

АТЛАС
ТЕКСТУР
И СТРУКТУР
ОСАДОЧНЫХ
ГОРНЫХ
ПОРОД





MINISTÈRE DE LA GÉOLOGIE DE L'URSSS
INSTITUT DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES (VSEGEI)

STRUCTURES ET TEXTURES DES ROCHES SÉDIMENTAIRES

TABLEAUX EXPLICATIFS

Troisième partie

ROCHES SILICEUSES

*Par E. V. Dmiříeva, V. L. Librovitch,
O. I. Nekrassova, A. D. Pétrousky.*

Rédacteurs scientifiques: A. I. Jamoïda, A. V. Khabakov

EDITION «NEDRA»
Moscou, 1973

<http://jurassic.ru/>

ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ (ВСЕГЕИ)
МИНИСТЕРСТВА ГЕОЛОГИИ СССР

АТЛАС ТЕКСТУР И СТРУКТУР ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Часть 3

КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ

Атлас составлен

*Е. В. Дмитриевой, В. Л. Либровичем,
О. И. Некрасовой, А. Д. Петровским*

Научные редакторы *А. И. Жамойда, А. В. Хабаков*

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА, 1973

«Атлас текстур и структур осадочных горных пород». Часть 3. Кремнистые породы. Научные редакторы А. И. Жамойда, А. В. Хабаков. М., «Недра», 1973, 340 с. (Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-т М-ва геологии даются краткими пояснениями.

В третьей части Атласа текстур и структур осадочных горных пород рассматриваются вопросы образования, классификации и номенклатуры кремнистых пород, дается краткая характеристика различных типов кремнистых образований. При рассмотрении генезиса последних уделяется внимание вопросам, связанным с выяснением вероятных первоисточников кремнезема, а также такому важному вопросу в общей проблеме кремненакопления, как выяснение фациальных условий образования кремнистых толщ, среди которых преобладают морские отложения. В основу классификации кремнистых пород в «Атласе» положены: 1) формы залегания кремнистых пород; 2) происхождение (органогенные, хемогенные, конкреционные, реликтовые, гипергенные); 3) вещественный состав и петрографические особенности; 4) структуры, характерные для различных генетических типов кремнистых пород; 5) фаии (морские, континентальные). В схеме классификации кремнистых пород отражена их терминология. В иллюстративной части «Атласа» систематизирован обширный материал по текстурам и особенно по структурам кремнистых пород. Отражены как наиболее характерные и широко распространенные, так и редко встречающиеся структуры и текстуры кремнистых пород различного генезиса. Иллюстрации сопровождаются краткими пояснениями.

«Атлас» может быть использован в качестве справочного руководства широким кругом геологов и литологов. Он может быть также полезен при изучении специальных геологических дисциплин в вузах.

Таблиц 4, фототаблиц 123, список литературы — 356 назв.



ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	Стр. 7
Avis aux lecteurs	8
Глава I. Основные вопросы образования осадочных кремнистых пород. <i>О. И. Некрасова, А. Д. Петровский</i>	9
Глава II. Классификация и терминология осадочных кремнистых пород. <i>О. И. Некрасова, А. Д. Петровский</i>	16
Глава III. Текстуры осадочных кремнистых пород (табл. 1—14). <i>В. Л. Либрович</i>	23
1. Слоистые текстуры и некоторые текстуры на поверхностях напластования (табл. 1—10)	23
2. Подводнооползневые текстуры (табл. 11—13)	26
3. Стилолитовые текстуры (табл. 14)	27
Глава IV. Типы осадочных кремнистых пород и их структуры (табл. 15—123)	23
1. Диатомиты и встречающиеся в них силикофлагеллаты (табл. 15—23). <i>Е. В. Дмитриева</i>	29
2. Спонголиты (табл. 24—30). <i>Е. В. Дмитриева</i>	34
3. Трепелы, опоки и гёзы (табл. 31—40). <i>Е. В. Дмитриева</i>	36
4. Радиоляриты и мельчайшие органические остатки, встречающиеся в осадочных кремнистых породах (табл. 41—48). <i>О. И. Некрасова</i>	40
5. Яшмы и яшмоиды (табл. 49—54). <i>О. И. Некрасова, А. Д. Петровский</i>	44
6. Яшмовидные породы (табл. 55—61). <i>О. И. Некрасова, А. Д. Петровский</i>	47
7. Характерные морфологические типы поверхностей кремнистых пород под электронным микроскопом (табл. 62—68). <i>О. И. Некрасова, А. Д. Петровский</i>	49
8. Обломочные кремнистые породы (табл. 69—75). <i>В. Л. Либрович</i>	53
9. Кремневые конкреции (табл. 76—86). <i>В. Л. Либрович</i>	56
10. Реликтовые кремнистые образования (табл. 87—103). <i>В. Л. Либрович</i>	59
11. Гипергенные кремнистые породы (табл. 104—123). <i>Е. В. Дмитриева</i>	64
Список литературы	68
Словарь терминов, относящихся к текстурным и структурным признакам осадочных кремнистых пород	78
Таблицы изображений и объяснения к ним	
Текстуры осадочных кремнистых пород	табл. 1—14
Слоистые текстуры (табл. 1—8) и некоторые текстуры на поверхностях напластования	9, 10
Подводнооползневые текстуры	11—13
Стилолитовые текстуры	14
Типы осадочных кремнистых пород и их структуры	15—22
Диатомиты	15—22
Мельчайшие органические остатки (силикофлагеллаты), встречающиеся в диатомитах	23
Спонголиты	24—30
Трепелы, опоки и гёзы	31—40
Радиоляриты	41—46
Мельчайшие органические остатки, встречающиеся в осадочных кремнистых породах	47, 48
Яшмы и яшмоиды	49—54
Яшмоидные породы	55—61
Характерные морфологические типы поверхностей кремнистых пород под электронным микроскопом	62—68
Обломочные кремнистые породы	69—75
Кремневые конкреции	76—86
Реликтовые кремнистые породы	87—103
Гипергенные кремнистые породы	104—123
Предметный указатель	336

TABLE DES MATIÈRES

	Page
Préface	7
I. Questions générales de la formation des roches siliceuses sédimentaires (Par O. I. Nekrassova, A. D. Pétrovsky)	9
II. Classification et la terminologie des roches siliceuses sédimentaires (Par O. I. Nekrassova, A. D. Pétrovsky)	16
III. Structures des roches siliceuses sédimentaires (Par V. L. Librovtch)	23
1. Structures de stratification	23
2. Structures de glissement subaquales	26
3. Structures stylolitiques	27
IV. Types des roches siliceuses sédimentaires et leurs textures	29
1. Diatomites (Par E. V. Dmitriéva)	29
2. Spongolithes (Par E. V. Dmitriéva)	34
3. Lydiennes, farines fossiles-opokas et gaizes (Par E. V. Dmitriéva)	36
4. Radiolarites (Par O. I. Nekrassova)	40
5. Jaspes (Par O. I. Nekrassova, A. D. Pétrovsky)	44
6. Roches à l'espèce de jaspé (O. I. Nekrassova, A. D. Pétrovsky)	47
7. Types morphologiques caractéristiques des surfaces des roches siliceuses vus au microscope électronique (O. I. Nekrassova, A. D. Pétrovsky)	49
8. Roches détritiques siliceuses (Par E. V. Dmitriéva)	53
9. Chaîlles (Par V. L. Librovtch)	56
10. Formations siliceuses à reliquat (Par V. L. Librovtch)	59
11. Roches siliceuses hypergéniques (Par E. V. Dmitriéva)	64
Bibliographie	68
Dictionnaires des termes des indices de texture et de structure des roches siliceuses	78
Tableaux explicatifs (tabl. 1—123)	
Structures des roches siliceuses sédimentaires (tabl. 1—14)	
1. Structures stratifiées (tabl. 1—8) et certaines structures sur les surfaces du litage (tabl. 9, 10)	
2. Structures de glissement subaquales (tabl. 11—13)	
3. Structures stylolitiques (tabl. 14)	
Types des roches siliceuses sédimentaires et leurs textures (tabl. 15—123)	
1. Diatomites (tabl. 15—22). De minimes restes organiques (silicophlagellates) observés en diatomites (tabl. 23)	
2. Spongolithes (tabl. 24—30)	
3. Lydiennes, farines fossiles-opokas et gaizes (tabl. 31—40)	
4. Radiolarites (tabl. 41—46). De minimes restes organiques observés dans les radiolarites et dans d'autres roches siliceuses (tabl. 47, 48)	
5. Jaspes et jaspéides (tabl. 49—54)	
6. Roches jasperoïdes (tabl. 55—61)	
7. Types morphologiques caractéristiques des surfaces des roches siliceuses au microscope électronique (tabl. 62—68)	
8. Roches siliceuses détritiques (tabl. 69—75)	
9. Concrétions silicatisées (tabl. 76—86)	
10. Formations siliceuses à reliquat (tabl. 87—103)	
11. Roches siliceuses hypergéniques (tabl. 104—123)	

ПРЕДИСЛОВИЕ

Третья часть «Атласа текстур и структур осадочных горных пород» посвящена текстурам и структурам осадочных кремнистых пород. В «Атласе» приводится краткая сводка по вопросам генезиса и классификации кремнистых пород (подробнее эти вопросы рассматриваются в данной работе при описании отдельных типов пород и характерных для них текстур и структур). Основы принятой в «Атласе» классификации кремнистых пород намечены с учетом ранее опубликованных атласов и монографий Л. Кайе, М. С. Швецова, Л. В. Пустовалова, Ю. Ир. Половинкиной и др. Характерные текстуры и структуры диатомитов и трепелов, опок, спонголитов и гэзов, радиоляритов, фтанитов и яшм иллюстрированы таблицами и сопровождаются кратким пояснительным текстом. Расположение материала соответствует последовательности, намеченной в 1-й части «Атласа». Краткий конспект содержания всех трех частей опубликован в серии докладов советских геологов на XXIII сессии МГК (Дмитриева и др., 1968).

Научное руководство работой по составлению третьей части «Атласа» осуществлялось А. В. Хабаковым. Сбор и систематизация материалов выполнялись Е. В. Дмитриевой, В. Л. Либровичем, О. И. Некрасовой, А. Д. Петровским. Фотографирование образцов и репродукции сделаны А. В. Федотовой. К. Н. Груздева осуществляла техническую работу по оформлению «Атласа». Снимки с реплик в электронном микроскопе проведены В. А. Шитовым и В. Н. Яшновой. Ретушировала фотографии Е. М. Шмушкевич, зарисовки сделаны С. Г. Пядушкиным.

В подборе материала для «Атласа» большое содействие было оказано научными сотрудниками геологических учреждений СССР: В. Ф. Белым, Ю. Р. Беккером, Г. И. Бушинским, Э. Вордзинским, М. П. Габинет, В. Н. Доминиковским, В. И. Драгуновым, К. П. Евсеевым, А. И. Жамойдой, Н. С. Забалуевой, Л. Н. Кудриным, Г. В. Комаровой, В. Н. Кондитеровым, Л. С. Либровичем, Р. А. Липман, В. И. Марченко, С. А. Музылевым, А. П. Никитиной, С. Я. Ореховым, Ф. С. Перес, М. Г. Петрушевской, Я. К. Писарчик, В. Н. Разумовой, В. С. Саяновым, Ю. Н. Сеньковским, Д. П. Сердюченко, Г. У. Соколовой, В. И. Степановым, А. А. Шамрай, С. С. Шульц, а также сотрудниками музеев Т. Е. Вульф, А. И. Евгеновой (ЦНИГР музей им. акад. Ф. Н. Чернышева), В. Д. Коломенским и В. А. Кузнецовой (Музей Ленинградского горного института), Л. А. Авакяном и А. Т. Сафарьян (Геологический музей Института геологии Армянской Академии наук), а также сотрудниками Государственного музея природы Латвийской ССР, Геологического музея Академии наук СССР и Музея естествознания Эстонской ССР.

Всем упомянутым выше лицам авторы приносят глубокую благодарность за товарищескую помощь.

STRUCTURES ET TEXTURES DES ROCHES SÉDIMENTAIRES

Avis aux lecteurs

«Atlas des textures et des structures des roches sédimentaires» est conçu en trois parties. La première partie est consacrée aux roches détritiques et argileuses (1962), la deuxième — aux roches carbonatées (1969). La troisième partie de l'Atlas touche aux textures et aux structures propres aux différents types des roches siliceuses, en élucidant les problèmes de leur genèse compte tenu de divers points de vue. Nous y citons la classification indépendante et, comme on l'espère, suffisamment parfaite des roches siliceuses sédimentaires. Le résumé abrégé du sujet de toutes les trois parties de l'Atlas est publié dans une série des exposés des géologues soviétiques à la XXIII—ième session du CIG («Genèse et classification des roches sédimentaires», par Dmitriéva, Librovitch, Nékrassova, Khabakov, 1968).

Outre les photographies des échantillons des coupes minces des roches siliceuses, les tableaux de l'Atlas renferment les photos au microscope électronique. Il faut croire que l'étude soignée des roches siliceuses microgrenues sensiblement modifiées au microscope électronique viendra en aide à la résolution des problèmes touchant à leur origine; composition, particularités texturales etc. A titre d'exemple, on peut alléguer la photo de la lydienne au microscope électronique permettant à u déceles les reliquats des Diatomées (tabl. 31, fig. 3).

Ces derniers temps, les roches siliceuses sont interprétées d'une manière la plus probante dans la littérature russe par I. V. Khvorova (Accumulation siliceuse dans les régions géosynclinales du passé, volume I, Travaux de l'Institut Géologique de l'Académie des Sciences de l'URSS, édition 195, 1968); un grand nombre de faits concernant les assises siliceuses (diatomites, lydiennes, gaizes) est cité par Y. G. Distanov et d'autres. (Y. G. Distanov, V. A. Kopéikine et d'autres. Roches siliceuses — diatomites, lydiennes, gaizes du Crétacé supérieur et du Paléogène des régions de l'Oural et de la Volga. Travaux de l'Institut Géologique de Kazan, édition 23, 1970); des problèmes visant l'origine et la transformation des assises siliceuses sont traités par V. P. Kazarinov et d'autres. (V. P. Kazarinov, V. I. Bgatov et d'autres. Altération et lithogenèse, 1968).

L'élaboration de la troisième partie de l'Atlas s'est effectuée sous la direction scientifique de A. V. Khabakov. La recherche et la systématisation des matériaux est accomplie par les auteurs du présent ouvrage, dont E. V. Dmitriéva, V. L. Librovitch, O. I. Nékrassova, A. D. Pétrovsky. La prise de photos des échantillons et les reproductions sont exécutées par A. V. Fédotova. K. N. Grouzdéva a réalisé le travail technique lié à la présentation de l'«Atlas». Les photos des répliques au microscope électronique sont faits par V. A. Schitov et N. V. Jaschnova. La retouche des photos est accomplie par E. M. Schmouschkévitch; les esquisses sont de S. G. Piadouschkine. La traduction en français est faite par A. F. Ivanova.

Les collaborateurs scientifiques de VSEGEI nous ont porté une assistance importante dans la recherche des matériaux pour la troisième partie de l'Atlas, à citer: I. R. Bekker, Z. I. Glézer, V. N. Dominikovskiy, V. I. Dragounov, A. I. Jamoïda, N. S. Zabaloueva, V. N. Konditérov, L. S. Librovitch, R. A. Lipman, V. I. Martchéenko, I. K. Pissartchik, M. A. Petrouchevskaya, de même que les collaborateurs scientifiques des autres établissements géologiques dont: G. I. Bouschinsky, E. Vordzinskas, M. P. Gabinette, O. G. Distanov, A. P. Nikitina, F. S. Péres, M. G. Petrouchevskaya, V. N. Pazoumova, D. P. Serdutchenko, G. F. Sokolova, V. I. Stépanov, I. V. Khvorova, ainsi que les collaborateurs des Musées: ZNIGR Musée et celui de l'Institut des Mines de Léninegrad; du Musée d'Etat de la Nature de la RSS de Lettonie; du Musée Géologique auprès de l'Académie des Sciences de l'URSS; du Musée des Sciences naturelles de la RSS d'Estonie.

ГЛАВА I

ОСНОВНЫЕ ВОПРОСЫ ОБРАЗОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ КРЕМНИСТЫХ ПОРОД

Кремнистые осадочные породы широко развиты в природе. В большей или меньшей степени они распространены в отложениях всех геологических эпох. В некоторых районах они преобладают над другими типами осадков. Наибольшее развитие кремнистых осадков приурочено к районам интенсивных вулканических проявлений и совпадает с ними по времени. Отложение кремнистых осадков происходило и происходит в настоящее время как в континентальных условиях, так и в морских акваториях, причем в последних резко преобладает.

Морские кремнистые толщи нижнего и среднего палеозоя широко развиты на Урале, в Казахстане и в Средней Азии, верхнепалеозойские, мезозойские и кайнозойские геосинклинальные силициты встречаются на Кавказе, в Забайкалье, на Дальнем Востоке, Сахалине и в других регионах СССР. Платформенные кремнистые образования более редки. Обычно они представляют собой маломощные прослои, линзы или желваковые стяжения среди морских осадочных толщ иного состава (например, верхнедевонские кремни даугавской свиты в Прибалтике), но составляют и самостоятельные кремнистые накопления, такие, как верхнемеловые трепелы на юго-западе Русской платформы. Также сравнительно мало распространены и маломощны континентальные кремнистые осадки (диатомиты), отлагающиеся в пресноводных водоемах. В СССР они известны в Карелии, Армении, на Таймыре, в Западной Сибири и на Чукотке.

Относительно происхождения основных источников кремнезема в кремнистых толщах и о характере процессов, вызывающих его осадконакопление, среди исследователей нет единого мнения. В настоящее время известны три возможных источника свободной кремнекислоты, поступающей в бассейны осадконакопления: размываемая суша, вулканическая деятельность и скелеты кремнесодержащих организмов, особенно планктона, при этом организмы играют двойную роль, способствуя: а) расщеплению алюмосиликатов и б) высвобождению свободной кремнекислоты (Вернадский, 1938) и выпадению ее в осадок. К выводу о материковом сносе кремнезема и его биогенной садке пришел Ю. Н. Сеньковский (1963) при изучении трепелов Приднестровья.

По имеющимся данным (Смирнов, 1967), в пределах современного восточного склона Урала в турнейское время располагалась область поднятия, откуда в расположенный западнее прогиб и поступал кремнезем. В то же время очень часто наблюдающаяся парагенетическая связь кремнистых пород (особенно яшм) с вулканогенными породами позволяет считать эндогенный источник кремнезема в силицитах вполне вероятным и весьма существенным. Известны многочисленные классические примеры вулканогенно-кремнистых ассоциаций (Каледа, 1956,

1966; Херасков, Разумова, 1951; Хворова, 1963, 1968 и др.), широко представленных на Урале (бугулыгирская толща яшм и карамалыташская свита эффузивов), в Центральном Казахстане (массивы Агырек, Тектурмас и др.), в Средней Азии (Алайский хребет), на Востоке СССР.

Вопросы накопления целого ряда кремнистых толщ и часто связанного с ними марганца до сих пор дискутируются в литературе. Так, высказываются различные мнения по поводу происхождения башкирских (Херасков, Разумова, 1951; Рухин, 1961 и Чиагурских (Страхов, Штеренберг и др., 1968; Дзоценидзе, 1965) марганцевых месторождений.

По-видимому, в образовании кремнистых отложений принимают участие все названные выше источники кремнезема, но оценить сравнительную роль каждого из них в различные эпохи кремненакопления и в разных регионах при современном уровне знаний вряд ли возможно.

Громадное количество кремния поставляется в морские бассейны с размываемой суши. Ежегодный его снос в мировой океан составляет $5 \cdot 10^8$ т (Виноградов, 1967). Основная масса заключающего кремнезем материала приходится на области влажного тропического климата, особенно благоприятного для процессов интенсивного химического выветривания. В реках тропической зоны Демерара и Барима в Гайане содержится соответственно 40 821 и 33 000 мг/м³ SiO₂ (Clarke, 1924). Однако в областях развития кристаллических пород, даже в таежных зонах, поверхностные воды также иногда значительно обогащаются кремнеземом. По данным Е. В. Рожковой и Ю. К. Горецкого (1945), в р. Светлой на Кольском полуострове содержится 33 900 мг/м³ SiO₂.

Перенос кремнезема в бассейны осадконакопления происходит в различных формах. Такеси Окура (1954) выделяет: 1) растворимую форму (ионную или молекулярную); 2) агрегатную (коллоидную, золе- и гелеобразную); 3) адсорбционную (на поверхности частиц соединений железа, алюминия, кальция, магния и др.); 4) стабильную (в форме взвеси и мути силикатов и живых организмов, планктонный детрит и др.); 5) кремнеорганических соединений — гуматов. Основную роль в процессе транспортировки кремнезема в бассейны осадконакопления играют истинные и в меньшей степени коллоидные растворы (Гинзбург, Кабанова, 1960).

Колоссальные массы кремнезема приносятся в области осадконакопления при вулканических процессах. В областях действующих подводных вулканических гор и разломов неоднократно отмечались фумарольно-гидротермальные проявления и потоки лавы, которые бурно взаимодействовали с морской водой и насыщенными влагой илами. Подобные явления, по-видимому, в еще большей степени происходили в древние геологические эпохи. При этом кремнезем, поступающий в морской бассейн с парами и газами в момент извержения, в поствулканическую фумарольно-гидротермальную стадию и при взаимодействии потоков лавы с морской водой, выпадал в осадок и накапливался при благоприятных условиях в значительных количествах. При наземных условиях извержений продукты экзальции, в том числе и кремнезем, рассеиваются в атмосфере и лишь иногда образуют существенные скопления. Продукты извержения, преимущественно пеплы, в конечном счете также поступают в бассейн седиментации.

В настоящее время вопрос о том, каким образом накапливается основная масса кремнекислоты при извержениях, еще окончательно не решен. Некоторые исследователи отводят преобладающую роль процессу взаимодействия лавы и пирокластического материала с морской водой, как в момент извержения, так и после отложения их на морском дне (Петрова, 1958), другие считают, что в разных случаях могут преобладать различные процессы (Дзоценидзе, 1965). Экспериментальные

данные и расчеты подтверждают также, что на разных стадиях вулканического процесса количество поступающего в бассейны кремнезема весьма значительно и он может играть самостоятельную роль в накоплении кремнистых осадков. Так, по данным М. А. Петровой, во время эксплозии средней силы привносится до 3000 т кремнезема, а при воздействии воды на лавовый поток длиной 10 км и шириной 2 км только в течение первых 10—12 часов после излияния может выделяться более 20 т SiO_2 .

По наблюдениям С. И. Набоко (1959), во время фумарольной деятельности каждая небольшая фумарола выносит из 1 м³ лавы более 1 т кремнезема. Е. В. Рожкова и Ю. К. Горецкий (1945) отмечают очень высокие содержания кремнекислоты в гейзерных водах Исландии и Новой Зеландии (509402—815303 мг/м³). В литературе приводятся данные, согласно которым при подводном извержении одного из вулканов Азорского подводного узла даже в поверхностном слое океанической воды содержание кремнезема резко возросло с обычных здесь 25—50 до 490—1010 мг/м³ (Лавров, 1966). Поток ювенильной воды из кратера при этом был прослежен по высокому содержанию кремния на 200 км к восток-северо-востоку от центра извержения. Все эти данные свидетельствуют о том, что наблюдаемые и расчетные проявления энергии различных этапов вулканических процессов вполне достаточны, чтобы объяснить присутствие среди вулканических областей мощных кремнеземистых накоплений, возникающих одновременно с отложениями вулканогенных толщ или же после них. Эти накопления образуются как в непосредственной близости, так и на некотором, временами значительном удалении от центров извержений.

Сравнить количество кремнезема, поступающее в бассейны осадконакопления в результате размыва суши, с поступающим при вулканических процессах довольно трудно. Можно лишь предположить, что в разные геологические эпохи и в разных регионах преобладал тот или иной источник; при этом нельзя исключать и синхронного их действия. Однако исследователи, изучающие вопросы кремненакопления, отдают в современной литературе по литологии предпочтение какому-либо одному источнику — эндогенному или экзогенному. А. Д. Архангельский, В. П. Казаринов, Н. М. Страхов указывают на зависимость кремненакопления в бассейнах с образованиями кор выветривания на континентах. Г. С. Дзоценидзе, М. А. Петрова, Н. М. Соколова, И. В. Хворова, Н. С. Шатский являются сторонниками вулканогенной теории происхождения большинства кремнистых толщ. Н. С. Шатский связывает с вулканизмом даже те толщ кремнистых пород, для которых непосредственный контакт с вулканогенными образованиями не устанавливается, так как они отлагались на значительном удалении от центров извержений. Кремнистые отложения такого типа он выделил в особый тип «отдаленных кремнистых формаций». Вулканогенное происхождение последних нередко дискутируется и вызывает основные возражения сторонников экзогенного кремнезема в силицитах.

Изучение ряда палеозойских разрезов кремнистых толщ, произведенное с применением методики многократной статистической корреляции содержаний малых элементов, предложенной во ВСЕГЕИ (Бурков, 1968; Боровиков, Бурков, 1968), позволило установить, что в одних случаях вещество силицитов, вероятно, имеет эндогенное происхождение (большинство разрезов Центрального Казахстана), а в других, возможно, имеет экзогенные источники, что проявляется в сильной химической дифференциации и соответствующих рядах подвижности малых элементов, входящих в состав силицитов (девонские разрезы по рекам Арг и Шинг в Таджикистане).

Выяснение источника кремнезема кремнистых толщ в каждом конкретном случае имеет не только теоретическое, но и большое практиче-

ское значение. Вместе с кремнеземом в бассейны осадконакопления тем или иным путем могут поступать полезные компоненты, из которых наиболее тесно связаны с ним железо и марганец. Рудные концентрации этих элементов, форма и размеры рудных тел и структура самих руд во многом определяются характером поступления рудного вещества в бассейн, в связи с чем требуется та или иная методика поисков указанных рудных накоплений (Страхов, 1963). Так, например, рудное вещество экзогенного происхождения, выпадающая в осадок, образует, как правило, пластовые, выдерживающиеся на значительном расстоянии залежи. При эндогенном поступлении из трещин, жил рудного вещества в бассейн оно накапливается в осадках чаще в виде быстро выклинивающихся линз.

Громадное количество кремнекислоты, приносимое в водоемы в результате процессов выветривания или при вулканических процессах, не оказывает, однако, заметного влияния на среднее ее содержание в водоемах. Хорошо известно, что кремнезем в современных поверхностных водах присутствует в форме резко недосыщенных растворов. При этом концентрация его в морской воде в 10—20 раз ниже, чем в пресной. Следовательно, в морских бассейнах более или менее регулярно протекают процессы, способствующие высаживанию кремнезема из растворов и накоплению его в виде чистых или смешанных кремнистых осадков. Эти процессы могут происходить хемогенным или биогенным путем, причем роль биогенного фактора с течением геологического времени, по-видимому, возрастает.

