyra*, стенки их замещены хлоритом. Там же. $\times 50$.

ТАБЛИЦА LXI

- Фиг. 185. В основной массе видны контуры фораминиферы. Р. Багаряк. $\times 50$.
Фиг. 186. Раковина замещена полевым шпатом (?) и хлоритом, «проявляющим» ее стенки. Там же. $\times 50$.
Фиг. 187. В породе ясно «просвечивают» контуры фораминиферы. Там же. $\times 50$.
Фиг. 188. В основной массе породы видны контуры скошенного сечения раковины фораминиферы. Стенки состоят из тончайших иголочек плагиоклаза; кальцит в полостях камер полностью замещен плагиоклазом. Сухоложский район, р. Пышма. $\times 50$.

ТАБЛИЦА LXII

- Фиг. 189. Участками порода окремнена. Контуры фораминифер «просвечивают» в сетке кристаллов плагиоклазов. Ст. Блява. $\times 50$.
Фиг. 190. Стенка раковины *Tuberitina* замещена хлоритом, полость выполнена кремнеземом. Гайское месторождение, скв. 431, гл. 378 м. $\times 100$.
Фиг. 191. Через сетку микролитов плагиоклаза видны контуры фораминифер. Г. Сухой Лог, р. Курдюмка, 140 м выше устья. $\times 50$.
Фиг. 192. В кристаллической массе породы видны слабые контуры раковины фораминиферы. Там же. $\times 50$.
Фиг. 193. Контуры раковины фораминиферы «просвечивают» сквозь сетку микролитов полевого шпата. Там же. $\times 50$.

ТАБЛИЦА LXIII

- Фиг. 194, 195. Стенки и полости камер фораминифер частично замещены пироксеном (диопсидом). Баймакский район, гора Карамальташ. $\times 80$.

ТАБЛИЦА LXIV

- Фиг. 196. Раковина фораминиферы *Eostaffella* (?) сохранилась частично. Стенка в сохранившейся половине раковины сложена остаточным кальцитом и хлоритом. Сухоложский район, р. Пышма. $\times 50$.
Фиг. 197. Стенка раковины *Forschia* сложена хлоритом и остаточным кальцитом. Контуры фораминиферы видны в массе тонких лейст плагиоклаза. Там же. $\times 50$.
Фиг. 198. Сквозь сетку тонких лейст плагиоклаза просвечивают контуры *Cribrospira* (?). Там же. $\times 50$.
Фиг. 199. В массе мелких лейст плагиоклаза видны контуры фораминиферы *Archaediscus* (?), замещенной хлоритом. Там же. $\times 50$.

ТАБЛИЦА LXV

- Фиг. 200, 201. В массе мелких кристаллов плагиоклаза видны участки остаточного карбоната первичной осадочной породы, в которых наблюдаются раковины фораминифер. Стенки раковин сложены кальцитом, в карбонате возникают мелкие кристаллы рудного минерала. Сухоложский район, р. Пышма. $\times 80$.

ТАБЛИЦА LXVI

- Фиг. 202. В породе видны контуры фораминифер *Archaediscus* (?). Стенки сложены кальцитом. Сухоложский район, у устья р. Устиновки. $\times 50$.
Фиг. 203. В породе видны контуры фораминифер, в различной степени измененных. Стенки раковины состоят из остаточного кальцита и вторичного хлорита. Сухоложский район, р. Пышма, ниже устья р. Рефта. $\times 80$.
Фиг. 204. То же. $\times 50$.

ТАБЛИЦА LXVII

- Фиг. 205. Раковина фораминиферы *Palaeotextularia* замещена кварцем и серицитом. Гайское месторождение, скв. 611, гл. 783 м. $\times 80$.
Фиг. 206. Альбитофир. В основной массе породы видны контуры раковины фораминиферы. Г. Сухой Лог, р. Каменный Лог. $\times 50$.
Фиг. 207. Хлорито-кварцевая порода. Видны контуры фораминиферы. Р. Багаряк. $\times 50$.
Фиг. 208. Эпидото-кремнистая порода. Раковина фораминиферы *Plectogyra* замещена эпидотом и кварцем. Сухоложский район, р. Каменный Лог. $\times 50$.