Некоторые исследователи, преимущественно изучающие современные кремнистые осадки (Лисицын и др., 1966; Козлова, Мухина, 1966; Жузе, 1961 и др.), отрицают возможность химического осаждения кремнезема. Сторонниками этой концепции допускается, что кремнезем может выпадать в осадок только из пересыщенных растворов, которых в природе не встречено. К тому же по данным океанологов известно, что все современные кремнистые илы нередко целиком сложены остатками кремневых организмов, что, казалось бы, подтверждает точку зрения сторонников биогенного происхождения кремнезема силицитов. Такой точки зрения придерживались в разное время многие исследователи (Самойлов, 1925; Бруевич, 1953; Okamoto и др., 1957; Краускопф, 1963 и др.). Н. М. Страхов, отмечая резко преобладающую роль организмов в накоплении и осаждении кремнезема, не отрицал, впрочем, и возможного хемогенного выпадения его в локальных участках районов с активной вулканической деятельностью. В пользу возможности химического осаждения кремнезема высказывались также В. А. Тарр, У. Х. Твенхофел, М. С. Швецов, Г. И. Теодорович, Г. С. Дзоценидзе и др.

Л. Кае (Caueux, 1929), автор первой крупной монографии по кремнистым породам, в разработанной им классификации выделял силициты органогенного и хемогенного происхождения. Д. В. Наливкин (1955) также указывал на различное происхождение кремнистых отложений, но мощные их толщи считал преимущественно хемогенными осадками. Имеются также и другие сторонники смешанного биогенного и химического происхождения кремнистых осадков, отводящие при этом преобладающую роль хемогенным процессам (Архангельский, 1954; Казанский, Казаринов и др., 1965). За последнее время опубликован ряд экспериментальных работ, свидетельствующих о возможной хемогенной садке кремнезема из природных вод.

В итоге изучения распределения кремнезема в современной дельте р. Миссисипи Г. С. Бьен и др. (Bien и др., 1958) пришли к выводу о том, что в момент слияния речной и морской воды резкое падение концентрации SiO_2 , растворенного в последней, не может быть объяснено только ее разбавлением. Эти исследователи считают, что роль организмов

в процессе извлечения кремнезема весьма незначительна, и основная его масса удаляется из речной воды неорганическим путем. Опыты Г. С. Бьена и др. (в условиях нейтрализации органического вещества добавлением HgCl_2) установили чрезвычайно быстрое (в течение часа) неорганическое осаждение кремнезема, которое достигалось реакцией с электролитами морской воды, что приводило к полимеризации SiO_2 , и адсорбцией или соосаждением с твердыми частицами или коллоидами речного стока. Опыты по осаждению кремнезема из раствора сульфатом алюминия также подтверждают возможность неорганического осаждения SiO_2 . Было установлено, что 1 мг алюминия способен высадить в осадок из воды до 40 мг кремнезема (Окамото и др., 1963).

Исследования Х. Хардера (1965) показали, что гидроокислы алюминия, железа, марганца и магния могут удалять (соосаждать) кремнезем даже из сильно разбавленных растворов (3 мг/л). При этом образуются осадки гидроокисей силикатов, которые содержат до 80% SiO_2 (в расчете на сухой остаток). Установлено также, что количество адсорбированного кремнезема зависит от температуры (при низких температурах содержание SiO_2 в гидроокисях выше), от отношения $\text{Al}:\text{Si}$ в растворе и от физических условий кристаллизации (аморфные гидроокиси поглощают больше, чем кристаллические). Диагенетические преобразования рентгеноаморфных осадков гидроокисей силикатов могут в дальнейшем привести к образованию различных глинистых минералов и тонкозернистых кремнистых пород.

Не исключена также возможность присутствия в осадочных толщах пересыщенных растворов кремнезема, которые могут существовать в течение определенного времени и при определенных условиях. Известно, что растворимость кремнекислоты не является величиной постоянной и зависит от температуры, давления, pH раствора, его солевого и газового состава (Морачевский, Пирютко, 1956; Красикова, 1961). Так, например, ионы Al^{3+} и Fe^{3+} сильно понижают (Бардоши и др., 1965), а CO_2 , напротив, повышает (Кабанова, 1960) растворимость SiO_2 . Особенно большое влияние на растворимость кремнезема оказывают температура и давление. При повышении температуры от нуля до 200° растворимость кремнезема в дистиллированной воде увеличивается в линейном порядке с температурным коэффициентом 4 мг/л на 1°C (Красикова, 1961). Растворимость кварца также сильно повышается с увеличением давления (Хитаров, 1952). При температуре 500° и давлении 900 атм в воде растворяется 1648 мг/л кварца (в то время как растворимость кремнекислоты в обычных условиях 100—120 мг/л).

В областях активных вулканических проявлений ювенильные воды поступают в морской бассейн сильно нагретыми и под большим давлением. После извержения температура этих вод и особенно давление резко падают, отчего может произойти перенасыщение кремнеземом и частичное выпадение его в осадок.

Находки отложений кремнисто-железистых илов, связанных с подводными извержениями вулканов на морском дне, обнаружены в Средиземноморье в окрестностях группы островов Санторин (Бутузова, 1969). Оставшаяся в растворенном состоянии часть кремнезема разносится от очага извержения и может усваиваться организмами, а затем накапливаться в осадке в виде кремневых скелетов. Возможность такого разноса подтверждается наблюдениями извержения вулкана Капилиньош в Северной Атлантике, когда было прослежено повышенное содержание кремнезема даже в приповерхностном слое океанической воды на 200 км от центра извержения (Лавров, 1966). Повышенная кремнистость, существующая в районах активного вулканизма, благоприятна для широкого развития здесь планктона с кремневыми скелетами. Некоторые авторы связывают повышенную кремнистость участков бассейнов с обильным развитием в этих местах организмов

с кремневым скелетом. Однако известно, что характер биогеннозона определяется средой, а не наоборот, о чем свидетельствует бурное развитие кремневых организмов непосредственно после вулканических излияний, поставляющих в бассейн кремнезем, необходимый для постройки скелетов (Дзоценидзе, 1965). Это в конечном счете отражается на составе образующихся кремнистых осадков, которые будут иметь заметно выраженный биогенный облик.

Изучая морские кремнистые породы, часто можно заметить послойное распределение в них остатков скелетов радиолярий. Слои более глинистые сменяются слоями со спорадическими остатками радиолярий или же не содержащими таковых. Допустить выборочную послойную перекристаллизацию породы, при которой остатки организмов в одних слоях изменяются до неузнаваемости, а в соседних остаются сравнительно свежими, нет достаточных оснований. Остается высказать предположение о чередовании во времени на некоторых участках дна бассейнов периодов преимущественного накопления хемогенного и биогенного кремнезема. По-видимому, и в разные геологические эпохи в зависимости от преобладания тех или иных условий происходило преимущественное накопление то хемогенных, то биогенных осадков. Принимая во внимание пульсирующие (по распространению и масштабам) изменения вулканической активности на нашей планете и, напротив, непрерывное увеличение видов и особей кремневых организмов с течением геологического времени, можно предположить общее направленное замещение во времени химических кремнистых осадков, типичных для палеозоя и для ортогеосинклинальных формаций, последующими мезо- и кайнотипными биогенными. Это подтверждается наблюдениями над современным осадконакоплением кремнезема в открытых и замкнутых бассейнах, которое носит ярко выраженный биогенный характер (Белянкин, 1954; Безруков, 1955; Бруевич, 1953; Зенкевич, 1951; Кленова, 1961; Лисицын, 1966 и др.). На фоне общего направленного изменения во времени в различные геологические эпохи и на разных участках осадконакопления происходили местные колебания обстановок, обуславливающие хемогенный или биогенный характер кремнистых осадков.

В конечном счете исходными источниками кремнезема силицитов следует считать продукты размываемой суши и вулканическую деятельность. Экспериментальные работы свидетельствуют о возможной химической садке кремнезема из ненасыщенных растворов, однако в современных водоемах примеры такого осадконакопления неизвестны. В природе существуют также силициты, образованные иным путем. Это вторичные кремнистые породы, кремни, кремнистые туфы, кремнистогематитовые образования и т. д. Все они в той или иной степени связаны с гидротермальной или метасоматической деятельностью.

Морские кремнистые толщи преобладают над всеми другими кремнистыми образованиями, например в областях развития диатомитов. Поэтому выяснение фациальных условий отложения является важным вопросом в общей проблеме кремнезема.

Трудно назвать какую-либо группу осадочных пород, накопление которых происходило бы без участия того или иного количества силицитов. Как мощные толщи исключительно кремнистых пород, так и подчиненные им пласты, входящие в различных соотношениях в состав вулканогенных, обломочных и глинистых разрезов, достаточно широко развиты в различных регионах. Исследователи, изучающие в этих регионах разновозрастные силициты, по-разному трактуют фациальную обстановку их накопления. Д. Бардоши и др. (1965), изучая состав толщи бат-келловейских радиоляритов гор Баконь в Венгрии, пришли к заключению, что они формировались в мелководных морских условиях при относительном удалении от береговой линии. Кремнистые осадки нижнего ордовика (кокбельская свита) в хребте Джетым-Тоо (Цент-

ральный Тянь-Шань) накапливались в нижней части шельфа и, возможно, в начальной ступени континентального склона (Медведев, 1963). Среди туфо-кремнистых толщ Сахалина отмечены силициты, присутствующие как среди мелководных, так и среди глубоководных осадков (Бродская, 1963).

Наблюдающаяся ассоциация яшм бугулыгирского горизонта (средний девон, эйфельский ярус) с рифогенными известняками на Южном Урале позволила сделать вывод о мелководных условиях их образования (Либрович, 1936). В результате более детального изучения фациальной природы этих яшм и связанных с ними марганцевых руд выделено несколько фаций рудовмещающих отложений (Херасков, Разумова, 1951). Среди них широко развита фация красных яшм и сильнокремнистых яшмовидных туффитов, связанная постепенными переходами с фацией пестрых кремнистых и песчано-глинистых туффитов. На фоне относительного мелководья фация красных яшм была промежуточной между грубообломочными туфогенными породами и более глубоководными красными и зелеными глинистыми туффитами.

По другим данным (Хворова, 1968), яшмы и предшествующие им вулканиты карамалыташской свиты формировались в бассейне трогового типа, лежащего между поднятиями, где и располагались рифовые постройки. Образование кремнистых осадков происходило здесь ниже зоны взмучивания и на относительно глубоководных участках бассейна.

Вопрос о фациях кремнистых пород решается лишь на основании различных косвенных данных, по ассоциациям с другими типами осадков, по общей палеогеографической обстановке и исключительно редко по облику самих силицитов. Это объясняется тем, что кремнистые породы, образовавшиеся в различных условиях, часто имеют весьма сходный облик. И. В. Хворова (1968) при рассмотрении данных по палеозойским фтанитам Невады также отмечает, что «разная батиметрия не помешала возникновению здесь сходных кремнистых осадков», делая вывод, что «фтанитовые осадки возникают в разных фациальных обстановках и в сочетании с разными породами» (стр. 43).

Во ВСЕГЕИ начато геохимическое изучение литолого-фациальных типов морских кремнистых отложений на основании новой методики многократной корреляции содержаний малых элементов (Бурков, 1968). Уже первые работы, проведенные на материале палеозойских кремнистых образований Центрального Казахстана и Средней Азии, намечают полифациальность кремнистых осадков.

ГЛАВА II

КЛАССИФИКАЦИЯ И ТЕРМИНОЛОГИЯ ОСАДОЧНЫХ КРЕМНИСТЫХ ПОРОД

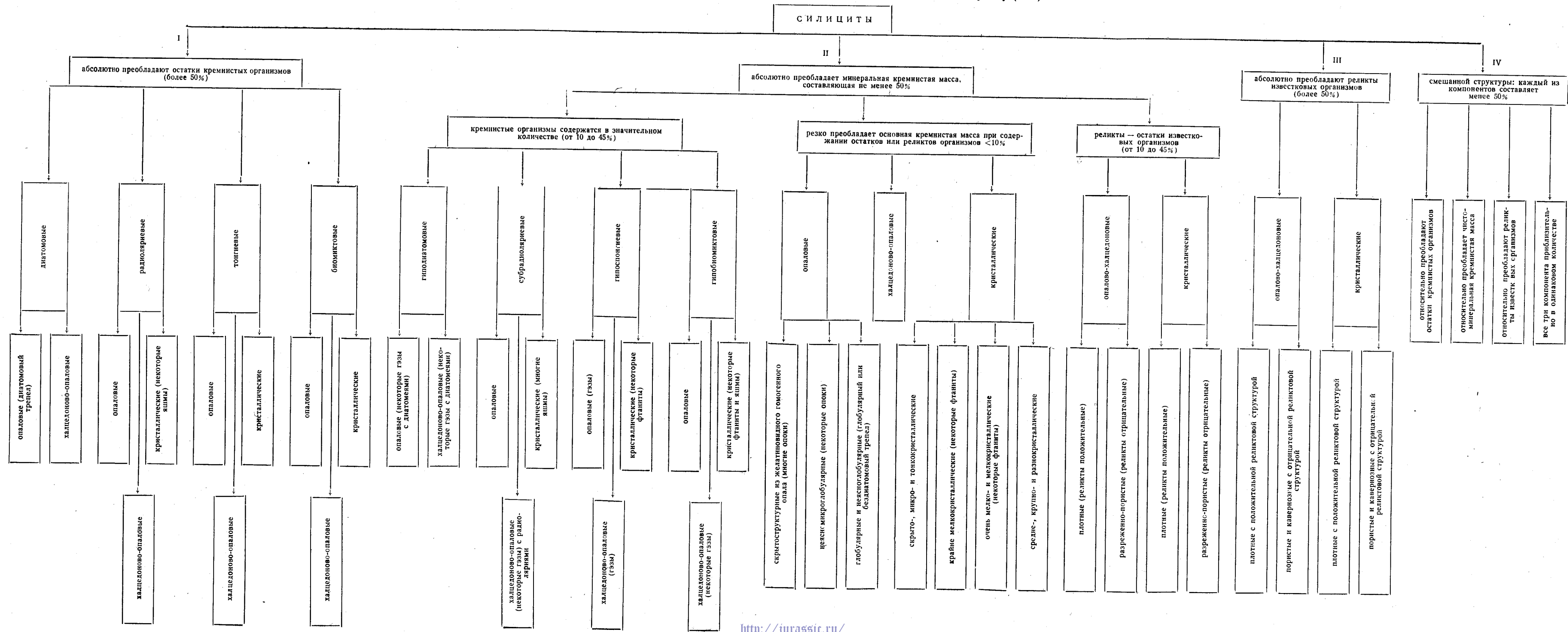
Л. Кайё (Saueux, 1929) дал первую генетическую классификацию, выделив кроме хемогенных и органогенных кремнистых пород терригенную группу, куда он включил мономиктовые кварцевые песчаники с кремневым цементом и кварциты.

Л. В. Пустовалов (1940) за основу предложенной им схемы принял минеральный состав, разделив все кремнистые породы, или силиколиты, на опалолиты (гейзериты, трепелы, диатомиты, радиоляриты, спонголиты, опоки), халцедонолиты (кремни, яшмы, лидиты) и кварц-халцедонолиты (фтаниты). В особую группу метаморфических кремнистых образований Л. В. Пустовалов выделил джеспилиты. Обе классификации сейчас имеют лишь историческое значение.

Известны три схемы классификации кремнистых пород, предложенные Г. И. Бушинским (1958), Г. И. Теодоровичем (1958) и М. С. Швецовым (1958). В основу этих схем положено совместно несколько признаков кремнистых пород: у Г. И. Бушинского — форма нахождения в природе, микроструктура и минеральный состав, у Г. И. Теодоровича — структура и минеральный состав, а у М. С. Швецова — условия образования и минеральный состав.

Руководящими классификационными признаками при разработке любой классификации могут являться те элементы характеристики пород, которые совершенно однозначно устанавливаются в процессе полевых и камеральных исследований. Применительно к кремнистым породам особо существенны: а) форма залегания в природе пласта или конкреции, прожилка и пр., б) минеральный состав и в) структурные и текстурные особенности. Генетический признак в данном случае может быть применен с большой осторожностью, поскольку на современном уровне знаний отнести определенно каждую конкретную породу к тому или иному генетическому типу еще невозможно. При рассмотрении генезиса кремнистых пород необходимо принимать во внимание: происхождение кремнистого вещества данной породы и способ поступления его в бассейн осадконакопления; процессы, способствующие переводу кремнистого вещества в осадок и его накоплению; условия (фации), в которых происходило накопление кремнистого вещества; этапы начала и окончания формирования основных свойств и признаков породы; первичность или вторичность кремнистого вещества исследуемой породы.

Как было сказано в гл. I, достоверно определить, какой источник вещества (эндогенный или экзогенный) преобладает в конкретной кремнистой породе, часто затруднительно. Так, например, можно не сомневаться в органогенном генезисе хорошо сохранившихся диатомитов. О преобладании хемогенного или биогенного вещества в процессе на-



копления различных кремнистых осадков можно судить лишь очень условно — по присутствию и количеству остатков кремневых организмов в силиците, которое в результате преобразования породы во времени может сильно меняться. Фациальные особенности кремнистых пород изучены еще очень слабо и определяются весьма приближенно. Более или менее точно можно судить о морском или континентальном происхождении лишь сравнительно молодых силицитов органогенного происхождения. У различных представителей силицитов формирование главных самых существенных определяющих признаков происходило на различных этапах формирования осадка или породы. Можно выделить кремнистые породы, образовавшиеся: а) во время отложения, б) в постседиментационную стадию — в диагенезе и эпигенезе, в) в эпохи метаморфизма, т. е. рассматривать седиментационные, диа- и эпигенетические и метаморфические кремнистые образования. Однако и здесь есть доля условности, поскольку многие свойства силицитов могли возникнуть на различных этапах образования осадка или породы. Первичность или вторичность кремнистого вещества далеко не всегда выявляется вполне достоверно. Так, например, существует мнение о первичноосадочном или же вторичном (в результате замещения кремнеземом известняков) происхождении арканзасских новакулитов.

В кремнистых толщах, как и среди карбонатных пород, чем меньше размеры зерен в породе, чем они равномернее и тоньше наслоены внутри пластов, тем, как правило, бывает больше основания для предположения о первичности их возникновения. В связи с мелкозернистостью и малой контрастностью элементов структуры при изучении кремнистых пород все большее значение приобретают методы фотография с максимальным оптическим разрешением в обычных и электронных сканирующих микроскопах, с применением геохимического элементного микрозондирования, рентгеновской диффрактометрии, а также спектрофотометрии и фотографии в невидимых диапазонах в инфракрасном свете.

Короче, многие вопросы и особенности происхождения различных групп кремнистых пород остаются не вполне выясненными. Поэтому классификация силицитов, которая нужна исследователю уже на первых этапах наблюдений, еще не может строиться только по генетическому принципу.

При разработке классификации любой группы пород целесообразно принимать за основу наиболее достоверные и общие их характеристики, и по мере детализации схемы подбирать все более частные признаки, обеспечивающие постепенное и последовательное увеличение ее подробности.

Рассматривая классификацию кремнистых пород М. С. Швецова (табл. I), можно отметить в ней некоторые небесспорные положения. Так, яшмы отнесены к группе халцедоновых пород, а лидиты и фтаныты — к кварцевым породам. В действительности различия между этими группами не столь просты. М. С. Швецов выделяет в самостоятельные группы биогенные, хемогенные и эффузивно-осадочные кремнистые породы, однако образование последних может происходить либо хемогенным, либо органогенным путем. При таком подразделении нет четкого разграничения между способом поступления вещества в область осадконакопления (в данном случае вулканогенным) и процессами, переводящими его в осадок (биогенным или хемогенным).

В схеме структурно-минералогической классификации силицитов, составленной Г. И. Теодоровичем (1950), за основу принимается относительное содержание минеральной кремнистой массы и реликтов кремнистых или известковых организмов (см. вклейку).

Но это свойство может существенно изменяться, поскольку соотношения компонентов в породе могут довольно сильно отличаться от пер-

**Классификация кремнистых пород
По М. С. Швецову (1958)**

Способ и условия концентрации и осаднения			Преобладающие минералы		
			опаловые	халцедоновые	кварцевые
Пластовые	Явно органогенные (иногда эффузивно-биогенные)		Диатомиты (радиоляриты, спонголиты)	(Радиоляриты) (Спонголиты)	—
	Криптогенные	Вероятно в основном:	Биогенные	Трепелы, опоки	—
			Химические	(Корки)	—
			Преимущественно эффузивно-осадочные	(Гейзериты)	Яшмы
Конкреционные	Преимущественно диагенетические, частью первично-осадочные и эпигенетические продукты замещения		Кремни (опаловые, опалово-халцедоновые, халцедоновые, кварцево-халцедоновые, кварцевые)		
			Яшмовидные породы (лидит, фтанит)		

вичного в осадке. Дальнейшая детализация схемы Г. И. Теодоровича для одних подразделений классификации осуществляется по тому же признаку, а для других — по структурным особенностям пород. Так, радиоляриевые силициты делятся на опаловые, халцедоново-опаловые и кристаллические. Здесь деление производится то по минеральному составу, то по структуре. Применение новых сложносоставных наименований без указания соответствующих им прежних эквивалентов фактически приводит к двойной системе номенклатуры, что осложняет работу специалистов различного профиля — литологов, инженеров-технологов, горняков.

Схема классификации Г. И. Бушинского (табл. II), построенная на конкретных признаках силицитов, которые часто могут быть определены в поле, предложенная в 1957 г., содержит, однако, не все известные в настоящее время разновидности силицитов и поэтому требует известных дополнений.

За основу классификации кремнистых пород, намечаемой в настоящей работе (табл. III), может быть взята принципиальная схема построения классификации кремнистых пород Г. И. Бушинского, а также использованы некоторые данные, собранные О. И. Некрасовой.

Исследования Л. Кайё позволили составить более или менее четкое представление о природе и происхождении диатомитов и спонголитов. Относительно же минерального состава и этапов формирования большинства групп кремнистых пород, таких, как яшмы, фтаниты, лидиты, трепелы, опоки, гэзы и др., среди исследователей до сего времени нет единого мнения.

Приведем характеристику некоторых, сравнительно редко употребляемых и менее известных в отечественной литературе терминов — «чэрт», «флинт», «новакулит», «маршаллит» и «порцелланит».

Классификация кремнистых пород. По Г. И. Бушинскому (1958)

Форма кремнистых тел	Микроструктура	Минеральный состав, наименования пород		Происхождение
		опаловый и кристобалитовый	кварцевый и халцедоновый	
Пластовая	Биоморфная (органогенная)	Диатомовая	Диатомит	Морское
		Спонгиевая (губковая)	Спонголит опаловый или кристобалитовый	Пресноводное
		Радиоляриевая	Радиолярит опаловый или кристобалитовый	Морское
		Клеточная, раковинная и др. ¹	Псевдоморфозы по древесине	
	Гелеподобная (колломорфная) или микрошариковая	Опока (твердая)		Преимущественно морское
		Трепел (рыхлый)		
	Микрозернистая	—	Кремнистый сланец, яшма, лидит, фтанит	Морское, вулканогенно-осадочное криптогенное
Конкреционная, гнездовидная, неправильная	Гелеподобная или микрозернистая	Гейзерит	Гейзерит	Гейзерное
	Микрозернистая	—	Кремень халцедоновый или кварцевый	Диагенетическое Метагенетическое
	Гелеподобная или колломорфная	Кремень опаловый или кристобалитовый	—	
	Порошковатая	—	Маршаллит (порошковый кварц)	Кора выветривания

¹ Правильнее называть биоморфные микроструктуры по родовой группе породообразующих скелетных остатков организмов, создавших осадок и основу форменных элементов окаменения, подобно тому как это принято для фораминифер (глобигерриновые и прочие илы).

Термины «флинт» (flint) и «чэрт» (chert), в нашей литературе почти не встречающиеся, в зарубежной, главным образом в английской, литературе используются довольно широко. В Англии понятие «флинт» близко нашему термину «кремень», т. е. обозначает породы халцедонового или кварц-халцедонового состава, встречающиеся в виде конкреций и линз среди писчего мела и других мезозойских осадочных пород (Мильтнер, 1968). Термин «чэрт» означает почти то же, что «кремнистый сланец», т. е. пластовую кремнистую породу халцедонового или кварц-халцедонового состава, но употребляется обычно для обозначения

Схема классификации осадочных кремнистых пород

Форма нахождения в природе	Пластовые и линзовидные								
	Структура			Минеральный состав			Прочие диагностические признаки		
	Ясно выраженная органогенная (остатки организмов составляют более 50% породы)			Смешанная органогенная (остатки организмов составляют 25—50% породы) и криптокристаллическая			Криптокристаллическая, участками оргногенная		
	Опаловый и кристобалито-опаловый	Халцедоновый и кварц-халцедоновый	Кристобалито-опаловый (могут быть и с халцедоном)	Кварцевый	Халцедоновый и кварц-халцедоновый	Кристобалито-опаловый с халцедоном	Кварцевый	Халцедоновый и кварц-халцедоновый	
	Присутствие органических остатков						Текстуры		
	Диатомовые водоросли	Радиолярии	Спикулы губок	Диатомовые водоросли	Радиолярии	Спикулы губок и радиолярии	Пористая	Слоистая и массивная	
Представители кремнистых пород	Диатомиты	Радиоляриты	Спонголиты	Трепелы	Радиоляриевые яшмы, новакулиты (?)	Спонгиевые или радиоляриевые лидиты, фтаниты, кремнистые сланцы	Опоки, гзы, трепелы	Яшмы, новакулиты	Лидиты, фтаниты, кремнистые сланцы (яшмовидные породы)
Происхождение и условия образования	Первичные кремнистые образования (морские и континентальные неизменные и измененные)								

Форма нахождения в природе					Конкреционные		Разнообразной формы		
Структура	Криптокристаллическая	Гелеподобная колломорфная криптокристаллическая	Различные структуры замещения, кристаллически-зернистые, кристаллобластовые		Колломорфная, криптокристаллическая, микрозернистая		Различные структуры замещения		
Минеральный состав	Халцедоновый, кварц-халцедоновый, кварцевый (исключая пепловый материал)	Опаловый и халцедоно-опаловый, халцедоновый и кварц-халцедоновый	Халцедоновый и кварц-халцедоновый	Кварцевый (?)	Опаловый и халцедоно-опаловый, халцедоновый и кварц-халцедоновый	Кварцевый	Опалово-халцедоновый	Кварц-халцедоновый	Опаловый, халцедоновый, кварцевый
Прочие диагностические признаки	Второстепенные компоненты породы		Текстуры		Текстуры		Текстуры		
	Пепловый материал	Могут присутствовать органические остатки	Массивная		Концентрически-слоистая, массивная, реликтовая слоистая		Пористая, трубчатая	Массивная	Слоистая, пористая
Представители кремнистых пород	Кремнистые туфиты	Кремни	Яшмоиды ¹		Кремни		Псевдоморфозы	Яшмоиды	Гипергенные кремнистые породы (в том числе силькриты, маршаллиты)
Происхождение и условия образования	Вулканогенно-осадочные морские образования	Первичные и вторичные, морские и континентальные образования	Вторичные кремнистые образования		Диagenетические, реже эпигенетические образования		Вторичные кремнистые образования		

¹ Яшмоиды, т. е. вторичные кремнистые образования включены в классификацию условно. Они часто принимаются за первичные осадочные силициты и по ряду признаков на них похожи.

ния лишь древних по возрасту, преимущественно палеозойских и докембрийских силицитов.

Новакулит (термин, мало известный широкому кругу геологов), по свидетельству А. Гольдштейна (Goldstein, 1959), известен по крайней мере с 1757 г. Новакулит является ценным полезным ископаемым, не известным пока в Советском Союзе и импортируемым из Америки. Он используется как тонкий абразив и применяется в самых разнообразных отраслях промышленности (Петровский, Шитов, 1968).

В американской геологической литературе имеется несколько точек зрения относительно состава, структуры и генезиса новакулитов. Л. Грисвольд (Griswold, 1890 г.) принимал их за очень тонкозернистые кварцевые песчаники, другие относили их к хемогенным породам, считая, что они являются продуктами окаменения кремнистого ила (Кемп, 1946). Р. Сосман (Sosman, 1927) отметил, что новакулиты сложены чистым, почти без примесей, халцедоном, обладающим афанитовой или скрытокристаллической структурой. Х. Мизер (Miser, 1929) установил кварцевый состав арканзасского новакулита и его криптокристаллическую структуру. Б. Харлтон (Harlton, 1953), рассматривавший проблему генезиса новакулитов формации Уачито, считал их вторичными породами, образовавшимися в надвиговых зонах при окремнении известковых сланцев и доломитов. А. Гольдштейн и др. (Goldstein, Hendricks, 1953) относят их к первичным осадкам, кремнезем которых поступал в бассейн осадконакопления при вулканических процессах.

В работах американских ученых термин «новакулит» в одном случае означает разновидность кремнистой породы, обладающей рядом определенных технических свойств, позволяющих использовать эту разновидность в качестве абразива; в другом случае он имеет более широкое значение и объединяет группу кремнистых пород, куда входит и технический новакулит. Этим объясняется то, что в одних работах новакулиты описываются как крайне разнотекстурированные кварцевые породы белого цвета, не содержащие посторонних примесей, а в других — отмечается их разнообразная окраска, присутствие в составе не только кварца, но и халцедона, а также примесей хлорита, лимонита и серицита (Harlton, 1953; Goldstein, 1959). Поэтому А. Гольдштейн и подчеркивает, что между новакулитами (в широком смысле) и кремнистыми сланцами («чэрт») нет резкой разницы.

Технические новакулиты должны соответствовать следующим требованиям: 1) содержать кремнезема не менее 97%; 2) обладать равнозернистой новакулитовой структурой с размером зерен кварца в пределах 2—6 мк; 3) пористость породы не должна превышать 0,3%; 4) твердость на приборе ПМТ (прибор определения микротвердости) в пределах 910—1000 мм².

Порцелланит, сложенный опаловым веществом со значительной примесью глинозема и извести, обладает меньшей плотностью, чем типичные силициты и часто характеризуется микропористой текстурой. К порцелланитам — вторичным кремнистым породам, образующимся при формировании кор выветривания, может быть отнесена и глубоко выветрелая окремненная опока.

К вторичным кремнистым образованиям зон гипергенеза относятся маршаллиты. Они же обозначаются термином «мучнистый кварц» и представляют собой рыхлые скопления кварцевых зерен, смешанных с карбонатным веществом. Маршаллиты — остаточные продукты разложения окремненных известняков.

ГЛАВА III

ТЕКСТУРЫ ОСАДОЧНЫХ КРЕМНИСТЫХ ПОРОД

1. СЛОИСТЫЕ ТЕКСТУРЫ И НЕКОТОРЫЕ ТЕКСТУРЫ НА ПОВЕРХНОСТЯХ НАПЛАСТОВАНИЯ (ТАБЛ. 1—10)

В настоящем разделе дано описание типов слоистости, характерных для кремнистых пород¹. Наибольшим распространением пользуются микрослоистые, ленточные и другие горизонтально-слоистые и неслоистые кремнистые породы — яшмы, фтаниты, диатомиты, опоки и др. Обломочные кремнистые породы — брекчии, конгломераты, гравелиты и др., состоящие из обломков кремней, распространены незначительно. Примеры косой и волнистой слоистости в кремнистых породах в литературе и в коллекциях нами не встречены.

Горизонтальная слоистость в кремнистых породах выражена: 1) прослоями, богатыми пиритом, лимонитом, гематитом, сидеритом и др.; 2) углистыми частицами (фтаниты) и битумами (лидиты) (табл. 1, фиг. 1, 3); 3) скоплением раковинок диатомей, спикул губок или скелетов радиолярий (табл. 7, фиг. 1, 2); 4) чередованием прослоев с различной величиной зерен кварца, халцедона и др. или различной величиной обломков кремнистых пород (табл. 2, фиг. 3); при этом та или иная примесь мелких зерен минералов, углистых частиц, субмикроскопических остатков скелетов часто макроскопически воспринимается как изменение окраски породы (чередование коричневых, зеленых, серых и черных прослоев в яшмах и фтанитах); 5) наличием прослоев, целиком или частично состоящих из посторонних (некремнистых) образований — аргиллитов, карбонатных пород, туфов, туффитов и др. (табл. 8, фиг. 1).

Многие авторы обращали внимание на различия мощности слоев в горизонтально-слоистых толщах значительной мощности, состоящих главным образом из кремнезема. В некоторых районах было замечено совпадение региональных изменений особенностей напластования толщ фтанитов с их фациальными отличиями: более тонкослоистые пачки кремнисто-глинистых сланцев с граптолитами и радиоляриями нередко являются по условиям отложения более мелководными по сравнению с более крупнослоистыми, эквивалентными первым по составу руководящих форм и по возрасту. Установить скорость накопления слоев кремнистых отложений до сих пор не удавалось. Можно только с большей или меньшей долей вероятности предполагать, что самые малые по мощности прослойки, состоящие из скоплений кремневых скелетов планктонных микроорганизмов одного типа, например диатомовых водорослей или радиолярий, постоянно чередующиеся с такими же прослойками, бедными остатками скелетов, возможно, отражают сезонные явле-

¹ Сведения о различных типах слоистости и их классификации приведены в 1-й части «Атласа» (1962).

ния интенсивного размножения, отмирания и накопления кремневых организмов.

Горизонтальная слоистость, наиболее часто проявляющаяся в таких породах, как яшмы, может быть объяснена: 1) ритмическим отложением прослоек, обогащенных скелетными остатками радиолярий, диатомей и др. (ритмы седиментации могут обуславливаться разными причинами); 2) усилением приноса с суши глинистого и песчаного материала или ослаблением хемогенной садки SiO_2 ; 3) пульсирующим действием подводных гидротерм и вулканических очагов, когда временами усиливается вынос соединений железа, марганца и других элементов (пестроцветные яшмы). Н. М. Страхов, опираясь на данные океанологов, считает, что панцири тонкокремненных диатомей по мере опускания на морское дно на значительных глубинах могли растворяться. Поэтому в периоды углубления бассейна осадок мог обедняться скелетными остатками диатомовых. Такое толкование не является единственным в условиях пульсирующего, то возрастающего, то ослабевающего влияния течений с размывами на илистом дне как вследствие близповерхностных латеральных колебаний турбулентции, так в особенности в процессе усиления циркуляции на глубину в зонах дивергенции и конвергенции океанских толщ морской воды.

Аналогичная картина с постоянными колебаниями плотности и состава массы органических остатков, опускающихся в глубины и падающих на дно океана, может возникать вследствие пульсации системы океанских течений, достоверно установленных, несущих изменения температур, газового состава и растворимости. Третьим возможным условием возникновения ритмичности минерального состава и обилия органических остатков в первичнокремневых пластах и толщах могут быть усиливающаяся и ослабляющаяся работа подводных гидротерм на морском дне.

Нельзя не учитывать и возможность перемещения кремнезема в осадках в период диагенеза. Необходимо принимать во внимание явления так называемой диагенетической слоистости. Е. К. Лазаренко, М. П. Габинет, О. П. Сливко (1962) довольно подробно останавливаются на условиях образования битуминозно-глинисто-кремнистых сланцев Прикарпатья. Они допускают окремнение отдельных прослоев этих пород за счет частичного растворения и переотложения кремнезема диатомей и туфов во время диагенеза. Этим породам свойственна характерная горизонтальная слоистость.

Источником кремнезема пород менилитовой серии в Карпатах считают гидротермы и вулканические излияния, проводящими каналами которых являлись глубинные разломы; подвижки по ним не прекращались во время формирования серии.

В составе коктальской свиты кембрия западной части Центрального Казахстана отличаются тонкополосчатые (ритмичные) черные кремнистые и кремнисто-углистые глинистые породы (фтанитового типа, — В. Л.), обладающие обычно микрогранобластической или скрытокристаллической структурой и состоящие из тонкозернистого кварца и кремнистого материала (Боровиков, 1955). Кроме того, в них присутствует пелитовое и углистое вещество, находящееся в тонкодисперсном состоянии. Концентрация того и другого, а также определенное расположение кварца и кремнистого материала обуславливают тонкослоисторитмичное строение пород. В коктальской свите намечается два типа ритмов. Первый тип характеризуется наличием двух слоев, серого внизу и черного наверху. Мощность слоев измеряется несколькими миллиметрами. В составе нижнего слоя преобладает кварц, а в верхнем — кремнистый материал с большим количеством частичек углистого вещества. Переход от нижнего слоя к верхнему постепенный, и граница между ними имеет расплывчатый характер. Поверхности разграничения от-

дельных ритмов более резкие и ровные. Внутри каждого элемента ритма (т. е. серого и черного слоя) отмечается закономерно повторяющееся расположение двучленных микроритмов, также представленных чередованием более темных и более светлых полос. Для второго типа ритмов характерна очень тонкая слоистость, обусловленная чередованием светлых и темных полос.

Роль подводных вулканических извержений и гидротерм в образовании слоистых текстур кремнистых пород мало выяснена. В районе группы островов Санторин на дне Эгейского моря в моменты извержений наблюдались бурные выбросы пемзы и обширные области сильного помутнения воды, приобретавшей по временам то светло-зеленый, то коричнево-красный цвет. Некоторые авторы усматривают в этом случае при явлениях подводных извержений некое подобие отложения на морском дне красно-зеленых ленточных яшм. Например, в бугульгырских ярмах в девоне Южного Урала ритмичность прежде всего выражается в чередовании прослоев, обогащенных гидроокислами железа и закисными соединениями этого же элемента (смена красных и зеленых прослоев). Подводные гидротермы выносили закисное железо («зеленая вода»), на некотором расстоянии от выхода таких источников окисляющееся («бурая вода»). Попеременное расширение и сокращение ареала распространения «зеленой воды» влекло за собой образование чередующихся зеленых и красных прослоев.

Однако, как уже указывалось, слоистость и ритмичность в некоторых типах кремнистых пород (яшмах и фтанитах с радиоляриями, в диатомитах и пр.) может обуславливаться другими причинами, в том числе периодическими климатическими изменениями, включая сезонные явления цветения планктона, внезапную массовую гибель организмов (диатомей, радиолярий) от различных причин (Brongersma-Sanders, 1948) и пр. Подробно описана ритмичность такого рода для диатомитовых пород свиты Монтерей в Калифорнии (Bramlette, 1946). В этой свите наблюдается чередование песчано-алеврито-глинистых прослоев и прослоев диатомита мощностью от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. М. Брамлетт склонен объяснять такую ритмичность климатическими изменениями, которые в определенные периоды вызывали усиленный принос обломочного и глинистого материала с суши или расцвет жизни диатомей. Учитывая присутствие туфов в отложениях данной свиты, а также следы подводных оползней, нет оснований отрицать также тектонические факторы ритмичности, в том числе роль так называемых мутьевых течений (turbidity currents) при образовании в этой мощной толще ритмов разных порядков.

Сезонная природа микрослоистости, где было доказано чередование мельчайших прослоев, отложенных то зимой, то весной, однажды была достоверно установлена в пластах сарматских морских диатомитов на Западном Кавказе (Зернов, 1934). Дальнейшее изучение свойств микрослоистых кремнистых пластов и толщ в будущем может приобрести первостепенное значение в том случае, когда удастся установить соответствие микроритмов определенным интервалам времени (сезонам, годам, циклам солнечной активности, десяткам тысячелетий — прецессионным циклам, периодам похолодания и пр.). Как только будет доказано соответствие ритмов определенного типа в слоистых толщах диатомитов, радиоляритов и подобных микрослоистых образований тому или иному интервалу расчленения слоев, определится реальная геохронологическая основа оценок скоростей седиментации морских кремнистых толщ (с поправкой на диагенетические изменения объема илов в процессе окаменения и с учетом роли скрытых перерывов, подводных диастем и пр.).

Кремнисто-карбонатные ритмиты с радиоляриями подробно описаны для девонских рудоносных (железорудных) отложений Центрально-

го Казахстана Е. А. Соколовой и Л. Н. Ботвинкиной (1965). Для них характерно чередование светлых, преимущественно кремнисто-карбонатных прослоев с темными глинисто-кремнистыми слоями, обогащенными радиоляриями. Авторы приходят к выводу, что образование этих ритмов происходило на довольно глубоководных участках морского дна без придонных волнений и течений (на что указывает тончайшая горизонтальная слоистость). Выпадение карбонатного осадка шло непрерывно, часто сопровождаясь осаждением известной доли кремнезема и железа, очевидно в результате вулканической деятельности. В кремнисто-карбонатных прослойках здесь тоже встречаются радиолярии.

Текстуры поверхностей напластования, отмечающие выходы осадка из-под уровня вод бассейна (трещины усыхания, следы струй стекания, следы коррозии, глиптоморфозы и пр.), широко распространенные в обломочных породах, развитые в карбонатных толщах, в кремнистых отложениях встречаются лишь изредка. Возможно, это объясняется особенностями вещественного состава, что в первую очередь отражалось в медленном процессе окаменения кремнистых илов. Недостаток фактических данных о различных текстурах первичного происхождения на поверхностях напластования кремнистых пластов объясняется иногда также и более слабой изученностью кремнистых толщ. В изданных атласах осадочных текстур и структур (Pettijohn, Potter, 1964; Gubler и др., 1966) примеров по кремнистым толщам нет. Нам известны лишь весьма немногочисленные наблюдения некоторых текстурных знаков на поверхностях напластования. Отмечено присутствие знаков ряби и трещин усыхания в мелководных образованиях, в толще переслаивающихся серых плитчато-кремнистых сланцев и битуминозных кремнисто-глинистых и глинисто-кремнистых граптолитовых сланцев (Петровский, 1966). Такие находки были сделаны на Южном Урале на левом борту долины рек Курагана, Херсонки и Сухой Губерли. Знаки ряби в одних случаях отличаются сглаженными, почти прямолинейными, симметричными узкими валиками высотой 1,5—2,0 мм, с расстоянием между гребнями соседних валиков 1,0—1,2 см. Индекс ряби 5,7 (табл. 9, фиг. 2). В других случаях были встречены знаки ряби очень мелкие ($h=0,5$ мм), слабонесимметричные; с одной стороны образца наблюдается разветвление несколько изогнутых валиков. Расстояние между гребнями соседних валиков 0,4 см. Индекс ряби 8 (табл. 9, фиг. 1).

О присутствии трещин усыхания и следов капель дождя в кремнистых граптолитовых сланцах Богемии впервые упоминается при описании отложений зоны *Cyrtograptus murchisoni* в районе Праги (Opik, 1929). Для этих трещин характерна псевдоквадратная форма. Встреченный у д. Херсонки образец с трещинами усыхания также относится к слоям, близким по времени к отложениям зоны *Cyrtograptus murchisoni*.

Линии трещин усыхания несколько закруглены и разделяют образец на неправильной формы ромбы и пятиугольники. Длина линий трещин усыхания колеблется в пределах 1 см (табл. 9, фиг. 4).

Различные гиероглифы, одни из которых сходны со следами бород течения (табл. 10, фиг. 1), другие относятся к группе знаков невыясненного происхождения (табл. 10, фиг. 2, 3), наблюдались на поверхностях напластования верхнекембрийских глинисто-кремнистых сланцев в Центральном Казахстане.

2. ПОДВООПОЛЗНЕВЫЕ ТЕКСТУРЫ (ТАБЛ. 11—13)

Основные особенности текстур подводного оползания осадков уже были описаны в 1-ой части «Атласа». Здесь следует отметить некоторые отличия условий образования текстур подводного оползания в кремнистых толщах. Отмечается одна своеобразная особенность таких тек-

стур в некоторых кремнистых толщах. Слойки, слагающие подводные оползни, содержат следы многочисленных трещин синерезиса, что присуще кремнистым породам, но не характерно для других типов пород.

Важно, что текстуры оползания в кремнистых породах чаще обнаруживаются в районах прежней сейсмичности в зонах передовых прогибов и в толщах геосинклинального происхождения, часто в связи с явлениями сингенетического вулканизма и перемещений по глубинным разломам. Такие подводно-оползневые дислокации характерны для яшмовых толщ силура Урала, фтанитов, радиоляритов и других пород палеозоя и более молодых отложений Дальнего Востока, диатомитов свиты Монтерей в Калифорнии и т. п. В некоторых случаях при подводно-оползневых дислокациях возникают «колобки», «закрутки», подобные R-тектонитам (табл. 11, фиг. 1; табл. 12, фиг. 1).

Оползневая пачка, если она сравнительно невелика по мощности, представляет собой явление, возникшее почти мгновенно. Залегание, нарушенное на значительной площади, если оно приурочено к одной плоскости оползания, создавалось в геологическом смысле мгновенно. Таким образом, прослеживание местных нарушений оползневого сингенетического происхождения может быть ценным средством стратиграфической корреляции. Однако для этого необходимо: 1) найти доказательство нормального неперевернутого залегания стратиграфически определенных слоев, образующих подошву и кровлю древнего подводного оползня, и 2) обнаружить признаки размыва, обычно отделяющие слои кровли от оползшей пачки. В настоящее время открыто много разнообразных форм залеганий, очень похожих, с одной стороны, на явления подводного оползания, с другой — на обширные пологие надвиги, что прежде не различали или чему не придавали значения. Следует также обращать внимание на литологические признаки подобных явлений, тем более что в толщах они обнаруживаются с трудом.

3. СТИЛОЛИТОВЫЕ ТЕКСТУРЫ (ТАБЛ. 14)

Стилолитовые текстуры наиболее распространены в карбонатных породах¹. В кремнистых толщах они встречаются почти исключительно в геосинклинальных толщах яшм, фтанитов, спонголитов, испытавших значительные нагрузки со стороны вышележащих образований. Это обстоятельство говорит в пользу гипотезы эпигенетического (катагенетического) происхождения стиололитовых текстур, по крайней мере в кремнистых толщах.

Среди стиололитовых образований различают стиололитовую поверхность, стиололитовые выступы (стиололиты) и стиололитовые швы. Мелкие, часто не различимые невооруженным глазом стиололитовые образования называют микростиололитами. Стиололитам свойственна зубчатая, игольчатая, коническая, столбчатая и бугорчатая форма. В кремнистых толщах стиололитовые швы могут пересекать слои в разных направлениях (табл. 12 и 14, фиг. 1). Стенки стиололитов бывают покрыты многочисленными мелкими бороздками. Стиололитовые швы иногда заполнены волокнистым халцедоном, а также фосфатами и другими минералами (табл. 14, фиг. 2).

Как отмечалось выше, карбонатные породы легче подвергаются растворению под давлением, что приводит к образованию стиололитов. Интересен пример стиололитовой поверхности в мелу, содержащем окремненные ядра морских ежей. Хотя сама вмещающая порода (мел) интенсивно стиололитизирована, окремненное ядро раковины ежа почти не затронута стиололитизацией (табл. 14, фиг. 3). Это, вероятно, объясняет,

¹ «Атлас текстур и структур осадочных горных пород», ч. 1 (1962).

почему в платформенных кремнистых породах (диатомиты, опоки, трепелы) стилолитизация не развита.

Г. И. Теодорович (1950) предполагает образование первичных стилолитов в стадию коррозии или микрокарста пластов карбонатных пород, периодически обнажающихся из-под уровня бассейна. В дальнейшем стилолитообразование протекает уже в эпигенезе (катагенезе) в связи с растворением под давлением. Г. И. Бушинский (1961) отрицает выделяемую Г. И. Теодоровичем первую стадию. Как видно из сказанного, на материале кремнистых пород скорее подтверждаются взгляды Г. И. Бушинского, поскольку стилолитовые текстуры развиваются в породах, испытавших большую нагрузку вышележащих толщ. Г. И. Бушинский (1954, стр. 238—239) пишет, что «в мягком брекчиевидном мелу (меловые отложения Днепровско-Донецкой впадины. — В. Л.) встречаются кремни, имеющие по бокам вертикальную штриховку, аналогичную той, которая наблюдается на стилолитах... Все эти факты трудно объяснить иначе, как представив, что первоначально кремни были настолько податливы, что даже под действием той незначительной силы, с которой могли давить частицы мягкого брекчиевидного мела, они раздроблялись, а полученные «обломки» смещались по вертикали друг относительно друга... Очень возможно, что образование некоторых стилолитов в известняках может быть объяснено неравномерным затвердеванием известкового ила, сопровождавшимся его вертикальной усадкой».

Таким образом, здесь речь идет уже об образовании стилолитов в мелу и кремнях в начальную стадию диагенеза, а не в катагенезе.

Внимательное изучение стилолитов в кремнистых породах может привести к некоторым интересным выводам. Стилолитовые швы иногда заполнены волокнистым халцедоном, причем волокна ориентированы под углом 30—45° к поверхности швов, что позволяет сделать предположение о возможных смещениях блоков породы по стилолитовым поверхностям в процессе образования швов (табл. 14, фиг. 3).

ГЛАВА IV

ТИПЫ ОСАДОЧНЫХ КРЕМНИСТЫХ ПОРОД И ИХ СТРУКТУРЫ (ТАБЛ. 15—123)

1. ДИАТОМИТЫ И ВСТРЕЧАЮЩИЕСЯ В НИХ СИЛИКОФЛАГЕЛЛАТЫ (ТАБЛ. 15—23)

Диатомиты¹ представляют собой опаловые кремнистые породы, состоящие не менее чем на 50% из скелетных диатомовых водорослей.

По внешнему виду диатомиты — это легкие, чрезвычайно тонкозернистые и пористые, белые, сероватые или желтоватые, нередко микро-слоистые и полосчатые породы, на ощупь нежные, мягкие, растирающиеся между пальцами и прилипающие к языку. Объемный вес диатомитов колеблется от 0,4 до 0,85, пористость равна 70—90%.

Под микроскопом в них видны многочисленные панцири диатомей различной сохранности, редкие зерна глауконита, обломочного кварца, полевого шпата. Некоторые разновидности диатомитов содержат примесь глинистого вещества, мелкие чешуйки которого различаются в скрещенных николях. Встречаются единичные скелеты радиолярий, спикеры губок. Опал в диатомитах гомогенный, иногда частично глобулярного строения.

Диатомовые — распространенная группа планктонных микроорганизмов — одна из наиболее высоко- и сложноорганизованных групп микроскопических водорослей с кремневым скелетом. Название их происходит от строения панциря, состоящего из двух створок. Экологически, физиологически и анатомически различаются два класса диатомей: 1) класс *Centrophyceae*, для которого характерно радиальное строение панциря; форма округлая, овальная, треугольная и многоугольная с радиальным или концентрическим расположением структурных элементов (табл. 15, фиг. 1—11; табл. 16, 17); 2) класс *Pennatophyceae* — с моносимметричным строением панциря; створки различной формы с перистой структурой, со швом или с бесструктурным осевым полем (табл. 15, фиг. 12—23). Первый класс более древний (известен с юры), представители его достигли наибольшего расцвета в позднем мелу, максимальное развитие представителей второго класса (известен с позднего мела) приурочено к неогену. *Centrophyceae* — наиболее типичные обитатели морского и озерного планктона, *Pennatophyceae* — обитают главным образом в морской литорали и сублиторали.

¹ В литературе можно встретить и такие устаревшие названия диатомитов, как «кизельгур», «фуллерова земля», «инфузорная земля». Кизельгур — диатомиты и трепелы, измельченные в порошок; признак не является сколько-нибудь существенным, поскольку обе породы могут быть рыхлыми. Фуллерова земля — землистая глинистая порода, не имеющая ничего общего с диатомитами, за которые ее иногда принимают (Кальверт, 1933).

Многочисленными наблюдениями над современными водоемами и опытным путем установлено, что, кроме потребности в обычных веществах, необходимых живым организмам, нормальная жизнедеятельность диатомовых водорослей прежде всего обеспечивается содержанием в водах бассейна необходимого количества кремнезема (Patrick, 1949; Прошкина-Лавренко, 1949; Векшина, 1961; Жузе, 1962, 1966). Положительно влияют на ускорение роста диатомей адсорбирующиеся на их поверхности коллоидальные и несколько больших размеров частицы гидроокислов железа и фосфата (Harvey, 1933). Из кремнезема, извлекаемая его из воды, диатомовые строят свой панцирь. При этом диатомей, по наблюдениям Е. В. Рожковой и Ю. К. Горецкого, синтезируют «...особый вид кремнистого соединения клетчатки...» или образуют «...органическую субстанцию с большим содержанием кремнезема» (1945).

Диатомитам свойственна органогенная (фитогенная) структура, обусловленная содержанием в породе многочисленных панцирей диатомей. Для большинства панцирей, весьма разнообразных по форме и размерам, характерно очень большое количество пор-отверстий (табл. 15, 21, 22). Очертания, взаимное расположение и размеры отверстий у различных видов могут значительно меняться.

Кремнезем извлекался диатомеями из воды, вероятно, не только прямым путем; в некоторых случаях образование панцирей, возможно, происходило в результате агглютинации мельчайших частиц (сгусточков) SiO_2 (Harvey, 1933). Как своеобразную агглютинацию можно рассматривать использование диатомеями кремнезема, извлеченного из глинистых частиц, прилипших к их панцирю. Опыты, позволяющие установить отношение диатомовых водорослей к среде, лишенной SiO_2 и насыщенной глинистым илом, были поставлены еще И. Мерреем и Р. Ирвином (Muiray, Irvine, 1892) и позже описаны Я. В. Самойловым (1917). Оказалось, что диатомей в этой среде жили и развивались так же нормально, как и в воде, содержащей SiO_2 , за счет их способности, расщепляя $\text{SiO}_2\text{Al}_2\text{O}_3$, получать кремнезем из глины.

Развитие диатомового планктона зависит также от температурного и гидродинамического режима, степени освещенности и величины pH бассейна¹.

Данные многочисленных исследований (Жузе, 1939, 1968) свидетельствуют о том, что диатомовые могут развиваться в различных температурных условиях — в холодных водах с температурой много ниже нуля, в теплых бассейнах и в водах тропической зоны, благодаря чему они встречаются в древних отложениях и в современных водоемах самых различных климатических зон. Основываясь на различном отношении разных видов диатомей к температурному режиму водоема, А. И. Прошкина-Лавренко (1949) подразделяет их на холодолюбивые и теплолюбивые формы, а способность диатомовых выдерживать более или менее значительные колебания температуры позволяет ей выделять формы «широкотепловые» и «узкотепловые» (эври- и stenотермные).

Немалое влияние на жизнедеятельность диатомовых водорослей оказывает характер перемещения водных масс. Интенсивное движение воды в прибрежной зоне, поднимающее со дна мелкий обломочный материал, мешало развитию диатомового планктона, разбавляло его скопления (Страхов, 1965). Неблагоприятно, по-видимому, сказывалось очень сильное волнение и в более глубоких, удаленных от берега частях

¹ По-видимому, времена года и области с обильным солнечным светом и теплом являются оптимальными для массового размножения водорослей. В ископаемых толщах диатомитов сезонная природа мельчайших слоев была впервые доказана в сарматских слоях Западного Кавказа (Зернов, 1934). По смене крупности и состава видов в слоях удалось различать смену зимних и весенних сезонов. — Прим. ред.

водоема, где оно могло приводить тоже к перемешиванию и прерывистому разделению толщи диатомовых.