ТАБЛИЦА LXVIII

- Фиг. 209. Эпидото-кремнистая порода. Раковина фораминиферы замещена эпидотом и кварцем. Сухоложский район, р. Каменный Лог. $\times 50$.
Фиг. 210. Эпидото-кремнистая порода. Фораминиферы замещены эпидотом и кварцем. Там же. $\times 50$.

ТАБЛИЦА LXIX

- Фиг. 211, 212. Эпидото-кремнистая порода. Видны контуры раковины фораминиферы *Plectogyra*, замещенной эпидотом и кварцем. Сухоложский район, р. Каменный Лог. $\times 50$.
Фиг. 213. Хлорито-кварцевая порода. Раковина замещена хлоритом и кварцем. Р. Багаряк. $\times 50$.
Фиг. 214. Хлорито-кварцевая порода. Раковины замещены хлоритом и кварцем. Там же. $\times 50$.

ТАБЛИЦА LXX

- Фиг. 215. Хлорито-кварцевая порода. В породе видны контуры фораминиферы *Eostaffella*. Р. Багаряк. $\times 50$.
Фиг. 216, 217. Процессы изменения породы достигли значительной степени; контуры раковин фораминифер заметны слабо. Г. Сухой Лог, р. Курдюмка, 150 м выше устья. $\times 50$.

ТАБЛИЦА LXXI

- Фиг. 218. Видны прерывистые контуры раковины фораминиферы (?). Г. Сухой Лог, р. Курдюмка, правый берег. $\times 50$.
Фиг. 219. Видны контуры стенки фораминиферы, сохранились перегородки. Р. Багаряк. $\times 50$.
Фиг. 220, 221. Видны контуры раковины, замещенные хлоритом. Там же. $\times 50$.

ТАБЛИЦА LXXII

- Фиг. 222, 223. Стенки раковины фораминиферы *Plectogyra* (темные) частично замещены хлоритом. Р. Багаряк. $\times 50$.
Фиг. 224. В основной массе породы видны прерывистые контуры фораминифер, местами сохранились перегородки. Там же. $\times 80$.

ТАБЛИЦА LXXIII

- Фиг. 225. В основной массе породы видны прерывистые контуры фораминифер, во внутренних порых сохранились перегородки. Р. Багаряк. $\times 80$.
Фиг. 226. В основной массе видны контуры чечевицеобразной формы. Там же. $\times 80$.
Фиг. 227. В основной массе породы видны контуры поперечного сечения фораминиферы, можно наблюдать перегородки. Там же. $\times 80$.

ТАБЛИЦА LXXIV

- Фиг. 228. В основной массе породы видны контуры раковины фораминиферы с широкой периферией, в центре сохранились неясно различимые первые обороты. Р. Багаряк. $\times 50$.
Фиг. 229, 230. Видны контуры раковин фораминифер; участками сохранились стенки и перегородки. Там же. $\times 50$.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение	3
Глава I. Органические остатки в метаморфических породах	5
Обзор литературных данных	—
Особенности строения раковин и скелетов органических остатков, встречаемых в метаморфических породах	7
Глава II. Ископаемые фораминиферы, замещенные различными минералами, в осадочных и вулканогенно-осадочных породах зеленокаменного комплекса	19
Краткие сведения о минералогии и геохимии современных и ископаемых фораминифер	—
Процессы замещения раковин фораминифер различными минералами	23
Глава III. Органические остатки в лавах и туфах	30
Органические остатки в лавах наземных вулканов	—
Органические остатки в лавах подводных вулканов	31
Органические остатки в обломках осадочных пород (хадалитах), доставленных на поверхность в массе жидкой лавы	33
Глава IV. Органические остатки в псевдоэффузивных и псевдоинтрузивных породах	35
О текстурных признаках осадочных пород в метаморфических и псевдомагматических образованиях различных регионов СССР и за его пределами	—
Органические остатки в метаморфизованных и осадочных породах зеленокаменной толщи Урала	42
Перспективы изучения органических остатков в метаморфических породах	49
Заключение	52
Литература	53
Таблицы 1—LXXIV и объяснения к ним	59

380

Цена 1 р. 04 коп.