Большое значение в океане имеют турбулентные движения воды, перемещающие огромные водные массы в вертикальном направлении. Воды, поднимающиеся из глубин моря, в зонах конвергенций более насыщены кремнеземом и некоторыми другими веществами, необходимыми для нормального развития диатомовых водорослей. Приуроченность диатомового планктона к участкам вертикальной циркуляции вод наблюдается вдоль зон арктической и субарктической конвергенции (Безруков и др., 1961). Подъемом глубинных вод, по Г. В. Менарду (Menard, 1964), частично может быть объяснена высокая продуктивность диатомового планктона в экваториальных и полярных водах современных океанов.

Как уже было отмечено, на формирование скоплений диатомовых оказывает влияние свет. Глубины проникновения света, зависящие от прозрачности воды, различны для океанов и пресных водоемов. В океанах они достигают 80—350 м, в пресных водоемах колеблются от 1,5 до 25 м (Прошкина-Лавренко, 1949).

Несмотря на то что диатомиты представляют собой преимущественно молодые отложения, Н. М. Страхов допускает возможность широкого развития диатомовых и в древних бассейнах, объясняя отсутствие в древних кремнистых породах остатков диатомей раскристаллизацией слагавшего их опала, а также быстротой их растворения. Последнее предположение частично подтверждается находками диатомей в фосфоритовых желваках из верхнемеловых кремнистых глин, т. е. в местах, где они были надежно защищены от растворения (Рожкова, Горецкий, 1945).

Растворимость панцирей диатомей зависит от ряда причин. Экспериментальным путем проверено влияние величины pH на растворение кремневых панцирей диатомовых. Установлено, что с увеличением pH растворение ускоряется (Lewin, 1961). Скорость растворения скелетных остатков диатомей, по наблюдениям С. В. Горюновой (1958) и других исследователей, зависит от температуры воды: при низких температурах она снижается, высокие способствуют растворению.

Выделяют два комплекса диатомей: неритический, объединяющий диатомей с тонкоокремненными, легко растворимыми панцирями, и океанический, или пелагический (Козлова, Мухина, 1966), для которого характерны диатомей с плохо растворимыми створками. Количество последних, достигая дна, уменьшается лишь на 30%. Согласно наблюдениям Д. Левина (Lewin, 1961), толщина стенок створок диатомей варьирует у различных форм в значительных пределах в зависимости от возраста и фаций. В качестве примера приводится толщина стенок *Coscinodiscus asteromphalus*, равная 25000 ангстрем, и толщина стенок *Navicula pelliculosa*, меняющаяся от 200 до 600 ангстрем. В связи с этим меняются размеры микроскопических пор в раковинах, что также влияет на их растворимость при отложении и захоронении. Отмечается влияние на растворимость панциря изменчивости его микрохимического состава, А. П. Жузе отмечает: «У наиболее прочных *Coscinodiscus* панцирь состоит из кремнеорганических соединений» (1963, стр. 81).

Немаловажное значение имеет и фактор времени. В. Ридель (Riedel, 1959) пришел к выводу, что на участках непрерывного и более быстрого осадконакопления большинство кремневых скелетов сохраняется хорошо, в то время как на участках медленного накопления они оказываются частично растворенными. По Н. М. Страхову (1965), на больших глубинах, испытывая длительное погружение, большинство раковин диатомей успевало раствориться не достигнув дна; сохранялись лишь наиболее устойчивые формы. На малых глубинах растворение

створок диатомовых резко ослаблено. При этом в различных участках дна количество устойчивых форм могло быть неодинаковым.

Как показано в работе В. Риделя (Riedel, 1959), в иловых водах осадка, насыщенных кремнекислотой, например в илах с вулканогенной пылью, скелеты диатомовых не растворяются. К. Оппенгеймер и Л. Корникер (Oppenheimer, Kornicker, 1958) описали морские осадки с анаэробными условиями, насыщенные сероводородом и CO₂, с рН 4,5—7,6. В этих осадках железо и алюминий, присутствующие обычно в виде катионов абсорбированных в скелетах диатомей, переходят в соединения типа FeS, и кремнистая часть скелетов быстро растворяется. В остальных случаях примесь железа и алюминия способствует сохранению диатомовых панцирей.

Изложенные выше наблюдения Д. Левина (Lewin, 1961), Г. Аррениуса (Arrhenius, 1952), В. Риделя (Riedel, 1959), К. Оппенгеймера и Л. Корникера (Oppenheimer, Kornicker, 1958) свидетельствуют о возможности в соответствующих условиях не только частичного растворения, коррозии, но и полного перехода в раствор кремневых панцирей диатомей.

Классификации диатомовых пород, основанные на различных признаках, приводятся в работах ряда авторов. Х. Талиаферро (Taliaferro, 1935) в зависимости от условий образования диатомитов подразделяет их на четыре группы: 1) диатомовые залежи, ассоциирующие с продуктами одновозрастного вулканизма: а) морские осадки, б) осадки континентальных озер, в) осадки эстуариев и прибрежных лагун; 2) отложения неглубоких озер, возникших при отступании ледника; 3) отложения в торфяных болотах и на прибрежных заболоченных площадях; 4) океанические диатомовые илы.

В зависимости от минерального состава породы Г. И. Теодорович (1950) выделяет лишь две группы диатомитов: 1) диатомиты опаловые (диатомитовый трепел) и 2) диатомиты халцедоново-опаловые.

Классификация, отражающая генетические признаки пород, дана Е. В. Рожковой и Ю. К. Горецким (1945). Все диатомиты сообразно с природной обитания и средой отложения диатомовых делятся на две большие группы: морские и континентальные, каждая из которых подразделяется еще на две в зависимости от условий образования (табл. IV).

Т а б л и ц а IV

Классификация опаловых кремнистых пород
По Е. В. Рожковой и Ю. К. Горецкому (1945)

Породы, в основном состоящие из остатков организмов

Континентальные отложения		Морские отложения	
Диатомиты, образовавшиеся в озерах постгляциального ландшафта	Диатомиты, образовавшиеся в озерах вулканического ландшафта	Диатомиты, образовавшиеся в эпиконтинентальных бассейнах	Диатомиты, образовавшиеся в морских бассейнах в районе проявления вулканической деятельности

К группе диатомовых отложений, приуроченных к озерам постгляциального ландшафта, Е. В. Рожкова и Ю. К. Горецкий относят также и отложения диатомита в торфяниках ледникового и постледникового периодов. Из числа хорошо изученных месторождений диатомитов в СССР следует упомянуть палеогеновые залежи морского происхождения в Среднем Поволжье близ городов Инзы и в Зауралье близ

Камышлова. Диатомиты Заволжья залегают над опоками и перекрываются песчаниками и кварцевыми песками.

Многочисленные залежи морских, лагунных и пресноводных диатомитов сарматского яруса распространены в Западном Предкавказье (близ Новороссийска) и в Закавказье. Известное месторождение диатомитов у с. Кисатиби в Южной Грузии, близ г. Ахалцихе (табл. 18, фиг. 2—4) залегает среди миоценовых туфопесчаников. Лучшими по качеству являются пресноводные залежи, известные также в Армении близ с. Нурнус, в 18 км от Еревана, (табл. 18, фиг. 1). Ряд месторождений диатомита на Украине (табл. 17), в Приднестровье и на Керченском полуострове приурочен к слоям нижнего сармата. На Дальнем Востоке известны миоценовые пресноводные (Пионерское в Южном Приморье) и морские (Северный Сахалин) диатомовые залежи.

Из геологически молодых четвертичных и современных залежей генетически представляют интерес озерно-болотные диатомиты Кольского полуострова (на Ловозере, Сейдозере, Мурдозере, в Бабинской Имандре и др.), а также в Ленинградской области при устье р. Луги. Для Кольского полуострова, Прибалтики характерны диатомиты, образовавшиеся в спокойных бухтах, заливах (ламби), в обширных озерах торфяниками. Мощность пресноводных залежей диатомитов изменчива — от небольшой до значительной, насыщенность скелетными остатками диатомей различна, в верхнетретичных отложениях отмечается примесь глинистого вещества и карбонатов. Для морских диатомитов в районах проявления вулканизма характерна большая выдержанность по простиранию, переслаивание с вулканическим материалом; в них наблюдается примесь глинистого вещества и обломочного материала.

В сарматских мелководных залежах диатомитов близ городов Новороссийска и Ахалцихе было проведено глубокое палеобиологическое и биометрическое изучение сезонной изменчивости микрослоистости, открывающее большие перспективы геохронологических исследований диатомитов. В слоях сарматского диатомита из окрестностей Новороссийска изучались массы створок диатомей *Actinocyclus ehrenbergi*. Как известно, весной створки диатомей достигают наибольших размеров, в данном случае в среднем 50—60 мк. За лето в процессе вегетативного размножения непрерывно размножающиеся и делящиеся клетки мельчают, поскольку каждая вновь возникающая половинка створки всегда бывает меньше старшей. Осенью наступает иной цикл размножения с образованием аукоспор, клетки восстанавливают первоначальные нормальные размеры, копулируют и сбрасывают пустые скорлупки.

В микрослоистых диатомитах Новороссийска и близ г. Ахалцихе Б. Персидскому удалось установить тонкое чередование слоев с преобладанием то крупных, то более мелких створок одной формы *Actinocyclus*, очевидно, соответствующее разным сезонам года. Представилась возможность дать геохронологическую канву времени отложения весенних прослоев в сарматском диатомите по годам. В светлых осенних прослойках диатомита количество створок *Actinocyclus ehrenbergi* по весу оказалось примерно в 10 раз больше, чем в серых весенних, причем средние линейные размеры отдельных экземпляров внутри белых и серых прослоек относятся как 1 : 5.

Мощные толщи диатомитов, достигающие 1600 м, известны в Калифорнии, в отложениях свиты Монтерей. М. Брамлетт (Bramlette, 1946) допускает образование мощных диатомовых отложений при наличии следующих факторов: 1) рост организмов с кремневым скелетом происходит в больших количествах, совершенно подавляющих нормальную обломочную седиментацию; 2) осаждение обломочных компонентов очень незначительно и в осадке преобладают скелеты кремневых организмов; 3) М. Брамлетт (Bramlette, 1946) считает возможным образование диатомитов формации Monterey при сочетании первого и второго

факторов, причем главным источником кремнезема, по его мнению, являлись туфовые и другие вулканические образования, с которыми они переслаиваются. При этом не исключается роль течений, сносивших остатки планктонных организмов в эти области.

По вопросу об источниках кремнезема, извлекаемого диатомеями из вод бассейна, существуют различные взгляды¹. Л. И. Красный, А. И. Жамойда и А. И. Моисеева, изучив кремнистые породы северо-западной части Тихоокеанского пояса и проанализировав обширную литературу, пришли к следующему заключению относительно возможных источников SiO_2 в морских бассейнах: «В настоящее время можно с уверенностью говорить о продуктах вулканической деятельности, как основном источнике свободного кремнезема в морской воде. Меньшее значение имеет растворение континентальными водами (в озерах, реках) кремнезема, содержащегося в различных породах» (1962, стр. 171). Они проследили также зависимость многообразия и количества видов организмов с кремнистым скелетом от интенсивности проявления вулканизма. Х. Менард (Menard, 1964) пишет о скоплении органогенного кремнезема в экваториальной зоне Тихого океана, совпадающей с глубинным разломом, с областью развития вулканизма.

Другим источником кремнезема являются реки, в водах которых содержание SiO_2 значительно выше, чем в морских и пресноводных бассейнах (Рожкова, Горецкий, 1945; Паффенгольц, 1936). О сравнительно высокой насыщенности рек кремнеземом, по мнению Е. В. Рожковой и Ю. К. Горецкого (1945), свидетельствует «массовое скопление диатомовой флоры вблизи устьев рек». Н. М. Страхов отрицает значительную роль рек как поставщиков кремнезема и не считает существенным влияние этого фактора на концентрацию кремнезема в водоемах.

Глинистое вещество, представляющее собой для диатомовых реальный источник SiO_2 (см. стр. 30), по всей вероятности, не может иметь сколько-нибудь существенного значения в балансе кремнезема.

Следует упомянуть о различных взглядах на место в классификации и отношении трепелов к диатомитам. Некоторые авторы считали трепел худшей по сохранности кремнистых скелетов стадией диагенеза диатомитов. По мнению М. С. Швецова (1958, стр. 252), все существенные признаки «указывают на происхождение трепелов из диатомитов». А. В. Хабаков полагает, что литологически, петрографически и генетически правильнее объединять в один раздел диатомиты и трепелы, а не трепелы и опоки².

Совместно с диатомитами часто встречаются их обычные спутники — кремневые жгутиковые водоросли — силикофлагеллаты (табл. 23), которые нередко довольно хорошо сохраняются. Как правило, они весьма немногочисленны по сравнению с диатомеями и не являются пороодообразующими организмами. Вместе с тем изучение силикофлагеллат, присутствующих в диатомовых кремнистых толщах, представляет для геолога определенный интерес, поскольку они «могут считаться почти идеальным показателем возраста морских осадочных пород, так как большинство видов обладает непродолжительным временем существования наряду с широким географическим распространением» (Глезер, 1966, стр. 10.).

2. СПОНГОЛИТЫ (ТАБЛ. 24—30)

Среди органогенных кремнистых отложений в ископаемом виде спонголиты встречаются не столь часто. Это твердые, значительно реже рыхлые («спонгиты» по Г. И. Бушинскому, 1954) породы опал-халцедо-

¹ Более подробно возможные источники кремнезема рассматриваются в гл. I.

² Трепелы являются диатомитами худшей сохранности, нередко более древними по возрасту и более измененными, где опал, частично подвергшийся растворению и переотложению, образует мельчайшие кремневые капельки-глобулы. — Прим. ред.

нового состава с значительным (более 50%) скоплением спикул губок. Спонголиты могут быть пористыми и массивными. Пористость образуется главным образом за счет выщелачивания спикул. Поры бывают выполнены халцедоном. В осевых каналах спикул наблюдается глауконит. Спонголиты известны в отложениях различного возраста — от кембрия до неогена. Это почти исключительно морские, нередко мелководные отложения. В современных илах спикулы губок распространены довольно широко (табл. 24, фиг. 1; табл. 43, фиг. 3), вместе с тем современные аналоги древних спонголитов пока не известны.

В систематических группах современных кремневых губок различают многочисленные разновидности органогенного опала, являющегося наряду с органическим веществом главным материалом скелетов: наиболее растворимого спонгина, более стойкого гексантина и собственно гидроопалов, которые в ископаемом виде еще не удается различать. Не ясна и минеральная природа сочетания кремневых и известковых элементов, столь обычных у некоторых групп губок.

Из 1450 родов ныне живущих кремневых губок лишь 20 родов при-сущи пресным водам (в их числе кремневая бодяга), многие распространены в полосе морского мелководья, в том числе в зоне прибоя, прилива и отлива на литорали. Отдельные роды и семейства так называемых стеклянных губок встречаются и на больших глубинах океана. Еще при жизни, а тем более после отмирания особей скелет губок нередко распадается на отдельные элементы — спикулы. Спикулы могут быть однолучевые, иногда якоревидной формы (табл. 28, фиг. 2; табл. 43, фиг. 3), а также трех-, четырех- и шестилучевыми (табл. 28, фиг. 3). Нужны совершенно исключительные обстоятельства, чтобы в ископаемом виде скелет особей кремневых губок уцелел в индивидуально целом виде или же под влиянием устойчивой струи морского течения сохранил след в виде густого скопления опало-спонгиновых иглочек. Чаще всего встречаются кремнистые или первичноопаловые известняки и мергели с рассеянными включениями спикул.

С другой стороны, находки неразрушенных скелетных остатков отдельных особей губок (кремневых или известковых), что бывает, например, в верхнемеловых отложениях, дают повод искать многие другие группы планктона с кремневым скелетом, поскольку внутренняя полость каждой особи губок является своего рода ловушкой, где скапливались диатомовые, радиолярии, силикофлагеллаты и др.

При определении содержания в породе спикул необходимо каждый раз учитывать, в каком сечении мы их видим в шлифе, поскольку при одном и том же количестве спикул их процентное содержание, подсчитанное в разрезах перпендикулярных и параллельных длинным осям игл, будет выражено разными цифрами. Если в шлифе мы видим все или почти все спикулы только в поперечном или только в продольном сечении, следует усреднять их содержание с учетом особенностей габитуса.

Спикулы губок иногда имеют некоторое сходство с иглами радиолярий. Но если первые хорошо сохраняются в ископаемом состоянии, и мы можем их видеть в шлифах, то вторые встречаются в шлифах крайне редко. Иглы радиолярий присутствуют в современных илах, где они могут находиться совместно со спикулами губок (табл. 43, фиг. 3, 4). Размеры игл губок обычно значительно больше, контуры чаще всего прямые, ровные в отличие от игл радиолярий — прямых или слабо-изогнутых, с ответвлениями и шиповидными выступами (табл. 41, фиг. 1, 3, 4; табл. 43, фиг. 3, 4). Тонкий осевой канал различается у игл современных радиолярий, у ископаемых форм (в шлифах) наблюдается симметричное расположение волокон халцедона относительно осевой линии.

В практике литологических исследований не следует упускать из виду необходимость и большую пользу комплексного исследования в лаборатории и в поле особенностей кремнистых пород совместно с палеоэкологическими наблюдениями для более тесной увязки тонких особенностей структур диатомитов, спонголитов и других существенно биогенных пластов с отличиями микроструктуры скелетов этих групп породообразующих остатков организмов. Так, доказана практически важная связь колебаний свойств, пористости — адгезии, способности очищать жидкие смолы, нефтяные масла и т. п. у диатомитов и трепелов в зависимости от анатомических различий в семействах и экологических группах диатомей. — *Прим. ред.*

3. ТРЕПЕЛЫ, ОПОКИ И ГЭЗЫ (ТАБЛ. 31—40)

Трепелы и опоки — породы, сложенные опалом и лишенные органических остатков или содержащие их в небольшом количестве.

Название «трепел» происходит от города Триполи и утвердилось истари, когда термин «диатомиты» и самого названия групп кремневых водорослей — «диатомовые» еще не существовало. Фактически трепел из Триполи является диатомитом, в большинстве переполненным створками диатомей отличной сохранности (Cayeux, 1929, pl. XXII, fig. 85). Во времена Х. Эренберга диатомей и многие другие группы субмикроскопических ископаемых еще относили к «инфузориям», а трепелы — диатомиты называли «инфузорной землей».

Термин «опока» в горнозаводской практике понимается более широко как материал для изготовления изложниц и форм при разливе металла, включая мелкозернистые известняки, содержащие некоторую долю опало-халцедонового цемента и легко подвергающиеся распыловке при добыче в коренном залегании, но быстро твердеющие при обработке.

Окраска трепелов и опок светлая — желтоватая, сероватая до темно-серой и черной у опок (на свежих сколах); с поверхности темно-серые и черные опоки становятся бурыми за счет окисляющейся примеси пирита (Бушинский, 1958). Трепелы и опоки обладают высокой пористостью, очень мелкой, различимой чаще всего только при больших увеличениях. По Г. И. Бушинскому (1958), опоки отличаются меньшей пористостью по сравнению с трепелами. Трепелы и опоки — легкие породы. Их объемный вес колеблется от 0,60—0,70 до 1,50—1,82 (Бушинский, 1954, 1958; Теодорович, 1958), удельный вес варьирует у трепелов от 2,20 до 2,50, у опок от 2,30 до 2,32.

Структура опала в этих породах может быть гомогенной (гиалиновой) или зернистой. В последнем случае опал представляет собой неоднородную желатиноподобную массу, состоящую из очень мелких (0,001—0,01 мм) частиц угловатой, угловато-округлой или шаровидной формы. Некоторые авторы не различают структуру опала в трепелах и опоках (Бушинский, 1958), другие, наоборот, считают глобулярный опал наиболее характерным для трепелов (Рожкова, Горецкий, 1945).

В образовании опаловых частиц округлой и шаровидной формы проявляется стремление кремневого геля, как и всех коллоидов вообще, к наименьшему объему и наименьшей поверхности. Иногда под микроскопом при значительном увеличении различается концентрически-слоистое строение глобуль опала. Н. Талиаферро (Talliaferro, 1935), изучая под микроскопом структуру опала¹, отметил, что сферы² величиной 0,01—0,001 мм состоят иногда из концентрических слоев (оболочек) (табл. 40, фиг. 1). Изучив показатели преломления в таких телах, Н. Талиаферро определил, что их величины не выходят за пределы опаловых показателей преломления. Вместе с тем рядом исследователей, изучавших опал в различных кремнистых породах, установлено, что

¹ Из опаловых жилок в толще кремнистых пород третичного возраста в Калифорнии.

² Термин «сфера» соответствует, по-видимому, обычному обозначению «глобуля».

глобули могут состоять не только из опала. Еще Г. А. Радкевич (1891) описал «шаровые образования аморфной кремнекислоты» с наружными оболочками, состоящими из халцедона. В. С. Васильевым (1956) в верхнеюрских окремненных известняках Нижнего Поволжья отмечено присутствие в опаловых глобулах люсатита, представляющего собой начальный продукт перекристаллизации аморфного кремнезема. Люсатит содержится в виде тонких, радиально расположенных, очень слабо двупреломляющих волокон, имеющих положительное удлинение. С помощью точных методов исследования (рентгенография, электронография, термика) люсатит в опале определен В. А. Забелиным (1962). С содержанием в опале кристобалита упоминается в работе Х. Р. Вильямса и др. (1957), его высокотемпературные (α) и низкотемпературные (β) разновидности обнаружены в опале В. А. Забелиным (1962).

Наблюдения опала в гезах подтверждают существование неоднородных по своему внутреннему строению глобулярных частиц опала. Эта неоднородность под микроскопом в скрещенных николях проявляется в виде очень слабо двупреломляющих наружных оболочек (табл. 37, фиг. 2). Г. И. Бушинский (1954), анализируя состав меловых трепелов Днепровско-Донецкой впадины, определил в опале («внутри опаловых частиц») примесь глинистого вещества, благодаря которой его показатель преломления, равный 1,470—1,480, оказался выше показателя преломления чистого опала (1,45).

В опоках и трепелах в незначительном количестве могут присутствовать различные примеси: минеральные — глинистое и карбонатное вещество, пирит, глауконит, халцедон, кристобалит; мелкообломочный терригенный материал (редкие зерна кварца, полевого шпата, чешуйки слюды), включения фосфорита и органогенные — спиккулы губок, скелетные остатки фораминифер, диатомей, радиолярий. В областях развития вулканизма в опоках и трепелах может содержаться примесь вулканического стекла. По поводу того, какие из этих примесей наиболее часто встречаются в опоках и какие в трепелах, существуют различные мнения. Г. И. Бушинский (1958) не видит разницы между составом тех и других примесей в опоках и трепелах.

Органогенные примеси в опоках, зависимости от возраста, могут быть различны (Рожкова, Горецкий, 1945). Так, в Поволжье и на восточном склоне Урала в нижнетретичных опоках преобладают панцири диатомовых, в меньшем количестве содержатся спиккулы губок, раковинки радиолярий. На востоке европейской части Советского Союза в верхнемеловых опоках скелетные остатки организмов принадлежат в основном радиоляриям, довольно часто в них присутствуют спиккулы губок, панцири диатомовых встречаются значительно реже. Выделяются также «губковые опоки», соответствующие осадкам прибрежной фации, распространенные и в меловых и в третичных отложениях.

Среди трепелов различного возраста Е. В. Рожкова и Ю. К. Горецкий (1945) выделяют по структурным признакам очень мелкозернистые третичные и туронские трепелы с частицами опала величиной 0,001—0,004 мм и более крупнозернистые сеноманские, размер глобулы в которых равен 0,01—0,02 мм.

Опоки подразделяются Е. В. Рожковой и Ю. К. Горецким (1945) на сингенетические, достигающие значительной мощности, приуроченные к выдержанным по простиранию нижнетретичным и верхнемеловым отложениям, и эпигенетические, залегающие в толще трепела в виде тел неправильной формы и различных размеров. Эпигенетические опоки, по их мнению, могли образоваться в результате растворения и переотложения кремнезема.

Этими же исследователями приводится классификация трепелов и опок, отнесенных ими к морским отложениям (табл. V).

Классификация осадочных пород, сложенных опаловым кремнеземом
По Е. В. Рожковой и Ю. К. Горецкому (1945)

Породы, в которых остатки организмов играют подчиненную роль или отсутствуют

Морские отложения		Континентальные отложения
Опоки с остатками радиолярий, спикул губок и панцирей диатомовых	Трепелы	
	Тонкозернистые	Глобулярные
		Опаловые кремни из озер вулканического происхождения

Среди многочисленных гипотез о происхождении трепелов намечаются два главных направления: сторонники одного предполагают первоначально биогенную природу исходного кремнистого вещества, сторонники другого придерживаются хемотропной теории.

В иностранной литературе Х. Эренберг впервые высказал предположение об органической природе кремнезема трепелов. Представление Х. Эренберга о трепелах как о породах, слагающихся вначале остатками диатомовых, привело к тому, что во многих более поздних работах термины «диатомит» и «трепел» стали синонимами.

В трепелах обычно встречаются лишь отдельные и иногда несколько более частые обломки опаловых органических остатков, что согласуется с данными Е. М. Янишевского (1929), установившего более высокую по сравнению с глобулярным опалом растворимость скелетов диатомей. В работах О. Г. Козловой (1964) и Н. М. Страхова (1965) приводятся данные, свидетельствующие о различной степени растворимости и самих скелетов диатомовых. Установлено, что некоторые виды диатомей обладают панцирями более толстыми и труднорастворимыми, в то время как тонкие панцири других сравнительно легко подвергаются коррозии и даже полному уничтожению.

Г. И. Бушинский и В. А. Франк-Каменецкий (1954), сравнивая свойства опала в диатомитах, трепелах и опоках, отмечают, что показатель преломления повышается от опала диатомитов к опалу трепелов в связи с появлением низкотемпературных форм кристобалита¹. Появление кристобалита, по мнению Г. И. Бушинского и В. А. Франк-Каменецкого (1954), закономерно и соответствует начальному этапу превращения опаловых пород (диатомитов) в кварц-халцедоновые, а также дает основание предполагать, что трепелы образовались в результате изменения скелетных остатков диатомей.

Ю. Н. Сеньковский, изучавший глобулярные силициты Приднестровья, пришел к выводу о их биогенном происхождении, главным образом за счет кремнистого губкового вещества. О возможности возникновения глобулярного опала в процессе преобразования гомогенной опаловой массы спикул пишут Е. В. Рожкова и Ю. К. Горецкий (1945): «...иногда стенки спикул еще не успели рассыпаться, но превратились в цепочку округлых опаловых зерен, полностью сохранивших структуру спикулы». Начальной стадией подобного процесса является, вероятно, и распадение гомогенного опала спикул на микротела серповидной и неправильно-округлой формы (табл. 39, фиг. 2).

¹ Присутствие в опале кристобалита отмечено также в работах Д. С. Белянкина и В. П. Петрова (1949), К. В. Васильева и В. С. Веселовского (1936), С. К. Дуброво (1939), Д. Левина и Т. Отто (Lewin, Ott, 1933), Е. Нейвирта (Neuwirth, 1952).

Л. В. Пустовалов и М. Смирнов (1928) объясняли образование трепелов воздействием кремнезема, содержащегося в грунтовых водах, на известняки. В настоящее время такие процессы не обнаружены, не установлено присутствия в трепелах окремненных органических остатков, встречающихся в известняках. Подобные гипотезы высказаны Б. Даммером, О. Титце (Dammer, Tietze, 1927), упомянуты Г. Мильнером (Milner, 1929). В. Дееке (Deecke, 1916) считает возможным связать формирование трепелов с развитием кор выветривания на роговиках. Другие исследователи предполагают, что трепелы являются продуктом непосредственного осаждения кремнезема при смешении пресных и морских вод.

По мнению Н. П. Прокопович (Prokopowicz, 1951), трепелы имеют хемогенное сингенетичное происхождение и представляют собой нормальные морские отложения, залегающие чаще всего в карбонатных толщах. Кремнезем привносился из глубин бассейна вертикально направленными течениями. По Н. П. Прокоповичу, трепелы не являются абиссальными образованиями, подобно тому как это принимается для яшм, джеспилитов и современных радиоляриевых илов, так как: а) вмещающие отложения часто содержат многочисленные остатки организмов, обитавших в неретической области; б) не встречено следов метеоритного материала, присутствующего в современных абиссальных условиях; в) в некоторых случаях наблюдаются отложения трепелов большой мощности.

Данные многочисленных исследователей, изучавших кремнистые породы, не приводят к однозначному решению вопроса об источниках кремнезема, и в настоящее время все еще приходится придерживаться мнения, что кремнезем трепелов и опок вероятнее всего мог образоваться как за счет растворения опаловых панцирей диатомовых, так и хемогенным путем. У. Г. Дистанов и др. (1970) на материале изучения кремнистых толщ юго-востока Русской платформы и детального анализа вопросов происхождения аморфного кремнезема трепелов и опок пришли к заключению о его биогенной природе и о близости трепелов к диатомитам (табл. 31, фиг. 3). В то же время В. П. Казаринов и др. (1969), изучавшие кремнистые отложения Западной Сибири, считают, что кремнезем опок был привнесен в бассейн седиментации с суши на определенной стадии выветривания слагавших ее пород. Образование трепелов и опок в диагенезе или эпигенезе предполагает Г. И. Бушинский (1958), ссылаясь при этом на характер их залегания (невыдержанные переслаивающиеся линзы, выклинивание линз, не согласующееся с выклиниванием слоев), а также на присутствие в опоках раздавленных раковинок моллюсков.

Долгое время в литературе не было сколько-нибудь подробной терминологии для обозначения меловых и третичных существенно кремнистых осадочных пород, по облику переходных к глинам. В платформенных областях прежнего распространения мелководных морей обычно отмечалось преобладание «кремнистых глин» или «кремнистого мела», обильных аутигенным кремнеземом и содержащих остатки кремнистых скелетов — игл губок, створок диатомей, раковинок радиолярий. В научной литературе Франции подобные породы и толщи, переходные по составу и облику от спонголитов к глинам, были выделены Л. Кайе (Cayeux, 1897) под названием «гэзы»¹ (gaizes).

Рассматривая вероятное распространение аналогичных толщ в других странах и в более древних геологических системах, Л. Кайе (Cayeux, 1929) подтвердил правильность сравнения саратовских опок с фран-

¹ Л. Кайе дает более широкое толкование, включающее глинистые, известковистые, халцедоновые кремнистые отложения, богатые скелетными остатками губок, реже радиолярий. Соответственно выделяются гэзы, содержащие спиккулы губок, гэзы с диатомеями и гэзы с радиоляриями.

пузскими гѐзами, сделанного Я. В. Самойловым и Е. В. Рожковой (1925). Но оснований для замены русского названия «опока» французским термином нет. Достаточно признать их приблизительную эквивалентность, по крайней мере, до появления специальных работ по сопоставлению соответствующих бассейнов седиментации.

Г. И. Теодорович (1958) предлагает называть гѐзами опаловые или халцедоново-опаловые породы с многочисленными (но не более 50%) спикулами губок, в которых, кроме того, присутствует значительное или небольшое количество обломочного кварца, глауконита, немного глинистого вещества, кальцита. Аналогичные породы с органогенными остатками, принадлежащими диатомеям или радиоляриям (в тех же количествах, что и спикулы губок в гѐзах), Г. И. Теодорович (1958) считает нетипичными гѐзами. Опал в гѐзах может быть гомогенным или зернистым, глобулярным (табл. 35, 37—40). Каналы игл губок нередко выполнены глауконитом. Пористость частично образуется при выщелачивании спикул.

Среди опок в условиях наложения влияния коры выветривания нередко усиливается пористость вплоть до переходов к легким, плавающим в воде и прилипающим к языку «порцелланитам». Вопреки распространенному мнению о роли выщелачивания и выветривания в облике «порцелланитов» В. И. Попов (1968, стр. 537—538) и др. выделяют целые семейства с разновидностями «порцелланитовых формаций» и связывают их возникновение с последствиями подземных пожаров угольных пластов, что все же неприменимо к американским порцелланитам (из формации Монтерей и других). — *Прим. ред.*

4. РАДИОЛЯРИТЫ И МЕЛЬЧАЙШИЕ ОРГАНИЧЕСКИЕ ОСТАТКИ, ВСТРЕЧАЮЩИЕСЯ В ОСАДОЧНЫХ КРЕМНИСТЫХ ПОРОДАХ (ТАБЛ. 41—48)

Радиоляриты — органогенные породы, сложенные на 50% и более остатками скелетов радиолярий. Не все встречающиеся радиоляриты являются чистокремнистыми образованиями. Иногда кремневые скелеты радиолярий встречаются во множестве среди прослоек алевролита, глины, в мергелях и фосфоритах. В этом случае радиоляриты приобретают характер промежуточной породы между чистокремнистыми и другими осадочными образованиями (табл. 46). Типичные кремнистые радиоляриты представляют собой твердую, плотную, а иногда слабо сцементированную или рыхлую органогенную породу, окрашенную в серый, желтоватый, зеленоватый или красный цвет. Рыхлые разности радиоляриевых кремнистых пород подобны по облику диатомитам и носят название радиоляриевой земли.

Радиолярии, или лучевики, с кремнистым сетчатым или игольчатым скелетом известны с кембрия и вначале были установлены в ископаемом состоянии, а затем уже найдены в современных водах океана. Первые работы о радиоляриях, современных и третичных, принадлежали К. Эренбергу (Ehrenberg, 1854, 1873). Одним из первых исследователей, обнаруживших радиолярии в древних палеозойских кремнистых породах, был Г. Хайнд (Hinde, 1890, 1893). Он определил и описал как породу в целом, так и заключенную в ней фауну, и пришел к выводу о биогенном происхождении ордовикских кремнистых отложений. Впоследствии Г. Хайнд и др. описали радиоляриевые кремнистые породы в ордовике, девоне, карбоне и триасе.

Среди новейших исследователей следует упомянуть также А. И. Жамойду, Р. Х. Липман, М. Г. Петрушевскую, А. А. Стрелкова, А. В. Хабакова, Д. М. Чедия, А. Кемпбелла, Ф. Кларка, У. Риделя, Г. Форман.

Изучение радиоляритов и других пород (яшм), заключающих остатки радиолярий, требует не только петрографического, но и биологического (палеонтологического) понимания их природы и генезиса. Наиболее полный материал по радиоляриям содержится в «Основах палеонтологии» (т. I, 1959).

Первичный скелет радиолярий обычно представлен кремнеземом, находящимся в скрытокристаллическом или аморфном состоянии. Начиная с мезозоя, встречаются радиоляриты с значительным содержанием кристобалита и опал-кристобалита, что зависит от меньшей степени эпигенетических преобразований этих пород под влиянием температуры и давления (Бардоши и др., 1965).

Часто скелеты радиолярий замещены различными инородными веществами — глауконитом, хлоритом, рудными минералами (гематитом, марганцем), реже карбонатами. Е. А. Кузнецов (1947) отмечает, что «...в нижнепалеозойских метаморфизованных кварцитах на Среднем Урале были встречены скелеты радиолярий, замещенные зернышками розового граната». В нижнемеловых глауконитовых песчаниках и фосфоритах Вятско-Камского бассейна обнаружены случаи замещения скелетов радиолярий глауконитом (Хабаков, 1932). Описаны примеры полного замещения скелетов радиолярий окислами и сульфидами железа и марганца, а также лептохлоритами. На территории Советского Союза (Алиев, 1958) и за рубежом отмечались случаи вторичного частичного замещения кремнезема скелетов радиолярий зернами кальцита, реже родохрозита и других карбонатов. Заслуживают внимания редкие случаи находок внутри раковинок радиолярий комочков битума и углисто-го вещества. Из примесей в радиоляритах присутствуют глинистые минералы, кальцит, глауконит, обломочный и пирокластический материал, зерна рудных минералов, а также кремнистые жгутиковые водоросли, спикулы кремневых губок. В молодых (третичных) радиоляритах обычно попадают диатомеи, фораминиферы, пыльца и споры растений.

С течением геологического времени первично опаловая масса радиоляритов в процессе диагенеза, эпигенеза и катагенеза раскристаллизовывается и переходит в кристаллические разновидности кремнезема — халцедон и кварц. При этом от органогенной структуры сохраняются лишь ее реликты, утрачиваются специфические черты биогенной составной части породы. В зависимости от состава минеральной массы такие породы могут быть названы (в случае сохранения реликтов радиоляриевых скелетов) радиоляриевыми яшмами, радиоляриевыми фтанитами, радиоляриевыми туффитами и т. д.

По мнению А. В. Хабакова, радиоляриты — это фаціальное, но не литологическое понятие.

Структуры пород с радиоляриями могут отличаться большим разнообразием даже в пределах одной пачки. Сравнительно молодые мезозойские, еще неизменные радиоляриты обладают наиболее отчетливой органогенной структурой (табл. 44, 45), которая по мере перекристаллизации во времени переходит в реликтовую органогенную структуру. Минеральная масса пород с радиоляриями в зависимости от степени кристалличности также может иметь различную структуру. Для опаловых радиоляритов характерна аморфная (глобулярная) структура минеральной массы, для халцедоновых — криптогенная, для кварц-халцедоновых — криптокристаллическая и для кварцевых — криптокристаллическая и микрозернистая. При наличии глинистого вещества или алевролитовых частиц в породе структура может быть пелитовой или алевропелитовой, а в случае присутствия карбонатов — пелитоморфной и тонкозернистой. Для характеристики структуры пород с обильными радиоляриями следует указать ее существенное органогенное строение и отметить структуру минеральной массы (например «органогенная структура с криптокристаллической основной минеральной массой» и т. д.).

Остатки радиолярий отмечались еще в кембрийских отложениях. Они распространены в палеозое, мезозое, кайнозое и достигают изумительного разнообразия и обилия в современных морях теплого пояса.

Радиолярии палеозоя, мезозоя и кайнозоя обнаруживают значительные морфологические отличия (изменчивость во времени) и поэтому

представляют ценность для разработки детальной стратиграфии, особенно толщ кремнистого состава, где другие ископаемые органические остатки часто отсутствуют. Радиолярии могут лучше сохраняться, чем другие органические остатки, вследствие кремневого состава скелета и его исключительно прочной конструкции. «Устойчивость радиолярий от полного разрушения при образовании таких пород, как кремнистые сланцы и яшмы, объясняется составом, формой, строением и, возможно, их микроскопическими размерами» (Липман, 1952).

Для каждого большого отрезка геологического времени обнаруживаются свои комплексы породообразующих радиолярий с меняющимися соотношениями состава и численности форм, обладающие специфической морфологией скелетов. В связи с этим в настоящее время стала возможной стратиграфическая корреляция разрезов на основании изучения и сравнения остатков скелетов радиолярий. Наглядным примером резкой изменчивости радиолярий во времени, может служить разрез Барабинской опорной скважины 1-Р (Липман, 1959), в которой радиолярии были встречены в аргиллитах и туфах девона, в опоковидных алевроитовых глинах и алевролитах сантон-кампана и, наконец, в опоковидных глинах, алевроитах, аргиллитах и алевролитах эоцена.

Преобладающим (по сравнению с другими типами кремнистых пород) временем накопления радиоляритов является: в палеозое — ордовик (Центральный Казахстан, Урал), силур (Урал, Центральный Казахстан, Средняя Азия) и средний девон (Русская платформа, Урал, Казахстан, Средняя Азия); в мезозое — триас (Дальний Восток), юра (Кавказ, Дальний Восток), нижний мел (Карпаты), нижний и верхний мел (Русская платформа Западно-Сибирская низменность, Дальний Восток); в кайнозое — верхний эоцен (Русская платформа, Северный Кавказ, Украина, Приаралье, Кызылкумы, Каракумы).

Радиолярии — исключительно морские организмы, живущие в водах океанической солености (32—38%) и ведущие планктонный образ жизни (Стрелков, 1959). Они встречаются в связи с циркуляцией главных морских течений в различных горизонтах среди всей толщи вод океанов начиная от поверхностных слоев до самых глубинных зон, однако главная их масса развивается на небольшой глубине, в слое от нуля до немногих сотен метров.

Из пяти известных отрядов радиолярий только два — *Nassellaria* и *Spumellaria* — встречаются в ископаемом состоянии. Изучение современных радиолярий показало, что это в подавляющем большинстве эврибатные, т. е. живущие на разных глубинах формы. По данным М. Г. Петрушевской (1966), в центральной части Тихого океана живые населлярии и спумеллярии были найдены во всех горизонтах от нуля до 5000 м, при максимальном развитии на глубине 100 м. Известно также, что в Курило-Камчатской впадине радиолярии встречаются на глубине более 8000 м. Следовательно, ископаемые радиоляриты могли образовываться на самых различных глубинах, однако значительные их скопления на больших глубинах мало вероятны.

А. В. Хабаков (1932) на материале современных и ископаемых радиолярий пришел к выводу о широком разнообразии фациальных условий их массового распространения в пределах открытых морей и океанов теплого пояса. Условия образования для некоторых пластов ископаемых радиоляритов могут быть установлены по ассоциациям с другими типами осадков, фациальный профиль формирования которых более узок. Так, Л. С. Либрович (1933) пришел к заключению об относительно мелководном происхождении девонских радиоляриевых кремнистых пород на Урале, основываясь на том, что они тесно связаны с переслаивающимися грубообломочными и мелкозернистыми афанитовыми туфами. Английские палеонтологи Ф. Диксон, Х. Фокс, Р. Воган и др. обнаружили на Британских островах приуроченность нижекарбоновых

радиоляриевых слоев к мелководным лагунным отложениям («Основы палеонтологии», 1959).

Кроме эврибатных, среди радиолярий встречаются и стенобатные формы, приуроченные к строго определенным горизонтам глубин моря. Так, в районе Курило-Камчатской впадины была отмечена следующая зависимость распространения стенобатных форм от глубины (Решетняк, 1955):

Г л у б и н а		С о д е р ж а н и е
0—50	м	4%
50—200	м	10%
200—1000	м	20%
1000—2000	м	22%
4000—8000	м	12%

У. Ридель (Riedel, 1958) отмечал различие видового состава радиолярий в тропических и антарктических осадках.

В настоящее время продолжают исследования радиолярий в планктоне и в донных осадках различных районов современных акваторий. Возможно, что такие исследования в конце концов позволят более точно судить о фациях и глубоководности различных радиоляриевых фаун, а следовательно, и радиоляритовых осадков.

В современных и новейших отложениях явно обнаруживается быстрое увеличение разнообразия видов, родов, семейств в теплых поясах земли (в открытых морях и в океане). Напротив, опреснение обедняет состав и ограничивает распространность радиолярий. В какой-то мере среди современных Protozoa пресноводным эквивалентом группы являются солнечники (Heliozoa). Однако в ископаемом виде солнечники неизвестны, а предположения о возможности нахождения радиолярий среди древних фаций ненормальной солености (вплоть до раннего ордовика) по меньшей мере сомнительны.

Среди многочисленных микроорганизмов, присутствующих в кремнистых отложениях, следует указать также на две группы мельчайших органических остатков — Sphaerozomatiten и Hystrichosphaeridea (Dinoflagellaten?) (табл. 47 и табл. 48, фиг. 1—8). Эти микроорганизмы известны из очень древних кремнистых толщ, а также в известняках ордовика и силура. Но вместе с тем они были найдены и в довольно молодых отложениях — в кремнях из сантонского писчего мела, в янтаре. Для них характерен хитиноидный или кутиновый скелет, который, по-видимому, был в какой-то мере эластичным, в виде мелких (микроны и десятки микрон) сложноустроенных сфер с множеством извилистых пор и ветвистых выростов. Скелет у многих форм кремнистый, почти всегда внутри с углистым веществом (Возженникова, 1965).

Близкостоящей к радиоляриям некоторые авторы считают группу водорослей с кремневой оболочкой неясного систематического положения. Эти водоросли, ранее относимые к силикофлагеллатам, были выделены Г. Дефландром (Deflandre, 1951) в группу Ebrideae (табл. 48, фиг. 9, 10).

Необходимо иметь в виду, что радиолярии в живом состоянии в виде включений в протоплазме содержат многочисленные тельца одноклеточных водорослей — зооксантелл (перидиней и криптомонад). Эти симбионты радиолярий участвуют в метаболизме и процессе деления особей, а также, вероятно, способствуют вспениванию протоплазмы, выделяя пузырьки газа, облегчающие вертикальную миграцию под действием солнечного света. При погружении на большие глубины в темноте зооксантеллы перевариваются или выбрасываются радиоляриями. Главной причиной вспенивания и вертикальной суточной миграции планктона у радиолярий является гидростатическая регуляция — увеличение объема тела с помощью сокращения нитевидных пучков мионем. Некоторые перидиней и другие симбионты радиолярий являются паразитами.

Элементный и минеральный состав скелета различных групп радиолярий изучен далеко не достаточно. У акантарий, резко отличающихся от остальных групп по классам симметрии, предполагается наличие целестина и более сложного алюмокальциевого силиката в кремнистом скелете. Не следует забывать, что в тельцах радиолярий при

жизни заключалось в массе не меньше 5% фосфорного ангидрита. Соответственно еще подлежит выяснению возможный парагенезис органогенной исходной части кремнистых образцов, фосфорита и целестина среди морских отложений.

В настоящее время в литературе увеличивается признание важности изучения ископаемых радиоляритов (содержащих остатки радиолярий, определенных до вида, а также их комплексов), как важного показателя прежнего распространения горизонтов пелагических фаций, иначе говоря, бывших вторжений океана, по временам проникавших внутрь материков, во впадины пояса Тетис и др. Так, например, ископаемые фауны, обнаруженные среди верхнеюрских отложений в Атлантическом океане, оказались сходными с одной из юрских фаун в Азербайджане.— *Прим. ред.*

5. ЯШМЫ И ЯШМОИДЫ (ТАБЛ. 49—54)

Яшмы — характерные первичноосадочные кремнистые породы геосинклинальных областей; в районах платформенного режима породы такого типа неизвестны.

Термин «яшма» появился очень давно. По свидетельству А. Е. Ферсмана (1925), в далеком прошлом яшмами назывались многочисленные разноцветные и пестрые камни. Народы Древнего Востока, а позднее и арабы применяли этот термин (yescheb, yeschem) по большей части к нефриту или другим, преимущественно зеленым камням. В России с давних времен были известны знаменитые уральские яшмы — зеленые калканские и пестроцветные орские. Средневековые итальянские, русские и другие ювелиры-гранильщики и шлифовальщики цветных камней, видимо, использовали различные их разновидности в зависимости от способности приобретать блеск при полировке.

К яшмам относили, независимо от происхождения, и другие яркоокрашенные кремнистые породы — агаты, пестроокрашенные кремнистые сланцы и яшмоиды. В связи с этим термин «яшма» и в наше время употребляется, особенно в промышленности, в значении «цветной пестрый кремнистый камень». До недавнего времени считалось, что в минералогическом отношении к яшмам относятся как кварцевые, так и халцедоновые силициты.

Твердость яшм в зависимости от содержания посторонних примесей по шкале Мооса колеблется в пределах 6—7. Замеры на приборе ПМТ (Лебедева, 1963) определяют микротвердость яшм 930—1100 кг/мм². В сколе они обладают характерным раковистым изломом с острыми режущими краями.

За последние годы благодаря более широкому, в том числе формационному подходу к изучению кремнистых отложений появилась возможность выделить яшмы в особую группу кремнистых пород, отличающихся генетическими и минералогическими особенностями (Петровский, 1969). Яшмы — характернейшие породы одной из вулканогенно-кремнистых ассоциаций, выделенных Н. С. Шатским в самостоятельную яшмовую формацию. Некоторые исследователи рассматривают аналогичные толщи в ранге подформации.

Еще с конца прошлого столетия была подмечена тесная связь некоторых яшм с офиолитами и подчиненными им габбро, диабазами, спилитами, кератофирами геосинклинальных областей (Pantaneli 1887—1889; Lotti, 1886). Связь кремнистых осадков яшмового типа с подводными излияниями преимущественно основных эффузивов подтвердилась позднее исследованиями многих геологов (Либрович, 1936; Taliaferro, 1943; Швецов, 1958; Кириченко, 1940; Херасков, 1951; Шатский, 1954, 1960; Нестоянова, 1940, 1960, 1962; Хворова, 1963, 1968; Conti, 1958; Соколова, 1963 и др.).

Залегают яшмы пластами и прослоями, т. е. ведут себя в большинстве случаев как нормальные осадочные породы. Они образуют среди вулканогенно-осадочных толщ выдерживающиеся на значительных расстояниях пласты, нередко значительной мощности. Обычно яшмы зале-

тают в верхней части вулканогенно-осадочных толщ. Н. А. Талиаферро (Taliaferro, 1943) отмечал, что «...андезитовые и базальтовые лавы часто с подушечной текстурой, имеющие максимальную мощность около 830 м, непосредственно перекрываются красными яшмами и кремнистыми сланцами мощностью в 300 м». Такие же соотношения яшм с вулканогенными образованиями мы повсеместно наблюдали на Южном Урале, в Центральном Казахстане и Средней Азии. Поэтому генетическая связь яшм с вулканическими процессами в настоящее время вряд ли вызывает сомнение. Дискутируется лишь вопрос о том, как накапливаются первичные яшмовые осадки, с какими именно вулканическими процессами связано яшмообразование.

Для южноуральских яшм Л. С. Либрович (1936) принимал гипотезу гальмиролиза. Он считал, что в основной своей массе они возникли, по-видимому, в результате воздействия морской воды на подводные выбросы пепла и остывающие лавовые потоки. Н. П. Херасков (1951) более вероятным первичным источником кремнезема яшм считал вулканические водные или газовые выделения (фумаролы в широком смысле слова). К подобному же заключению приходили в разное время в результате своих исследований О. А. Нестоянова (1940—1962), Г. И. Кириченко (1940), Н. С. Шатский (1954, 1960), Е. А. Соколова (1963), И. В. Хворова (1963, 1968) и др. Мы также придерживаемся последней точки зрения, основываясь при этом на следующих положениях.

1. Яшмовые толщи залегают в верхних частях вулканогенно-осадочных комплексов, т. е. образуются главным образом в заключительную стадию извержений, когда особенно активно проявлялась фумарольная деятельность.

2. Постоянный кварцевый состав даже сравнительно молодых яшм свидетельствует, что их перекристаллизация происходила значительно скорее, чем у других кварц-халцедоновых пород. Это объясняется, очевидно, особенностями образования яшмовых толщ из пересыщенных растворов в условиях повышенных давлений и температур (см. гл. I). Об этом же свидетельствует почти полное отсутствие в яшмах широко развитых у других представителей силицитов колломорфных структур и конкреционных образований. При гальмиролизе накопление и перекристаллизация кремнезема происходили при температурах и давлениях, близких к обычным, и протекали сравнительно медленно, что в конечном счете приводило к смешанному кварц-халцедоновому составу пород и интенсивному конкрециообразованию.

Во время фумарольной деятельности вместе с кремнеземом в бассейн осадконакопления поступали, иногда в большом количестве, железо и марганец, которые частично выпадали из растворов вместе с кремнеземом. Этим и объясняется обычно пестрая окраска большинства разновидностей яшм (красная всех оттенков, розовая, желтая, бурая, коричневая, зеленая и различные их комбинации) (табл. 50, 51).

Яшмы на 65—98% сложены кремнеземом, представленным очень микрозернистым (2—4 микрона) кварцем. Существенно кварцевый состав яшм устанавливается в настоящее время многими исследователями (Дэна и др., 1966) и является их характернейшим признаком. Кроме кремнезема, в состав яшм входят красящие окислы железа и марганца, глинистые и слюдяные частицы, сильно понижающие твердость яшмы. Нередко они содержат большое количество скелетов кремневых организмов, преимущественно радиолярий (табл. 49, 53). Изредка в них встречаются спикулы губок и остатки известковых организмов, чаще фораминифер. В большинстве случаев степень сохранности органических остатков очень плохая. Чаще наблюдаются реликты организмов, нацело перекристаллизованные и сохранившие неясные контуры. В толще яшм порой наблюдается весьма тонкое переслаивание разностей, то

с обильными реликтами организмов, то не содержащих таковых. Это свидетельствует, по-видимому, о пульсационном действии поставляющих кремнезем струй, в том числе фумарол, обусловившем чередование органогенных и хемогенных осадков. Затухание фумарольной деятельности влекло за собой, очевидно, бурный расцвет радиоляриевой фауны, а возобновление выходов горячих вулканических газов приводило к их массовой гибели.

Структуры яшм не отличаются большим разнообразием. Для разновидностей, содержащих значительное количество остатков организмов, характерны реликтовые органогенные структуры (табл. 49, фиг. 2, 3; табл. 53, фиг. 1). Безрадиоляриевые яшмы обладают криптокристаллической структурой (табл. 52, фиг. 2). Часто встречаются смешанные структуры — криптокристаллические или микрозернистые с реликтами органогенной (табл. 53, фиг. 2; табл. 54). Сравнительно редко в яшмах встречается брекчиевидная структура, обусловленная присутствием в породе угловатых обломков силицитов, сцементированных кремнистым же веществом. При катагенезе или метаморфизме в яшмах могут образовываться различные вторичные кристаллобластические (преимущественно гранобластические) структуры. При этом сама порода уже будет соответствовать микрозернистому кварциту (табл. 55). В электронном микроскопе для яшм характерна различной зернистости новакулитовая структура (см. гл. IV, 7).

Яшмы используются в промышленности как твердый, прочный и красивый декоративный камень для различных ценных поделок и в ювелирном деле. «Чистые», не загрязненные посторонними включениями разновидности могут применяться в абразивной промышленности. В ряде областей Урала, Алтая и Казахстана имеются издавна известные значительные пригодные для разработки месторождения разноцветных яшм, своеобразных по цветовым оттенкам и орнаментам, которые могут быть использованы в облицовке зданий, ювелирном деле.

К яшмам часто неправильно относят, особенно в технических справочниках для промышленности, внешне похожие на них кремнистые породы неосадочного происхождения. Речь идет о яшмоидах, вторичных силицитах, образовавшихся в результате замещения кремнеземом при гипергенных, гидротермальных или метаморфических процессах различных осадочных, изверженных и метаморфических пород. К таким породам относятся заполнения — жеоде, сходные с пластами яшм, различные нацело окремненные метаморфические сланцы, известняки, мергели, кварциты, а также фельзиты, кварцевые порфиры и их туфы. Так, в результате вторичного окремнения образовались коргонские «яшмы» Алтая, калканские «яшмы» Урала и др., не являющиеся в действительности яшмами, хотя по целому ряду свойств и напоминающие их. Подобного типа породы следует объединять под общим названием «яшмоидов». Если есть возможность определить, по какой первичной породе образовались такие силициты, то следует отмечать это в их названии (например яшмоиды по фельзит-порфирам или по известнякам). На Урале и в Казахстане вместо термина «красные яшмоиды» часто употребляют название «кремнисто-гематитовые породы».

Яшмоиды могут быть пластообразными или же линзовидными и неправильной формы образованиями. Это зависит от формы первичной породы, а также от фронта окремнения. Они сложены халцедоном, кварцем и реликтами первичного вещества, которое может и отсутствовать. Для яшмоидов характерны различные структуры замещения, криптогенные, крустификационные, микрозернистые. Часто могут встречаться колломорфные образования. Цвет яшмоидов также может быть самым различным, как пестрым, так и монотонным.

Некоторые яшмоиды образуются при контактово-метаморфических изменениях, возникающих в результате воздействия интрузивных масс на вмещающие породы, и являются по существу роговиками. Однако этого термина, даже в применении к вторичным кремнистым породам, следует избегать, так как им обозначаются все контактово-метаморфические породы, в том числе и те, в которых отсутствуют какие-либо следы окремнения.

6. ЯШМОВИДНЫЕ ПОРОДЫ (ТАБЛ. 55—61)

Некоторые разновидности преимущественно палеозойских силицитов, называемые фтанитами, лидитами и кремнистыми сланцами, в литературе часто объединяются под названием «яшмовидные породы». Это суммарное обозначение вызвано некоторым сходством с яшмами, особенно их поведением в процессе шлифования и полировки (табл. 56, фиг. 1, 3). Силициты, обозначаемые этими терминами, вместе с яшмами, поскольку их изучали не совсем точными методами, относились к одной группе кварц-халцедоновых пород. Можно предположить, что «яшмовидность» этих пород заключалась еще и в том, что, как и яшмы, они парагенетически часто связаны с вулканогенными образованиями.

Ясных, совершенно четких отличий лидитов, фтанитов и кремнистых сланцев друг от друга по существу не установлено. Поэтому эти термины употребляются то как синонимы, то как обозначающие и отражающие какие-либо дополнительные признаки «яшмовидных» силицитов — примесь глинистого или углистого вещества, цвет, характер пластовой отдельности и сланцеватости. Минералогические или генетические различия этих пород неизвестны.

В настоящее время трудно установить точный эквивалент породы, которая много веков назад была названа лидитом, или фтанитом. Термин «лидит» произошел от названия древнеримской провинции Лидия в Малой Азии, а «фтанит» — от греческого «ftano» — предворяю, т. е. является, по-видимому, предварительным обозначением породы.

Более тонкие методы исследования, позволяющие достаточно надежно определять минеральный состав силицитов (электронная микроскопия и др.), появились недавно. До этого же времени даже в поляризационном микроскопе состав силицита не всегда мог быть точно установлен. Тем более сложным было определение характерных особенностей для представителей еще слабо изученной группы кремнистых пород в начальный период применения рассматриваемых терминов. В дальнейшем в связи с отсутствием точных диагностических методов для определения и изучения специфических свойств той или иной кремнистой породы, а также вследствие большого макроскопического сходства многих силицитов новые термины могли применяться к различным породам. Это в конечном счете и привело к нечеткости в употреблении терминов, «фтанит», «лидит» и «кремнистый сланец». Р. Хааге в своей статье (Haage, 1966) приводит различные мнения авторов по поводу содержания терминов «лидит» и «кремнистый сланец».

Все рассматриваемые термины применяются к пластовым осадочным кремнистым породам плотного массивного сложения. Не вызывает возражения и смешанный кварц-халцедоновый состав этих пород (Бушинский, 1958; Рухин, 1961 и др.), в чем и заключается их основное отличие от яшм, представляющих собой полнокристаллические образования, полностью сложенные микрокристаллическим кварцем. Другим важным отличием от яшм многие исследователи считают преимущественно темную до черных (особенно у лидитов) окраску пород из группы «яшмовидных» силицитов, связанную с присутствием в них тонкорассеянного битуминозного или углистого вещества (табл. 56, фиг. 2). Последний признак не имеет абсолютного значения, так как среди яшм также встречаются темные и даже черные разновидности, а среди

фтанитов и кремнистых сланцев могут быть зеленые, розовые, коричневые и синеватые образцы (табл. 56, фиг. 1, 3; табл. 57).

Как и в других пластовых (осадочных) кремнистых породах, в лититах, фтанитах и кремнистых сланцах могут присутствовать скелеты кремневых организмов (главным образом радиолярии) или их реликты. В связи с этим наряду с криптокристаллической основной массой эти породы могут обладать органогенными или реликтовыми органогенными структурами (табл. 58, фиг. 1, 3). Кроме того, в них могут быть развиты колломорфные структуры, обычно различной величины и формы конкреционные образования (табл. 59, фиг. 1). У древних представителей фтанитов, лититов и кремнистых сланцев может встречаться полнокристаллическая кристаллически-зернистая структура (табл. 59, фиг. 3).

Перечисленные особенности группы «яшмовидных» кремнистых пород достаточно характерны, поэтому они сравнительно легко отличимы от других силицитов. Как уже отмечалось, породы описываемой группы часто входят в состав некоторых вулканогенно-осадочных ассоциаций, но также могут образовывать и самостоятельные толщи, где непосредственной связи с вулканитами не устанавливается.

Кроме особенностей, общих для всей группы «яшмовидных» кремнистых пород, некоторыми авторами отмечается ряд второстепенных свойств. Так, фтанитам свойственно меньшее количество посторонних включений, отчего они бывают сравнительно более светлоокрашенными и толстоплитчатыми; для лититов большинством исследователей подчеркивается почти черный, иногда «смоляной» цвет (Рухин, 1961; Naage, 1966 и др.) (табл. 56, фиг. 2; табл. 60, фиг. 1).

Термин «кремнистые сланцы» употребляется обычно для кремнистых пород, обладающих сланцеватой текстурой, связанной с присутствием значительного количества глинистого вещества. Они часто встречаются совместно с глинистыми, кремнисто-глинистыми и глинисто-кремнистыми сланцами, т. е. являются одними из представителей смешанных отложений в ряду кремнистых — глинистых породы. Соответствующие термины для различных представителей этого ряда смешанных пород рекомендуется употреблять при следующих соотношениях кремнистого и глинистого вещества:

кремнистый сланец	—	содержание глинистой части не более 25%
глинисто-кремнистый сланец	—	» » от 25 до 50%
кремнисто-глинистый сланец	—	» » кремнистой » от 25 до 50%
слабокремнистый глинистый сланец или кремнистый аргиллит	—	содержание кремнистой части не более 25%.

При полевых исследованиях относительное содержание глинистого и кремнистого вещества в породе можно определить по толщине плиток пластовой отдельности. Давно отмечено, что чем больше глинистого вещества в породе, тем они тоньше, тем выше сланцеватость в породе. Л. Д. Медведев в диссертации (1963), посвященной литологии кремнистых отложений хребта Джетым-Тоо в Центральном Тянь-Шане, установил, что при толщине плиток пластовой отдельности менее 1 см отношение глинистой и кремнистой частей в породе составляет 2:1, при толщине 1—5 см 1:1, при 5—30 см 1:2. При большей чистоте кремнистого вещества толщина плиток пластовой отдельности будет больше 30 см.

Еще Г. И. Теодорович (1958) предложил много названий для смешанных кремнисто-глинистых, кремнисто-известняковых, кремнисто-фосфатных, кремнисто-сидеритовых, кремнисто-сульфатных и других пород. Даже небольшая доля кремнистости изменяет облик смешанных тонкозернистых пород в сторону стекловатости, поэтому Г. И. Теодорович считает целесообразным называть подобные переходные градации пород витромергелями, витроаргиллитами и т. д.

Среди яшмовидных кремнистых пород, развитых в районах вулканических проявлений, часто встречаются разности, содержащие примесь пепловых частиц. Такие образования иногда неудачно называют кремнистыми туфами. Однако этот термин следует употреблять только как синоним термина «гейзерит», который по аналогии с известковистыми туфами представляет собой характерные натеки и корки, образующиеся в местах выходов на поверхность минерализованных гидротерм. Масивные же кремнистые породы, содержащие пепловый материал, т. е. представляющие собой вулканогенно-осадочные образования, следует называть кремнистыми туффитами. Облик их довольно различен. Обычно это окрашенные в зеленоватые или серовато-желтые тона породы, содержащие кроме пепловых частиц и кремнезема глинистое вещество и редкие остатки радиолярий.

Помимо всех перечисленных разновидностей силицитов существует группа существенно халцедоновых образований, также не имеющая прямого отношения к осадочным породам. Они возникают при циркуляции обогащенных кремнеземом растворов в пустотах и трещинах горных пород. Осаждающийся при этом в виде жеод или жил кремнезем часто используется в качестве поделочного цветного камня и в зависимости от окраски и рисунка известен под различными названиями — агат, оникс, сердолик, карнеол, гелиотроп и др.

7. ХАРАКТЕРНЫЕ МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПОВЕРХНОСТЕЙ КРЕМНИСТЫХ ПОРОД ПОД ЭЛЕКТРОННЫМ МИКРОСКОПОМ (ТАБЛ. 62—68)

Изучение в шлифах весьма тонкозернистых пород, таких, как глины, некоторые карбонаты и силициты, не всегда позволяет точно определить их состав. В этих случаях для точной диагностики слагающих их минеральных частиц применяются методы рентгеноструктурного, электроннографического, термического и электронномикроскопического анализов. Эти методы уже достаточно давно и успешно используются при исследованиях глин и сравнительно недавно некоторые из них стали применяться при изучении карбонатов и силицитов. Однако при изучении силицитов исследователь по-прежнему сталкивается с определенными трудностями. Дело в том что, как оказалось, рентгеноструктурный и термический методы позволяют определять в них только кристаллическую часть, которая может составлять лишь незначительную долю породы.

В настоящее время известно, что первичный аморфный гель кремнекислоты по мере затвердевания и дальнейшей перекристаллизации постепенно проходит через стадии α -кристобалита, кристобалита, халцедона и в конечном счете превращается в кварц (Бардоши и др., 1965). Опаловое вещество уже на первых этапах диагенеза начинает раскристаллизовываться в кристобалит. Поэтому рентгенограммы опаловых пород определяют их как кристобалитовые, даже если кристобалит слагает ничтожную долю породы. То же самое наблюдается при рентгеноструктурном (или термическом) исследовании халцедонов. Всегда присутствующий в том или ином количестве в халцедоне кварц будет давать на рентгенограммах или термограммах соответствующую картину α -кварца.

Надежно различать опаловые, халцедоновые, кварцевые или смешанного состава силициты можно в электронном микроскопе. Необходимость таких исследований возникает, когда в обычном микроскопе невозможно достаточно точно определить ультратонкое сложение и состав силицита. Это часто случается при изучении палеозойских, реже мезозойских кремнистых пород, сложенных кварцем и халцедоном, присутствующими как в мономинеральном виде (кварц), так и в различ-

ных количественных соотношениях, пропитанных окислами железа и содержащих другие посторонние примеси.

При изучении горных пород в электронном микроскопе наиболее распространен и достаточно прост метод реплик, заключающийся в том, что в данном случае исследуется не сам образец, а тонкая пленка (реплика), нанесенная на поверхность образца и представляющая собой зеркальное отражение строения этой поверхности. Это связано с тем, что при чрезвычайно слабой проникающей способности пучка электронов требуется получение очень тонких срезов породы, технология приготовления которых еще недостаточно разработана. Применяются методы приготовления двухступенчатых и одноступенчатых реплик. Двухступенчатый метод удобен тем, что не требует специальных растворителей. Для этой цели обычно употребляется желатин, который наносится на поверхность свежего скола породы, на него затем напыляется (в вакууме) тонкая пленка угля, хрома или платины. Пленка отделяется от желатина в горячей воде. Недостаток такого метода заключается в некотором искажении получаемой картины исследуемой поверхности. Одноступенчатые реплики получаются при непосредственном напылении на кусочек породы и последующем его растворении для отделения пленки. Для кремнистых пород в качестве растворителя применяется плавиковая кислота. Если исследуемый образец содержит много органического вещества (углистых или битуминозных частиц), следует применять двухступенчатые реплики, так как плавиковая кислота не растворяет органическое вещество и реплика получается очень грязной или не получается совсем. Ясно, что таким путем удастся изучать лишь форму минеральных выделений в породе и взаимное соотношение этих форм, т. е. структуру поверхности исследуемого образца.

Еще Р. Фолк и Ч. Уивер (Folk, Weaver, 1952) в результате проведенных ими электронномикроскопических исследований методом двухступенчатых реплик выделили три структурных (морфологических) типа поверхности кремнистых пород — новакулитовый, губчатый и промежуточный (табл. 62 и 63, фиг. 1, 2). Новакулитовый тип поверхности (гладкоблоковый, по И. В. Хворовой и А. Л. Дмитрику, 1969) был установлен на образцах знаменитых арканзасских новакулитов, где он определяется равномерным сложением породы характерными, хорошо ограниченными кристаллами кварца. По-видимому, вследствие применения методики двухступенчатых реплик контуры кристаллов кварца на приложенных к работе иллюстрациях несколько закруглены и напоминают поверхность мыльной пены. Одноступенчатые реплики не дают такого эффекта. Губчатый тип поверхности характерен для пород халцедонного состава. Здесь отсутствуют какие-либо крастиллографические формы, и поверхность представляет собой совокупность более или менее параллельных изломанных вытянутых линий. Между изломами соседних линий образуются своеобразные формы, слегка напоминающие губковые поры. Промежуточный тип поверхности — это переходная стадия от губчатого к новакулитовому типу, он характерен для пород, сложенных одновременно халцедоном и кварцем.

Следом за Р. Фолком и Ч. Уивером электронный микроскоп стал применяться для изучения кремнистых пород целым рядом зарубежных и отечественных исследователей. Так, Хильдегард Хосс (Hoss, 1959), проводившая петрографические исследования кульмских кремнистых пород, в 1959 г. получила несколько очень характерных электронных снимков поверхностей белого и коричневого халцедона и кремнистых сланцев. Ею же были изучены в электронном микроскопе некоторые диатомиты. Х. Кайбара (Kaibara, 1964) обнаружил новакулитовый тип поверхности в слоистых марганценовых кремнистых породах округа Тамба (к северо-западу от Киото) (табл. 63, фиг. 3). А. Олдершоу (Oldershaw, 1968) исследовал методом реплик слоистые силициты кар-

бона Северного Уэlsa, отличающиеся чередованием темных, обогащенных органическим веществом и глинистыми частицами прослоев, со светлыми, почти лишенными этих примесей.

В результате он выяснил, что губчатый тип поверхности, наблюдаемый в репликах пород, сложенных халцедоном, обусловлен двумя причинами: 1) обилием примесей в породе, 2) высокой концентрацией SiO_2 в первоначальной осадке, приводившей, согласно законам кристаллохимии, к паузам в кристаллизации и появлению в кристаллах пор, заполненных жидкостью.

Соответственно отсутствию примесей и низкая концентрация SiO_2 в осадке способствовали образованию новакулитового типа поверхности в породах, состоящих из мелкокристаллического кварца. В лаборатории электронной микроскопии ВСЕГЕИ В. А. Шитовым и В. Н. Яшновой были получены реплики различных типов кремнистых пород из коллекций Н. С. Забалуевой (Приморский край, о. Караганский, Камчатка, оз. Севан в Забайкалье), В. Н. Кондитерова (Центральный Сихотэ-Алинь), А. Д. Петровского и А. В. Хабакова (Южный Урал, Центральный Казахстан, Средняя Азия) и др.

А. Д. Петровский и В. А. Шитов (1966), применив метод самооттененных одноступенчатых угольных реплик, впервые предложенный Д. Брэдли (Bradley, 1956), изучили более 200 препаратов из кремнистых пород разрезов нижнего и среднего палеозоя Южного Урала, Центрального Казахстана и Средней Азии. При этом удалось получить определенные характеристики различных типов кремнистых пород (лидитов, фтанитов, кремнистых сланцев, яшм и кремнистых туффитов), а также выделить различные электронномикроскопические структуры изученных силицитов. В основу работы был положен метод сравнения реплик изучаемых образцов с репликами типичных опалов, халцедонов, агатов, яшм. Исследования показали, что все палеозойские силициты по составу можно разделить на две большие группы — группу кварцевых и группу кварц-халцедоновых пород.

К первой группе относятся кремнистые породы яшмовых формаций — яшмы. Независимо от окраски (обычно пестрой, реже монотонной), типов слоистости, толщины плиток пластовой отдельности все яшмы обладают полнокристаллической структурой, сложены хорошо ограниченными, иногда sdвойникованными кристаллами кварца, довольно разномзернистого в пределах одного образца. Размеры кристаллов в разных разновидностях колеблются от 0,5 до 10 мк, но обычно преобладают 2—4 мк. На гранях крупных кристаллов кварца часто можно видеть характерные вицинальные структуры. Кроме кварца, в составе почти всех образцов яшм присутствуют удлиненные листочки слюдоподобных минералов с хорошо выраженными линиями спайности. Следует подчеркнуть, что характерной особенностью всех яшм является полное отсутствие в их составе халцедона. Структуры поверхности яшм аналогичны новакулитовому типу, в пределах которого можно выделить несколько разновидностей. По размеру кварцевых кристаллов различаются: а) микрозернистая новакулитовая структура — размер кристаллов меньше 1 мк, б) мелкозернистая (1—2,5 мк), в) среднезернистая (2,5—5 мк) и г) крупнозернистая — больше 5 мк (табл. 64 и 65). По степени выдержанности размера кристаллов различаются равно- и неравнозернистые структуры. Среди образцов изученных яшм преобладают среднезернистые равнозернистые их представители. Несколько иной облик имеют залегающие среди яшм разновидности, которые мы назвали яшмовыми туффитами. Они отличаются хорошо заметными, сглаженными контурами кристаллов.

Следует отметить, что новакулитовый тип поверхности можно наблюдать у халцедонов и существенно халцедоновых пород (лидитов, фтанитов, кремнистых сланцев), но лишь на отдельных раскристаллизо-

ванных участках породы, прилегающих обычно к зонам микротрещин. Иногда по микротрещинкам развиваются заметно ориентированные кристаллы кварца. Такие породы составляют вторую группу — кварц-халцедоновых пород, куда входит основная масса палеозойских силицитов. Породы этой группы обладают неполнокристаллической структурой, сложены халцедоном и кварцем в различных количественных соотношениях, а также редкими чешуйками слюдистых минералов. В зависимости от степени раскристаллизованности халцедоновой массы в этой группе пород выделяется несколько структур поверхности: литоидная, псевдоглобулярная, петельчатая и ячеистая.

1. Литоидная (или стекловатая) структура характеризуется ровной поверхностью реплики с редкими микротрещинками, рисунок которых напоминает поверхность раковистого излома (табл. 66, фиг. 1). Такие структуры в электронном микроскопе наблюдаются, по-видимому, в тех случаях, когда кремнезем силицита плохо раскристаллизован. Следует также иметь в виду, что аналогичная картина поверхности скола встречается если в поле зрения попал достаточно крупный для электронных увеличений кристалл кварца, в связи с чем доступны наблюдению лишь его отдельные фрагменты.

2. Псевдоглобулярная структура отличается повсеместным присутствием в реплике округлых образований — глобулей, которые являлись, по-видимому, зародышами будущих кристаллов. В отличие от типичной глобулярной структуры, характерной для опаловых пород, в глобулях изученных силицитов при крупных увеличениях (25 000 и более) видны элементы четырех- и шестиугольной огранки. Поэтому такая структура названа псевдоглобулярной. Для нее характерны редкие мелкие глобули, рассеянные в литоидной основной массе (табл. 66, фиг. 2).

3. Петельчатая структура образуется, когда псевдоглобули в репликах расположены очень кучно и контуры их, переплетаясь между собой, образуют замысловатый рисунок, похожий на скопление петлевидных форм (табл. 66, фиг. 3). В случае, когда огранка глобулей выражена слабо, образуется округлопетельчатая структура, а когда огранка хорошо заметна — угловато-петельчатая (табл. 67). Петельчатая структура ближе всего соответствует губчатому типу, выделенному Р. Фолком и Ч. Уивером (Folk, Weaver, 1952).

4. Ячеистая (или субновакулитовая) структура напоминает промежуточный тип поверхности по Р. Фолку и Ч. Уиверу. Она характеризуется появлением в реплике слабовыраженных (нерельефных), но достаточно четко заметных кристаллических очертаний (табл. 68).

Таким образом, электронномикроскопическое изучение силицитов позволяет определять состав породы и степень ее раскристаллизованности. Известно, что с течением времени при диагенезе и эпигенезе опал постепенно превращается в халцедон, а затем и в кварц. Казалось бы, чем древнее кремневая порода, тем больше кварца в ее минеральном составе. Однако это не совсем так. Если мы будем сравнивать, например, фтанит девонского и кембрийского возраста, то действительно, как правило, последний полнее раскристаллизован, но при сравнении того же кембрийского фтанита с силурийской или девонской яшмой наблюдается обратное. Следовательно, кроме времени, существуют еще какие-то условия, определенным образом влияющие на конечный состав силицита. По данным Д. Дэна и др. (1966), влияние могут оказывать условия повышенных температуры и давления. Опытным путем установлено, что из искусственных гелей кремнекислоты при их старении в условиях обычных температур и давлений образуется субмикроскопический опаловый кристаллит. При гидротермальной обработке этот процесс протекает несколько быстрее. При более высоких температурах в воде или в перегретом паре гель кремнекислоты может превращаться в кварц. Установлено также, что гялит (разновидность опала) превращается

в кварц в результате воздействия направленного давления при одновременно большом всестороннем давлении.

Из сказанного вытекает, что кварцевый состав яшм и кварц-халцедоновый состав фтанитов, литов и кремнистых сланцев не является случайным, а определяется различными условиями образования этих пород. Кремнистые осадки, образующиеся в период поствулканической деятельности в местах выходов обильных фумарол, по-видимому, значительно быстро превращаются в породы кварцевого состава — яшмы. Осадки, отложение которых было оторвано от вулканических процессов во времени и пространстве, не испытывали такого влияния, перекристаллизация их происходила обычным медленным путем и из них образовывались впоследствии породы кварц-халцедоновой группы.

Некоторые кремнистые породы кварцевого состава могли, по-видимому, образовываться иначе, чем яшмы, т. е. без непосредственного участия вулканических процессов. Так, видимо, образовались арканзасские новакулиты миссисипской (девон — нижний карбон) формации Уачито в Северной Америке (Goldstein, 1953, 1959). Эти очень равнозернистые кварцевые силициты присутствуют в разрезах, не содержащих вулканических пород (хотя в шлифах местами наблюдаются частицы вулканического пепла). Образование новакулитов, возможно, было обусловлено повышенными давлениями или иными, не известными нам причинами. Не исключена также возможность вторичного их происхождения в результате окварцевания тонкозернистых карбонатных пород (Harlton, 1953) ¹.

В статье И. В. Хворовой и А. Л. Дмитрика (1969 г.) «Электронно-микроскопическое изучение кремнистых пород и вопросы их постседиментационного формирования» приводится интересный материал по изучению поверхностей скола ряда кремнистых пород, в том числе опок и порцелланитов. Данные исследований И. В. Хворовой и А. Л. Дмитрика в настоящей работе использованы лишь частично. Следует отметить выделяемые авторами на основе изучения реплик кремнистых пород стадии их формирования: диагенетическую, когда осадок представлял собой, по-видимому, твердый гидрогель — опал; катагенетическую, состоящую из трех этапов (первый — частичная раскристаллизация опала в кристобалит и некоторая потеря воды, остающейся «...в виде мельчайших пузырьков, сливающихся в капиллярные трубки». «Опока и порцелланиты отражают этот этап развития» (1969, стр. 14); второй — дальнейшее обезвоживание породы, почти полное исчезновение опала, переход кристобалита в кварц, а также образование характерных структурных и минералогических особенностей фтанитов и яшм; третий — коррозия пороодообразующих кристаллов интерстиционными водами).

В заключение И. В. Хворова и А. Л. Дмитрик отмечают, что «это — предварительные данные, требующие проверки. Необходимо накопить большой материал, чтобы «репликовый» микроструктурный анализ мог использоваться для классификации и определения пород».

8. ОБЛОМОЧНЫЕ КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ (ТАБЛ. 69—75)

Конгломераты, а тем более песчаники и алевролиты, состоящие из окатанных обломков кремнистых пород, формирующихся за счет размы-

¹ Таким образом, уточняя генезис новакулитов методом реплик, следует также принимать во внимание распространенные мнения о возможном их происхождении: а) в условиях устойчивой седиментации исключительно тонкозернистых кремнистых илов среди передовых прогибов геосинклиналей и б) в условиях медленного выщелачивания на известняках. Яшмы и новакулиты являются относительно лучше изученными видами среди кремнистых осадочных горных пород. Значительно слабее известны по микроструктурам и в электронном микроскопе почти совсем не рассматривались диатомиты — трепелы, опалы, гейзериты. Расширение в дальнейшем областей применения в литологии электронного микроскопа может дать много нового. — *Прим. ред.*

ва даже близлежащих участков суши, являются довольно редким и локальным явлением. Обычно обломки кремнистых пород играют в обломочных породах подчиненную роль, как, например, в конгломератах сибура Кузнецкого Алатау (Чураков, 1931), где они составляют 20—25%. Брекчии такого состава развиты сугубо локально.

Можно обратить внимание на: 1) внутриформационные брекчии, конгломераты, реже песчаники, встречающиеся в различных толщах кремнистых пород; 2) сингенетические брекчии и конгломераты, образовавшиеся при подводных оползнях, сопровождавших формирование кремнистых толщ; 3) брекчии и конгломераты, связанные с местными размывами кремнистой коры выветривания; 4) брекчии и конгломераты, образовавшиеся при «карстовом» обогащении и последующем сгущении конкреций и других кремневых образований из карбонатных толщ; 5) псевдобрекчии и псевдоконгломераты тектонического и метасоматического происхождения (называются иногда брекчиевидными и конгломератовидными кремнистыми породами).

Кремнистые брекчии, конгломераты, гравелиты и песчаники образуют иногда прослой в яшмовых и фтанитовых толщах мощностью до нескольких десятков метров. А. Д. Петровский, изучая такие образования в силурийских толщах Южного Урала, наблюдал определенное изменение величины обломков и их окатанности от подошвы прослоев к их кровле. Внизу находятся брекчии, затем переходящие в конгломераты, гравелиты и песчаники. Обломки кремнистых пород имеют различную окраску, аналогично прослоям вмещающих кремнистых пород. В. Л. Либровичу удалось наблюдать небольшие прослойки кремневых конгломератов в кембрийской фосфоритонесущей толще хребта Каратау в Казахстане. Здесь имеются пачки черных кремней типа фтанитов мощностью в несколько метров. На границе этих пачек с другими отложениями, а иногда и внутри пачек наблюдаются тонкие линзы и прослойки, состоящие из гальки тех же черных кремней с карбонатным и кремнистым цементом. Подобного рода прослойки или линзы кремнистых галечников встречаются иногда в толщах диатомитов, спонголитов и т. п.

Оригинальная кремнистая брекчия обнаружена в четвертичных отложениях Голландии (Van Straaten, 1945). Обломки брекчии представляют собой мелкозернистый кварцевый песчаник, сцементированный опалово-халцедоновым цементом. Сами обломки также цементируются аналогичным цементом. В брекчии имеются мелкие каверны, стенки которых выстланы кварцем (табл. 70а).

Состав галечника, образовавшегося при размыве различных кремнистых пород, был изучен М. Гюлинка (Gulinsk, 1960) из плиоценовых отложений Бельгии. В галечнике обнаружено до 21% хорошо окатанной гальки яшм величиной около 2 см в диаметре, около 7% обломков гэзов¹ глобулярной структуры величиной свыше 3 см, примесь остатков кремневых губок, агатов и гравия и гальки кварца диаметром от 3 до 15 мм. Галька кварца обычно имеет дискоидальную форму с отношениями основных параметров $a : b : c = 1 : 1,25 : 2,40$. Примесь обломков другого состава весьма значительна, но сильно варьирует.

Сингенетичные конгломераты и брекчии подробно описаны Дж. Рэпсоном (Rapson, 1962). Он считает, что при подводных оползнях происходит образование брекчий в уже литифицированных участках слоистых кремнистых осадков, а также конгломератов — окатышей еще нелитифицированных прослоев. Материал брекчий может тут же переотлагаться и окатываться с образованием конгломератов, гравелитов и пр. образо-

¹ Под «гэзами» М. Гюлинка подразумевает опалово-халцедоновые породы, имеющие инкрустационную глобулярную структуру, причем в них немногочисленные обломки преимущественно кварца тоже окружены отчетливыми инкрустационными оболочками халцедона.

ванию брекчий также способствуют трещины синерезиса, столь частые в кремнистых осадках (Kolodny, 1969) (табл. 71 и 75).

Характерной особенностью брекчий и конгломератов подводнооползневое происхождения является их связь с пачками, в которых проявлены оползневые дислокации, переход в «закрутыши» и т. п.

Брекчий, конгломераты и гравелиты, связанные с процессами карста и размыва карбонатных толщ, распространены незначительно, но часто являются весьма важными показателями размыва и континентального перерыва. Ю. Р. Беккер обнаружил кремнистые конгломераты этого типа на Урале, в бассейне рек Юрюзани и Ая в подошве ашинской серии. Они состоят из хорошо окатанной гальки кремня, изредка со сферолитами халцедона. По окраске и деталям микростроения кремневые гальки, которые составляют до 70—75% породы, не отличимы от кремневых стяжений в карбонатных отложениях миньярской свиты докембрия. Мощность таких прослоев составляет всего 10—15 см (табл. 116).

Следует отметить, что скопления конкреций и других кремневых образований в карбонатных породах далеко не всегда образуют самостоятельные прослои. В ряде случаев галька и гравий рассеяны в массе мела, причем в меловых отложениях Англии такие образования, состоящие из белого мела с включениями черных или серых галек кремня, приобрели название «пудлинги».

Естественно, что более редкими являются скопления обломков окремнелых стволов деревьев, которые были обнаружены в ряде стран — в СССР (Приуралье, Казахстан, Узбекистан и др.), Северной Америке и др. По мнению К. Кея (Kaue, 1964), в штате Массачусетс (США) эти обломки переносились ледниками и в связи с особой устойчивостью кремня отбирались и сосредоточивались по путям ледника; по их распределению можно судить о направлениях движения льда.¹

Следует отметить, что существуют микроскопические кремнистые образования, представляющие собой результат окремнения — заполнения кремнеземом клеток поверхностного слоя травянистых растений. Обломки таких образований, имеющих размеры в несколько десятков микрон, распространены, как оказалось, довольно широко в отложениях разного возраста — от мела до четвертичных (Jones, 1964). Эти образования называются опаловыми фитолитами (opal phytoliths) (табл. 72, фиг. 2).

Среди кремнистых пород значительную роль играют псевдобрекчий и псевдоконгломераты тектонического и метасоматического происхождения (табл. 73 и 74). Можно сказать, что в связи с повышенной способностью кремнистых пород образовывать трещины большинство пластов геосинклинальных кремнистых толщ, смятых в складки и иногда метаморфизованных, превращены в своеобразные псевдобрекчий.

Многочисленные трещины различных размеров пронизывают эти пласты, превращая их поверхности в мозаику мелких обломков, что хорошо видно как в образцах, так и в шлифах. Трещины обычно заполнены кварцем, реже карбонатами и другими минералами. Смещение отдельных обломков незначительно и чаще наблюдается в шлифах (табл. 74, фиг. 1). Ориентировка подобных трещин в основном совпадает с ориентировкой тектонических трещин данной структуры.

Замещение кремнеземом карбонатных и других брекчий, конгломератов и т. п. отмечалось различными авторами. По существу это реликтовые структуры, которые будут рассмотрены далее.

В. Г. Махлаев (1960) описывает гипергенно-окремнелые конгломераты в девонских отложениях Русской платформы. Л. И. Боровиков

¹ П. А. Земятченский высказал предположение о роли «холодного поверхностного окремнения» известняковых четвертичных валунов, также возможно способствовавшего отбору кремней среди области рассеяния валунного материала. — *Прим. ред.*

(1955) отмечает присутствие галек полностью окремнелых оолитовых карбонатных пород в отложениях нижнего палеозоя западной части Центрального Казахстана. Подобных примеров можно привести много. Следует прежде всего обратить внимание на то, что структуры пород различного происхождения могут не иметь каких-либо ярких различий. В каждом конкретном случае в первую очередь необходим анализ геологической обстановки, вещественного и минерального состава и взаимоотношений различных элементов пород.

9. КРЕМНЕВЫЕ КОНКРЕЦИИ (ТАБЛ. 76—86)

Стяжения кремня издавна привлекали к себе внимание (Г. К. Сорби); фундаментальные описания, в частности, имеются в трудах Л. Кайе (Cayeux, 1929), К. Пельто (Pelto, 1956) и др. Одно из наиболее полных и хорошо иллюстрированных описаний кремневых конкреций в толще писчего мела Днепровско-Донецкой впадины имеется у Г. И. Бушинского (1954), который считает, что конкреции являются метасоматическими образованиями, но их нельзя назвать псевдоморфозами, так как они не воспроизводят какую-либо определенную форму. В кремневых конкрециях, представляющих собой стяжения кремня самой разнообразной формы и часто больших размеров, иногда сохраняются различные реликтовые структуры.

По вопросу, к какой стадии литогенеза относятся образования кремневых конкреций, имеются различные мнения (Вишняков, 1953; Перес, 1964; Бушинский, 1954; Rutten, 1957). Обзор распространенности и физико-географических условий развития конкреций имеется в книге А. В. Македонова (1966).

Большинство исследователей придерживается мнения о диагенетическом происхождении кремневых конкреций. Важнейшим доказательством этого является хорошая сохранность в конкрециях органических остатков и некоторых легко поддающихся выветриванию минералов (пирит, глауконит и пр.), в окружающей породе часто не сохраняющихся. Мнение о сингенетичном (т. е. одновременном с осадком) образовании конкреций кремния мало распространено. Н. Прокопович (Prokopyevich, 1953) высказал предположение об образовании конкреций в доломитах нижнего ордовика Висконсина (Северная Америка) за счет перекатывания отдельных сгустков кремневого геля по поверхности карбонатного осадка. В дальнейшем такие «окатыши» подвергались усыханию и растрескиванию (табл. 76, фиг. 1—7). Однако если учесть, что синерезис (усыхание кремневого геля) может происходить и в осадке, содержащем воду, как это определенно доказано опытами, то представления Н. Прокоповича являются мало обоснованными.

В статье Л. Гарриса (Harris, 1958) о сингенетичном происхождении кремневых конкреций в ордовикских известняках Виргинии (Северная Америка) приводятся иллюстрации, на которых показано, что каждая конкреция окружена трещинами усыхания карбонатного ила. Такое положение конкреций скорее всего доказывает незначительное расстояние миграций кремнезема в карбонатном осадке, но сам автор статьи приходит к выводу о диагенетическом происхождении данных кремневых конкреций, утверждая, что они образовались до захоронения поверхности карбонатного ила, покрытого трещинами усыхания, но после отложения осадка и образования трещин усыхания. Как отмечает М. Рюттен (Rutten, 1957), гипотеза о раннедиагенетическом происхождении кремневых конкреций была еще ранее выдвинута Л. Кайе и другими исследователями. В этих случаях тоже предполагалось образование таких конкреций до отложения следующего слоя осадка.

В большинстве работ по кремневым конкрециям обсуждается также вопрос об источнике кремнезема в осадках для образования конкреций. Была высказана точка зрения об образовании диагенетических конкре-

ций кремня в результате растворения, перераспределения и образования стяжений кремня из остатков кремневых организмов (спикул губок, диатомей, радиолярий и т. п.). Однако некоторые исследователи не обнаружили в изученных ими породах и конкрециях таких кремневых остатков (Вишняков, 1953) и предполагают, что формирование шло за счет хемогенной SiO_2 .

В последнее время Р. Хей (Hay, 1968) описал интересный пример образования кремневых конкреций в плейстоценовых озерных отложениях Кении и Танзании. В данных отложениях содержатся пирокластический материал и прослойки трахитовых туфов. Озерная вода бикарбонатно-натрового (содового) типа интенсивно воздействовала на пирокластические продукты. В результате этого воздействия (реакции гальмиролиза) образовались минералы магадит — $\text{NaSi}_7\text{O}_{13}(\text{OH})_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ и кенианит — $\text{NaSi}_{11}\text{O}_{20.5}(\text{OH})_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Распад этих неустойчивых минералов в процессе диагенеза привел к возникновению в озерных отложениях конкреций, состоящих из тонкозернистого кварца.

Вышеизложенные данные Р. Хей являются редким примером возникновения кремневых конкреций в процессе диагенеза за счет гальмиролитических продуктов разложения пепловых частиц на дне водоемов. В. Г. Махлаев считает, что кремневые конкреции сформировались в основном при диагенезе, а при раздоломичивании, т. е. при гипергенезе, продолжались их формирование и перестройка.

Основываясь на гипергенном происхождении некоторых конкреций кремня, следует выделить, по крайней мере, четыре их типа: диагенно-гипергенные конкреции; конкреции заполнения каверн с инкрустационными структурами (секрети, жеоды); конкреции коры выветривания; почвенные конкреции. Для структур диагенно-гипергенных конкреций кремня характерны следующие признаки (табл. 85): 1) отсутствие следов заполнения каверн в твердых породах в виде инкрустирования минералами кремнезема стенок этих четко ограниченных каверн; 2) присутствие внутри самих конкреций многочисленных следов заполнения каверн в твердой породе кристаллами халцедона, кварца и т. п. При этом в последнем случае кристаллы кварца часто инкрустируют незаполненные каверны. К диагенно-гипергенным конкрециям скорее всего можно отнести также образования в доломитах и дедоломитах девона Русской платформы, описанные В. Г. Махлаевым (1960). Последний отмечает присутствие в них сферолитов, а также корок аутигенного кремнезема с поперечно-волокнистым строением. Кроме того, здесь же обнаружены кварцевые выделения в виде жилок и заполнений пустот в породе.

В ряде работ (Вишняков, 1953; Перес, 1964) приводятся примеры конкреций, или вернее секретей, заполняющих пустоты в породах. Однако в результате дополнительного изучения подобного рода образований установлена их принадлежность к диагенетическим конкрециям. Таким образом, можно считать, что настоящие кремнистые секрети относительно мало распространены в природе. По-видимому, важными признаками секретей является наличие инкрустации стенок минералами кремнезема и часто образование агатоподобных слоистых структур (табл. 86, фиг. 2—4) ¹.

В ряде работ приводятся примеры образования кремневых конкреций в почвах главным образом аридного климата (Cailleux, 1948). Едва

¹ Интересной особенностью агатовых конкреций, генетически и структурно важной, являются узорно-полосчатые агаты с концентрически расслоенной периферийной оболочкой и поперечно-слоистой, а также крупнораскристаллизованной сердцевинной, что указывает на окаменение, развивавшееся от окраин к центру стяжения, причем в центре оставался «занорыш» или жеода. Наклон поперечных слоев дает возможность определить начальное положение уровня жидкости маточного раствора (агаты-ватерпасы) и последующее падение пластов в толще с горизонтами агатовых конкреций. — *Прим. ред.*

ли такие образования часто встречаются в ископаемом состоянии, но в подобных случаях они могут быть использованы для выяснения особенностей климата и геохимических процессов в почвах. Возможно, также, что формирование описываемых конкреций происходит и при взаимодействии различных подземных вод между собой и породами, заключающими эти воды.

Форма кремневых конкреций весьма разнообразна. Г. И. Бушинский (1954) в кремнях среди меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины выделяет следующие виды: 1) округлые, 2) сучковатые, 3) палочковидные, 4) кремневые рукава (табл. 76, фиг. 9; табл. 77, фиг. 1; табл. 78, фиг. 1). Ф. С. Перес (1964), исходя из изучения кремней мела Молдавии, прибавляет к вышеописанным мешковидные (ориентированные перпендикулярно напластованию пород) (табл. 79, фиг. 1, 2) и трубчатые конкреции, внутренняя часть которых выполнена рыхлым известняком. Он отмечает, что кремневые конкреции могут располагаться беспорядочно и образовывать четковидные прослои и линзы при скоплении желваков кремня на определенном стратиграфическом уровне. Возможно, что линзовидные конкреции значительного протяжения (десятка метров) также представляют собой результат слияния отдельных более мелких конкреций.

В ряде случаев кремневые конкреции окружены белой или серой корочкой. Как Г. И. Бушинский, так и Ф. С. Перес считают, что они представляют собой результат неполного окремнения окружающей породы (известняк, мел), а не «продукт раскремнения», о чем свидетельствует присутствие в них хорошо сохранившихся остатков фауны, в то время как кокколиты, порошковатый кальцит и спикеры губок в той или иной степени подвергнуты окремнению. Это обстоятельство, по Г. И. Бушинскому, объясняется различной «сопротивляемостью» окремнению со стороны различных карбонатных остатков фауны.

Форма кремневых конкреций может зависеть от различных причин: для диагенетических конкреций прежде всего от неоднородности состава осадка, характера слоистости (толщины слоев) и т. п., для секретий — от формы каверн. В некоторых случаях авторы, описывающие кремневые конкреции, убедительно разъясняют происхождение их формы: Ф. С. Перес (1964) пришел к выводу, что форма палочковидных кремней соответствует в главных чертах форме ходов илоедов в осадке. А. Мюллер (Müller, 1956) приводит ряд примеров, когда форма кремневых конкреций определяется в основных чертах формой окремнелых остатков организмов (табл. 81, фиг. 11, 12).

Как уже отмечалось, внутренняя структура конкреций может быть разнообразной. Например, Г. И. Бушинский (1954) отмечает, что кремневые конкреции в карбонатных породах мела Днепровско-Донецкой впадины образовались путем замещения известковых частиц халцедоном, при одновременном выполнении пор между ними опалом, кварцем или халцедоном. Если такие процессы имеют место, то они должны вызывать образование как бы мелкопятнистой структуры. Однородность такой структуры прерывается появлением участков с реликтовыми структурами. С. Г. Вишняков (1953) описывает в карбонатных породах карбона Подмосковского бассейна конкреции с подобной структурой. Здесь кремневые конкреции состоят из серой скрытокристаллической массы халцедона, в которой кварц образует прозрачные миндалевидные выделения, с большой величиной зерен. Ф. С. Перес, описывая кремневые конкреции из меловых карбонатных отложений Молдавии, специально останавливается на процессе уничтожения реликтовых органогенных структур при раскристаллизации. Он пишет: «структура кремней неоднородна и определяется двумя факторами: 1) структурой окремневшей породы (известняк, мел) и 2) степенью раскристаллизации кремневого вещества. Первый фактор определяет структуру серых, а второй — черных

кремней. Преобладает органогенная структура, особенно отчетливо наблюдаемая в серых кремнях... По мере раскристаллизации кремневого вещества с переходом опаловой составляющей в халцедон происходит полное замещение карбоната халцедоном. Органогенная структура исчезает и в смоляно-черных халцедоновых кремнях почти не наблюдается. Но даже в этом случае в проходящем свете при соответствующем диафрагмировании микроскопа можно заметить отдельные камерки фораминифер, стенки которых замещены халцедоном более прозрачным, чем халцедон основной массы кремня» (Перес, 1964, стр. 81).

В ряде случаев в конкрециях наблюдается также глобулярная структура, возникающая, как было показано в разделах о диатомитах, трепелах и опоках, в процессе диагенеза.

Г. А. Смирнов, Г. Г. Федорова, А. М. Пумпянский (1969) установили, что в карбонатных породах некоторые кремневые конкреции имеют отчетливое концентрическое строение. Кремневые концентры чередуются с карбонатными. Конкреции овальной или неправильной формы распространены в светлых толстослоистых органогенно-детритусовых известняках, а пластовые конкреции — в тонкослоистых богатых органическим веществом и глинистым материалом карбонатных породах. Поскольку при диагенезе образование конкреций происходит путем миграции SiO_2 в иловых водах, то присутствие в толще пород сильноглинистых прослоев, играющих роль почти непроницаемых экранов, приводит к распространению иловых растворов вдоль таких прослоев с образованием пластовых конкреций кремня. В светлых пористых карбонатных отложениях это явление не имеет места, вследствие чего здесь возникают отдельные скопления кремнезема в виде овальных и неправильной формы конкреций.

10. РЕЛИКТОВЫЕ КРЕМНИСТЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

(ТАБЛ. 87—103)

В окремнелых осадочных породах часто встречаются реликтовые структуры. Они распространены во многих типах осадочных кремнистых пород (спонголитах, диатомитах, трепелах, опоках, радиоляритах и пр.), но встречаются и самостоятельно в виде псевдоморфоз минералов кремнезема по биогенным (зоо- и фитогенным) остаткам (табл. 96, фиг. 1, 2), различным другим минералам, а также по оолитам, псевдооолитам (копролитам) и в виде заполнений ходов илоедов (табл. 97), полостей сверления и т. п.

Следует отметить, что подобные более или менее самостоятельные скопления кремнезема в виде псевдоморфоз часто встречаются в кластогенных, карбонатных и других толщах, иногда достигая значительных размеров (окремнелые стволы деревьев). В некоторых толщах преимущественно распространены именно такие кремнистые образования. Целесообразно выделить их в отдельную группу, тем более что они отличаются рядом признаков, позволяющих восстанавливать условия образования и преобразования осадков.

Кремнистое вещество прекрасно «консервирует» остатки фауны или, образуя псевдоморфозы, оставляет признаки реликтового облика минерала. Кремневые псевдоморфозы могут также служить указанием на геохимическую среду процессов литогенеза, хотя здесь еще много спорных и неясных вопросов. Поскольку кремневая кора выветривания образуется главным образом в условиях пустынь и полупустынь, то в ряде случаев скопления окремнелой древесины также являются одним из признаков прежнего аридного климата.

Окремнелые остатки раковин сохраняют также следы деформации при уплотнении осадка в виде трещин (табл. 89 и табл. 91, фиг. 1, 2). Интересно отметить, что ядра и створки окремнелых остатков фауны часто

отличаются концентрическими фигурами, как описали В. Врост (Wroost, 1936) и Л. С. Белокрыс (1959) (табл. 87, фиг. 3; табл. 90, фиг. 1—3).

Для так называемого глобулярного опала также часто характерно концентрическое, оолитоподобное строение глобулей (см. разделы об опоках, трепелах и конкрециях); можно предполагать, что и в данном случае образование концентрической структуры вызывается теми же причинами, т. е. последовательным нарастанием тончайших оболочек кремнезема и различной степенью раскристаллизации кремнезема в этих оболочках (в некоторых случаях).

Как уже отмечалось, окремнение могло происходить в различные стадии диагенеза и гипергенеза.

Г. И. Бушинский (1954) приводит ряд доводов в пользу диагенетического окремнения раковин. Один из них это лучшее сохранение естественной формы раковин моллюсков и морских ежей в кремнях, в то время как в окружающей породе эти органические остатки сильно сплющены или раздавлены. Важными аргументами Г. И. Бушинский считает, кроме того, 1) расположение кремневых конкреций с псевдоморфозами по органическим остаткам согласно слоистости как в платформенных, так и в складчатых областях, 2) лучшую сохранность в кремнях некоторых видов макро- и микрофауны (губки, радиолярии, перидинеи), тогда как в окружающей породе от них сохранились лишь неясные следы или не сохранились совсем. Следует отметить, что первый аргумент представляется наиболее важным, так как несмотря на то, что сам Г. И. Бушинский приводит многочисленные примеры деформированных окремненных раковин, все же столь интенсивного расплющивания раковин в мергелях и мелу, как это иногда наблюдается для карбонатных органических остатков, в кремневых псевдоморфозах не было отмечено (если исключить интенсивную тектоническую деформацию и динамометаморфизм). Как отмечает Г. И. Бушинский, запечатлевшиеся в кремнях ходы илоядных животных также менее сплющены, чем в окружающей породе.

Расположение кремней согласно слоистости не является достаточно веским аргументом в пользу диагенеза. Различия в составе пород, параллельность уровня грунтовых вод и слоев и другие факторы могли обусловить такую закономерность и в другие стадии седиментогенеза. Лучшая сохранность элементов скелета фаунистических остатков и остатков микрофауны в кремневых псевдоморфозах и отложениях также не служит неопровержимым доказательством диагенетического происхождения. Выщелачивание остатков фауны могло произойти и в один из этапов гипергенеза или выветривания, причем остатки фауны, законсервированные кремнеземом, остались неизменными вследствие определенной гидрохимической обстановки.

Недостаточно выяснена также роль процессов глубинного эпигенеза в процессе образования реликтовых структур данного типа, хотя процессы коррозии и растворения кварца и силикатов в данном случае могли являться источником SiO_2 . Очевидно, для этого необходимо изучение признаков органических остатков, подвергшихся окремнению параллельно с широким развитием в них структур, характерных для эпигенеза, — растворения, регенерации и деформации под давлением обломочных зерен устойчивых минералов (Копелиович, 1965).

Зарубежные исследователи в последнее время также опубликовали ряд статей, посвященных данному вопросу. Особый интерес представляет статья В. Ветцеля (Wetzel, 1957), посвященная проблеме селективного окремнения органических остатков. Автор объясняет селективное окремнение скелетов различных организмов и обломков древесины тем, что это движение растворов с SiO_2 в осадках происходило в то время, когда сохранились неразложившиеся остатки органических веществ, которые и вызывали осаждение SiO_2 . По данным В. Ветцеля и других исследователей

дователей, присутствие в кремнях органических веществ подтверждается люминесцентным анализом.

Широкое распространение в природе кремневых псевдоморфоз по органическим остаткам говорит в пользу такой гипотезы, которая в той или иной форме выдвигалась и ранее. Однако следует отметить, что органические вещества могли попадать в трещиноватые кремни и после стадии диагенеза (вопреки представлениям В. Ветцеля). Обоснованная гипотеза этого автора отнюдь не исключает образования кремневых псевдоморфоз в более поздние стадии, так как появление органических веществ в породах бывает связано с миграциями нефти, движением вод, содержащих микроорганизмы, и т. п.

Более обоснованное объяснение воздействия органических веществ на осаждение SiO_2 имеется в работе (Hein, Schwab, 1958), посвященной окремнению углей (новообразования минералов кремнезема в углях отмечаются многими авторами). По данным Л. Хайн и Г. Шваб, в средне-олигоценовых углях Нахтерштадта были обнаружены мелкие новообразования кварца с углистыми включениями внутри¹. Сводную статью по окремнению органических остатков опубликовал К. Мюллер (Müller, 1964), который также признает возможность сингенетического, диагенетического и эпигенетического (гипергенного) окремнения остатков фауны. Он сделал попытку выделить остатки фауны, часто и редко подвергающиеся окремнению. По К. Мюллеру, часто подвергаются окремнению остракоды, брахиоподы, трилобиты, мшанки, редко оказываются окремненными фораминиферы и иглокожие. Однако последние утверждения не соответствуют действительности. На таблицах 87 (фиг. 2) и 90 (фиг. 2—4) показаны окремненные криноидные известняки, ежи и пр., причем частота встречаемости этих окремненных остатков несколько не меньшая, а даже большая, чем у остракод и пр. Диагенетическое окремнение определенно связано с фациями, поэтому описанные К. Мюллером закономерности окремнения остатков можно проследить лишь в частных случаях, для более же широких обобщений пока нет достаточных данных. При гипергенном окремнении, очевидно, избирательное замещение кремнеземом будет протекать менее всего в зависимости от принадлежности остатков фауны к определенным классам, видам и т. д.².

К. Мюллер описывает несколько типов окремнения органических остатков: 1) псевдоморфозы (полное замещение); 2) прокремнение (проникновение кремнезема в пустоты и отверстия раковин, растительных остатков и т. п.); 3) инкрустация минералами кремнезема. Выделение этих типов окремнения имеет определенное значение для понимания соответствующих процессов, хотя не следует забывать, что они часто встречаются совместно, причем соответствующие процессы протекают или параллельно или последовательно.

В качестве примера Е. Лунд (Lund, 1960) описывает окремненные кораллы из третичных отложений Флориды. Верхняя «корка» этих кораллов мощностью 2—3 см состоит из халцедона. Внутри корки структура коралла очень хорошо сохраняется. Внутренняя часть кораллов состоит из чередующихся слоев халцедона, на границах которых появляются борозды из мелких кристалликов кварца. От структуры коралла здесь не остается и следов. Таким образом, скорее всего верхняя оболочка представляет собой псевдоморфозу, но в следующую стадию процессы окремнения изменились, карбонатный скелет кораллов оказался полностью выщелоченным и образовавшаяся полость инкрустировалась халцедоном и

¹ Подобные явления обнаруживались и среди более обычной известковой шпалы на выветрелых пластах каменных углей (в Донецком бассейне). — *Прим. ред.*

² Для фузулиновых известняков с кремнями отмечается два их типа, определяющие различные стадии окремнения во времени: а) с целыми раковинками, которые остались не сплюснутыми (раннее окремнение) и б) с раздавленными раковинами (позднее окремнение). — *Прим. ред.*

кварцем. И наоборот, может быть, окремнению подвергались кораллы, в середине уже выщелоченные. Так или иначе, но здесь налицо явное сочетание двух типов — псевдоморфоз и инкрустаций, резко разграниченных.

Следует отметить также, что, согласно заключению Э. Мак-Ки (McKee, 1960), кремневые образования возникают часто в участках карбонатных пород, насыщенных раковинами, так как они являются более проницаемыми вследствие наличия пустот между раковинами, под раковинами и внутри них.

Во всех описанных выше случаях исследователи, несмотря на различия во мнениях, придерживались одного взгляда на последующее замещение минералами кремнезема раковин первоначально карбонатного или иного состава. Однако А. К. Богданович и Г. Г. Дмитриева (1956) на основании находок современных кремневых раковин фораминифер (*Hippocrepina indivisa* Parker) в Беринговом море заключают, что и в древних отложениях некоторые фораминиферы могли изначально обладать кремневой раковиной. Касаясь способа образования халцедоновых раковин, можно предположить, что халцедон стенки: а) является обломочным, и раковины были построены в процессе связывания (агглютинации) мельчайших частиц халцедона цементирующим веществом плазмы, б) образовался за счет непосредственной ассимиляции кремниевой кислоты из водных растворов и последующего выделения ее животными в виде халцедона. Авторы считают, что в первом случае халцедоновые раковины должны рассматриваться как агглютинированные, а во втором как секреторные. Для раковин *Sakkamina* верхнего майкопа на Кавказе они предполагают преимущественно секреторный путь образования. Все же, несмотря на изложенное выше мнение А. К. Богдановича и Г. Г. Дмитриевой (1956), возможность образования кремневых скелетов раковин (фораминифер, диатомей, радиолярий и т. п.) путем агглютинации можно считать допустимой. Т. Десикашари (*Desikachary*, 1962) на основании обширного материала по современным диатомеям, геохимии кремнезема и электронномикроскопическим исследованиям современных и древних диатомей приходит к следующим выводам: 1) коллоиды окислов железа и алюминия на поверхности скелетов живых диатомей могут захватывать различные частицы кремнезема; 2) окончательная толщина стенки кремнистого скелета диатомей зависит от неорганических процессов кристаллизации кремнезема на различных стадиях литогенеза.

Т. Ловеринг и Л. Паттен (Lovering, Patten, 1962) посвятили специальное исследование карбонатам как катализаторам процессов осаждения соединений кремния. Этим авторам в экспериментальных условиях не удалось получить замещения кальцита и доломита кремнеземом, хотя карбонаты вызывали осаждение кремнезема, так сказать, «вокруг», причем в зависимости от суммарной поверхности частиц карбонатной суспензии. Такие результаты опытов, с нашей точки зрения, объясняют частое нахождение кремневых псевдоморфоз по карбонатным органическим остаткам в мелу и других карбонатных породах. Сами по себе карбонаты здесь, очевидно, играют подсобную роль.

На табл. 100, фиг. 1, 2, по материалам М. Л. Вороновой, показано псевдоморфное замещение кремнеземом (главным образом кварцем) оолитовой карбонатной породы, в порах которой развит галит. Кварц иногда образует псевдоморфозы по галиту в окремненных стволах деревьев (табл. 101, фиг. 1). Но следует отметить, что в некоторых метаморфизованных и подвергшихся интенсивной деформации породах могут встречаться и псевдоморфозы кварца по пириту, принимаемые за сходные псевдоморфозы по галиту. Такие псевдоморфозы могут быть обнаружены и в четвертичных отложениях. Ф. Барт (Burt, 1929) описал оригинальную «капсулярную» структуру, изображенную на табл. 103, фиг. 1. «Капсулы» переkreщиваются под углом 90°. Этот автор отмечает, что

данная структура в натечных кремневых образованиях является результатом замещения кубических кристаллов соли или пирита. Здесь же были встречены кубические кристаллы кварца. Конечно, такое объяснение не является вполне убедительным, но следует учитывать, что кубические кристаллы соли или пирита могли развиваться по каким-то другим, вероятно органогенным, образованиям, а кремнезем образовывал сложные псевдоморфозы.

Как уже отмечалось, окремненные стволы деревьев встречаются довольно часто и во многих случаях приурочены к отложениям аридного климата (Büchi, 1945). Под электронным микроскопом видно, что кремнезем, часто заполняющий промежутки между стенками волокон растения, образует как бы вложенные друг в друга «оболочки» гексагональных «кварцевых» очертаний (Eicke, 1954). Между этими оболочками и волокнами особой разницы не наблюдается, это наводит на мысль, что сама структура псевдоморфозы видна не только благодаря различию структуры замещающего вещества, но и благодаря мельчайшим включениям органических веществ, подчеркивающих данные структурные элементы (табл. 93, фиг. 2—4).

Однако полностью окремненная древесина встречается не всегда, нередко наблюдается частичное окремнение. Е. Шонфельд (Schönfeld, 1955) представил в виде таблицы пути миграции кремнезема и различные виды окремнения изученной им окремненной древесины. Как видно на табл. 94 (фиг. 1, 2), он представляет собой распространение SiO_2 в древесине, протекающим в двух взаимно-перпендикулярных направлениях, параллельно стенкам клеток древесины. При частичном заполнении пустот образуются стяжения типа кремневых «бляшек» — комков различного вида. Кроме того, трещины в древесине могут быть заполнены минералами кремнезема. Отдельные полые (очевидно в результате разложения органических веществ) волокна древесины могут заполняться минералами кремнезема полностью или частично.

Г. Бардоши (Bardossy, 1961) исследовал окремненные остатки древесины из различных (от пермских до третичных) отложений Венгрии рентгеновским методом. Он пришел к выводам, что более древние окремненные остатки состоят из кварца и халцедона, а более молодые (вероятно менее измененные) — из кристобалита и тридимита. Окремнение произошло в результате медленного пропитывания древесины коллоидными растворами SiO_2 ¹.

На образование кремневых псевдоморфоз по органическим остаткам влияют два фактора: состав органических веществ и состав циркулирующих растворов с электролитами. Что же касается многих других факторов, способствующих осаждению кремнезема (главным образом при диagenезе), то каких-либо четких критериев пока не удалось обнаружить, хотя, несомненно, многие из этих факторов и играют свою роль. Все это можно с достаточным основанием отнести и к другим видам реликтовых структур — по оолитам, по разнообразным минералам и т. п. (табл. 98; табл. 101, фиг. 3, 4; табл. 102, фиг. 1). Образование реликтовых оолито-

¹ Во многих отношениях представляет интерес исследование мест находок окаменелых деревьев, особенно окремненных, в прижизненном (вертикальном) положении, поперека к пластам. Такие «горизонты ископаемого леса» (в карбоне, перми, триасе, меловых и третичных толщах) в каждом отдельном случае заслуживают всестороннего изучения литологами совместно с палеофитологами и палеогеографами. Также важно определить характер корневого прикрепления (ризоидов), следы сверлильщиков и окаменелой коры, свойства сердцевины, наличие дупла, признаки годовичных колец, характер и положение окаменелых обломков древесины, лежащих вдоль по пласту, особенности среза — уровня размыва стоячих стволов, ориентировку утолщенных сегментов годовичных колец (в связи с прежним положением солнца в полдень в эпоху произрастания), существенные петрографические и минералогические особенности окаменения, тем более наличие признаков оруденения, а также исключительных по сохранности фрагментов растительной ткани (в условиях замещения кремнеземом карбонатов) типа окремненных «угольных почек» — coalballs. — *Прим. ред.*

вых структур разобрано в работе П. Шокьетт (Choquette, 1955). Этот автор приводит определенные доводы в пользу образования подобных структур по карбонатным оолитам (табл. 99, фиг. 1—4): 1) наличие в таких породах карбонатных зерен, частично замещенных агрегатом более мелких зерен кварца, 2) наличие «несимметричных» оолитов, где центры кремнистых и карбонатных (первичных) оолитов не совпадают, а облоочки пересекаются (табл. 99, фиг. 1—4).

На табл. 103 (фиг. 3) изображена еще более сложная псевдоморфоза кремнезема в слоистых и брекчиевидных известняках кембрия Восточного Забайкалья (Катушенок, Нагибина, 1945). В этих известняках наблюдаются многочисленные подводные оползни. Окремнение отдельных участков таких известняков с оползнями и могло привести к образованию текстуры, изображенной на табл. 103. Таким образом, «консервация» при окремнении может способствовать сохранению текстур и структур особо редких и важных для определения генезиса отложений и закономерностей их распределения.

Ряд еще более редких реликтовых текстур и структур приведен в статье Л. Данжара и М. Риу (Dangeard, Rioult, 1961), подробно описавших кремневые конкрециевидные образования, представляющие собой, по их мнению, результат окремнения корней мангровых растений. Для них характерны в основном удлиненные формы и перпендикулярное по отношению к напластованию расположение. Кроме того, Л. Данжар и М. Риу по материалам ряда исследователей упоминают другие реликтовые текстуры и структуры — кремневые псевдоморфозы по знакам ряби (силур Польши) и иным пляжевым знакам. Особый вид представляют собой «псевдоморфозы заполнения», где агатоподобный халцедон выстилает полости граптолитов, скелетов радиолярий и т. п., не замещая вещества, слагающего органические остатки.

В заключение следует заметить, что во многих случаях не удается решить, связано ли окремнение с экзогенными или эндогенными процессами. Здесь может помочь нахождение типичных гидротермальных минералов, прослоев эффузивных пород и некоторые геологические особенности залегания толщ. Но при этом следует учитывать, что многие минералы, ранее считавшиеся гидротермальными, как, например, сульфиды свинца и цинка, еще не являются достаточным указанием на гидротермальный генезис окремнения. В общем только комплексное изучение текстур, структур, вещественного состава, взаимоотношений минералов и геологической позиции вмещающих толщ может помочь в сложных случаях разрешить проблему генезиса окремнения и его стадий. Сюда следует отнести также изучение жидких и газообразных включений в кварце из окремнелых пород и другие методы.

11. ГИПЕРГЕННЫЕ КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ **(ТАБЛ. 104—123)**

Текстурные и главным образом структурные особенности кремнистых пород, образование которых связано с гипергенными процессами¹ (в том числе и с корой выветривания), весьма многочисленны и разнообразны. Последнее обусловлено вещественным составом пород, подвергающихся окремнению, минеральным составом кремнистых выделений и геологическими и гидрогеологическими условиями данного участка или района. По И. З. Корину (1952), при развитии окремнения в коре вывет-

¹ Под гипергенными процессами подразумеваются не только процессы, происходящие в зоне вертикальной циркуляции грунтовых вод, но и протекающие в зоне горизонтальной циркуляции грунтовых вод, т. е. в зоне, постоянно находящейся ниже уровня последних. Термин «эпигенетические процессы» нами не употребляется из-за больших разногласий в его толковании; кроме того, в последнее время он употребляется для процессов, происходящих на глубине, под давлением (Копелиович, 1965).

ривания характер его может быть различным в зависимости от того, к какому типу коры оно приурочено — к площадному или линейному; здесь могут оказывать влияние такие факторы, как различные глубины проникновения вод, насыщенных SiO_2 , приуроченность линейной коры выветривания к зонам контакта, дробления.

Р. Мюллер-Фега (Muller-Feuga, 1959), изучавший процессы выветривания в Восточной Сахаре, установил, что в тех случаях, когда происходит окремнение, наблюдаются следующие закономерности его развития: вначале породы, попадающие в зону выветривания, подвергаются опализации, затем в верхней части зоны развивается интенсивное окварцевание, связанное с постепенно усиливающейся в этом направлении раскристаллизацией опала; рост кристаллов кварца происходит в зависимости от температуры и насыщенности растворов кремнеземом.

Кремнистые минералы, распространенные в зоне гипергенеза, представлены тремя основными модификациями SiO_2 — опалом, халцедоном и кварцем и их наиболее распространенными разновидностями — опалом, обладающим двупреломлением напряжения, гиалитом, люсатитом, лютецитом. С помощью точных методов исследования установлено присутствие α - и β -кристобалита. Каждый из этих минералов имеет свои характерные формы. Опал образует прожилки, скопления, почковидные, натечные или отдельные выделения. Опал может быть гомогенным и зернистым, глобулярным, с остроугольной, угловато-округлой и шаровидной формой зерен, величина которых чаще всего не превышает 0,01 мм. Халцедон (скрытокристаллическая волокнистая разновидность кремнезема) наблюдается в виде отдельных, нередко радиально-лучистых скоплений, крустификаций, натечных выделений. Кварц встречается в сплошных зернистых массах, прожилках, в виде скоплений и отдельных зерен (Гинзбург, Рукавишникова, 1951; Vachtl, 1952).

Окремнение наиболее широко распространено в карбонатных и ультраосновных породах. В гранитах окремнению подвергается не первичная порода, а вторичные глинистые продукты, например каолинит, опализация которого приводит к образованию пеликанита (табл. 108, фиг. 5, 6).

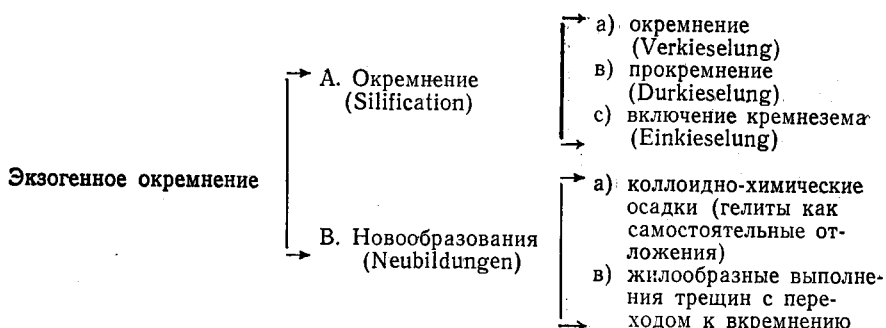
Опализация в коре выветривания на серпентинитах и других ультраосновных массивах приводит к образованию ряда весьма оригинальных эпигенетических горных пород и минералов: берберитов, керолит-опалов, керолит-магнезита и пр.

Нельзя недооценивать масштаба явлений поверхностного окремнения (окварцевания и опализации) в почвах, современных и древних, обычно рассеянного, небольшого в отношении концентрации, но весьма обширного по распространению и устойчивого по месту в почвенном профиле. Во всех странах мира, особенно среди северных лесных и болотных почв, встречаются характерные подзолы с белесыми горизонтами мельчайших выделений порошкового аморфного кремнезема, обволакивающего корешки растений и песчинки.

В карбонатных породах окремнение связано с пористостью, которая способствует проникновению в породу вод, несущих SiO_2 . Выполнение кремнеземом наиболее крупных пор и каверн могло, вероятно, происходить лишь при достаточном высоком содержании его в растворах. В табл. 111, фиг. 2 приводится пример подобного окремнения, изученного Б. М. Михайловым и А. Б. Дьячковым (1965) в верхнепалеозойских отложениях Центрального Казахстана. Гипергенный характер окремнения проявляется в данном случае особенно четко не только благодаря разнотекстурной структуре кремнистой массы и связи окремнения с пористостью, но также и потому, что зона окремнения, располагаясь в какой-то мере параллельно дневной поверхности, сечет карбонатные слои, стоящие почти на головах. Окремнение в карбонатной коре выветривания наблюдалось многими исследователями на Южном Урале, в Башкирии, где оно распространено довольно широко.

Сложный процесс окремнения ультраосновных пород, разобранный в работах ряда авторов (Гинзбург, Рукавишникова, 1951; Чухров, 1955; Сердюченко, 1952; Корин, 1952; Никитин, 1962 и др.), приводит к образованию характерных структур — петельчатых, сетчатых (табл. 104, фиг. 3, 4), связанных с характером трещиноватости этих пород и пр., в них нередко можно видеть также прожилки SiO_2 .

Учитывая степень подвижности материала, подвергающегося окремнению, характер окремнения и минеральный состав продуктов окремнения, М. Шторц (Storz, 1928—1931) выделяет: 1) динамическое окремнение (сопровождается перемещением реликтов пород, подвергающихся окремнению в коре выветривания); 2) статическое окремнение (материал пород, подвергающихся окремнению, не передвигается); 3) окремнение прямое (окремнение по первичной породе); 4) окремнение не прямое (например каолинизация, потом окремнение); 5) окремнение однородное (образование только одной разновидности SiO_2 в окремненной породе); 6) окремнение разнородное (например кварц и другие минералы в коре выветривания). М. Шторц выделяет также окремнение эндогенное и экзогенное, которое он подразделяет следующим образом:



Материал, представленный в данном разделе «Атласа», отражает не все перечисленные выше группы М. Шторца, поскольку они охватывают процессы окремнения, не только приуроченные к зоне гипергенеза. Кроме того, не имея для ряда примеров достаточно достоверных данных, подбор материала производился нами до некоторой степени по формальным признакам.

В «Атласе» выделены: 1) структуры, образующиеся при частичном окремнении первичной породы, в том числе при селективном окремнении и так называемом вкремнении (окремнение в порах) и близко к нему стоящем окремнении, развитом по трещинам; 2) возникающие при полном окремнении исходной породы; 3) различные формы окремнения, представляющие собой результат проявления различных стадий и типов окремнения, а также отдельные детали процесса; 4) связанные с гипергенными деформациями (псевдообломочные, конглобрекчиевые и пр.).

В зоне гипергенеза наблюдаются следующие структуры: сетчато-петельчатая (табл. 104, фиг. 3, 4), графическая (табл. 105, фиг. 1), кокардовая (табл. 106, фиг. 1—3), разнородная (табл. 107, фиг. 5; табл. 111), зернистая (табл. 112, фиг. 2), реликтовая органогенная (табл. 111, фиг. 2; табл. 113), реликтовая оолитовая (табл. 105, фиг. 3; табл. 112, фиг. 1), реликтовая сферолитовая (табл. 105, фиг. 2), сферолитовая (табл. 104, фиг. 1, 2), сферолито-крустификационная (табл. 107, фиг. 1, 2), крустификационная (табл. 118), гелевая (табл. 112, фиг. 3), а также столбчатые (табл. 108, фиг. 1), почковидные (табл. 108, фиг. 4), волосовидно-древовидные (табл. 108, фиг. 3) и сталактитовые (табл. 108, фиг. 2) образования. Различные формы выделения кремнезема можно

видеть в трещинах (табл. 109, 110). С деформациями, возникающими при окремнении, связаны щебнегалечные структуры (табл. 116, 117).

К этой же группе пород относятся и так называемые «силькреты» (табл. 120, 121, фиг. 1, 2). Термин «силькрет» впервые предложил Г. Лэмплаф (Lamplugh, 1907), который применил его к окремненным поверхностям пластов в Южной Африке. В 1937 г. Д. Френкель и Л. Кент (Frankel, Kent, 1937) тоже назвали «силькреты» «поверхностными кварцитами» «Surface quartzites». Подобного рода «поверхностные кварциты» («силькреты») имеют ряд отличий от кварцитов метаморфических, хотя по наружному облику они иногда и не отличимы. Согласно У. Виллиамсону (Williamson, 1957), поверхностные кварциты отличаются отсутствием стилолитовых образований, конформных и инкорпорационных структур, в то время как для кварцитов метаморфического происхождения все эти признаки весьма характерны. Разница в вещественном составе незначительна и заключается в том, что в контактово-метаморфических кварцитах местами присутствует серицит.

Е. Крессман (Cressman, 1962) называет «силькретом» обломочную породу, образовавшуюся путем цементации рыхлого обломочного материала кремнеземом. Можно предполагать, что такой конгломерат формировался в две стадии — вначале окремнению подвергались отдельные участки обломочного материала из верхнего покрова, в дальнейшем такие участки в свою очередь были сцементированы повторными порциями кремнезема.

Среди текстур в окремненных породах чаще всего встречаются слоистые (табл. 122). Слоистость может проявляться в результате селективного окремнения, ритмических выделений кремнезема, а также вследствие присутствия примесей. Иногда сокращение объема кремнистой массы при дегидратации приводит к возникновению трещиноватости на поверхности породы (табл. 123, фиг. 1, 3). М. Шторц (Storz, 1928—1931) приводит примеры конкреционных кремнистых образований в коре выветривания (табл. 121, фиг. 3).

Большинство приведенных в «Атласе» примеров кремнистых пород из коры выветривания относится к отложениям аридного климата. В условиях гумидного климата отсутствие или слабое развитие кремнистых накоплений в коре выветривания может быть объяснено следующими главными причинами: 1) при образовании гумидных кор выветривания алюмосиликаты превращаются в глинистые минералы, но при этом не происходит освобождения SiO_2 ; 2) глинистые минералы этих кор в дальнейшем не распадаются с образованием свободного SiO_2 . Возможно, в гумидной обстановке образуются рыхлые продукты выщелачивания окварцованных известняков — маршаллиты, описанные А. М. Цехомским и др. (1964) и В. П. Петровым (1967).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексина И. А. О распределении аутигенного кремнезема в илистых осадках средней части Каспийского моря. Докл. АН СССР, т. 130, № 3, 1960.
- Алиев Х. Ш. К методике изучения ископаемых радиолярий. Изв. АН АзССР, серия геол.-геогр. наук, № 1, 1958.
- Анодин Т. И. Опоки, опокovidные трепелы, диатомиты и диатомовые глины Сахалина. Тр. Сахалинск. компл. науч.-исслед. ин-та, вып. 10, 1961.
- Архангельский А. Д. К вопросу о происхождении некоторых осадочных кремнистых пород СССР. Избр. тр., т. 2, 1954.
- «Атлас текстур и структур осадочных горных пород». Часть 1 — Обломочные и глинистые породы. Сост. Е. В. Дмитриева, Г. И. Ершова, Е. И. Орешникова. Науч. ред. А. В. Хабаков. Госгеолтехиздат, 1962.
- «Атлас текстур и структур осадочных горных пород». Часть 2 — Карбонатные породы. Сост. Е. В. Дмитриева, Г. И. Ершова, В. Л. Либрович, О. И. Некрасова, Е. И. Орешникова. Науч. ред. А. В. Хабаков. М., изд-во «Недра», 1969.
- Бардоши Д., Койнда И., Рапп-Шик, Толнаи В. Роль кристобалита в бат-келловейских радиоляритах гор Баконь. В сб. «Проблемы геохимии», посвящ. 70-летию акад. А. П. Виноградова. М., изд-во «Наука», 1965.
- Безруков П. Л. О распределении и скорости накопления в Охотском море кремнистых осадков. Докл. АН СССР, т. 103, № 3, 1955.
- Безруков П. Л. [и др.]. Карта донных осадков мирового океана. В кн. «Современные осадки морей и океанов». Изд. АН СССР, 1961.
- Белокрыс Л. С. Об одной форме окремнения створок ископаемых раковин. Изв. высш. уч. завед., «Геология и разведка», 1959, № 1.
- Белянкин Д. С. (гл. ред.). Образование осадков в современных водоемах. Изд-во АН СССР, 1954.
- Белянкин Д. С., Петров В. П. О кристобалите и об условиях кристаллизации его в некоторых породах Закавказья. Тр. Минералогического музея АН СССР, вып. 1, 1949.
- Богданович А. К., Дмитриева Г. Г. О халцедоне в стенках фораминифер. Докл. АН СССР, т. 107, № 6, 1956.
- Боровиков Л. И. Нижний палеозой Джезказган-Улутауского района западной части Центрального Казахстана. Тр. ВСЕГЕИ, т. 6, 1955.
- Боровиков Л. И., Бурков Ю. К. Корреляционный анализ закономерностей распределения малых элементов для решения вопроса седиментогенеза. XXIII сессия МГК, Докл. сов. геологов. «Генезис и классификация осадочных пород». М., изд-во «Наука», 1968.
- Бродская Н. Г. Доменные отложения и процессы осадкообразования в Аральском море. Тр. АН СССР, вып. 115, 1952.
- Бродская Н. Г. Ряды формаций кайнозойских геосинклинальных прогибов Сахалина, Камчатки и Японии. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 81, 1963.
- Бродская Н. Г. О трех генетических типах кремнистых пород в геосинклинальных формациях. В кн. «Геохимия кремнезема». М., изд-во «Наука», 1966.
- Бруевич С. В. Скорость образования донных отложений в мировом океане. Тр. Ин-та океанологии, № 3, 1949.
- Бруевич С. В. К геохимии кремня в море. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1953.
- Бурков Ю. К. Линейные парагенезы малых элементов в осадочных толщах как индикаторы условий седиментогенеза. В кн. «Физ. и хим. процессы и фации». М., изд-во «Наука», 1968.
- Бутузова Г. Ю. Современный вулканогенно-осадочный железорудный процесс в кальдере вулкана Санторин (Эгейское море) и его влияние на геохимию осадков. Тр. ГИН АН СССР, вып. 194. М., изд-во «Наука», 1969.
- Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. Тр. ИГН АН СССР, вып. 156, серия геол., № 67, 1954.

Бушинский Г. И. Кремнистые породы. Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Том 2. Госгеолтехиздат, 1958.

Бушинский Г. И. О стилолитах. Изв. АН СССР, серия геол., № 8, 1961.

Бушинский Г. И., Франк-Каменецкий В. А. Гидравлическая активность и рентгенометрическая характеристика опалового вещества трепелов и диатомитов. Докл. АН СССР, т. 96, № 4, 1954.

Быков В. Т., Ткаченко Е. Х. Электронномикроскопические исследования природных сорбентов Дальнего Востока. Сообщение 1. Исследование диатомитов и туфодиатомитов. Сообщение Дальневост. фил. СО АН СССР, вып. 17, 1963.

Васильев В. С. О минералогической природе аутигенного кремнезема в осадочных породах мезозоя и палеогена Нижнего Поволжья. В кн. «Вопросы минералогии осадочных образцов», кн. 3-4, 1956.

Васильев К. В., Веселовский В. С. К учению о дисперсной структуре. «Журн. физ. хим.», т. 7, вып. 6, 1936.

Векшина В. Н. Общие закономерности распределения диатомовых водорослей в мезозойских и кайнозойских отложениях Западно-Сибирской низменности. В кн. «Решение и труды межведомств. совещ. по доработке и уточнению унифици. и корреляц. стратиграфич. схем Северо-Западной низменности». 1961.

Вернадский В. И. Биохимическая роль алюминия и кремнезема в почвах. Докл. АН СССР, т. 21, № 3, 1938.

Вильямс Х., Тернер Ф. Дж., Гильберт Ч. М. Петрография. Введение в изучение горных пород в шлифах. М., изд-во иностр. лит., 1957.

Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М., изд-во «Наука», 1967.

Вишняков С. Г. Кремнистые образования в карбонатных породах нижнего и среднего карбона северо-западного крыла Подмосковского бассейна. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1953.

Возженникова Т. Ф. Введение в изучение ископаемых перидиниевых водорослей. М., изд-во «Наука», 1965.

Воронова М. Л. Петрографическая характеристика нижнекембрийских соленосных отложений юго-восточной части Сибирской платформы. Тр. Ин-та геологии, вып. 149, 1960.

Габинет М. П. Процеси окремнення і умови утворення бітумінозних відкладі в мегілітової серії Карпат. Вести. Львовск. ун-та, серия геол., № 7, 1962.

«Геология Армянской ССР». Изв. АН АрмССР, 1862—1964.

«Геохимические исследования». Сб. статей под ред. В. В. Щербины, кн. 1. М., изд-во иностр. лит. 1961.

«Геохимия кремнезема». Сб. под ред. Н. М. Страхова. М., изд-во «Наука», 1966.

Гинзбург И. И. Пеликаныты и каолины Юго-Западной и Южной России. Изв. Петрогр. политехн. инст., 1913 и 1914.

Гинзбург И. И. Трепел. Оттиск из годового обзора минер. ресурсов СССР за 1925—1926 гг.

Гинзбург И. И. Стадийное выветривание минералов. В кн. «Вопросы минералогии, геохимии и петрографии». М.—Л., 1946.

Гинзбург И. И. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала. Тр. ИГН, вып. 81, 1946; вып. 80, 1947.

Гинзбург И. И. Древняя кора выветривания, ее минералы и месторождения полезных ископаемых. М., изд-во АН СССР, 1957а.

Гинзбург И. И. Основные результаты изучения древних кор выветривания в СССР. Изв. АН СССР, серия геол., № 12, 1957б.

Гинзбург И. И. Основные вопросы образования кор выветривания и их значение при поисках минеральных месторождений. «Геол. рудных м-ний», 1961, № 5.

Гинзбург И. И., Кабанова Е. С. Содержание кремнезема в природных водах и формы его присутствия. В кн. «Кора выветривания», вып. 3. Госгеолтехиздат, 1960.

Гинзбург И. И., Рукавишников И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. Изд. АН СССР, 1951.

Глезер З. И. Кремневые жгутиковые водоросли (силикофлагеллаты). Флора споровых растений СССР, т. 7, 1966.

Горещкий Ю. К. Кремневые отложения озер вулканического ландшафта в Армении. В сб. «Диатомиты и трепелы», т. 1. Тр. ВИМС, т. 117, 1945.

Горюнова С. В. Некоторые закономерности развития и распада планктонных форм водорослей в дальневосточных морях. Тр. Океаногр. комиссии, т. 3, 1958.

Гравитас В. А. Силициты даугавской свиты. Тр. Ин-та геол. АН ЛатвССР, вып. 10, 1963.

Грицаенко Г. С., Искюль Е. В. К минералогии кемперсайского силикатно-никелевого месторождения. «Минер. сырье», 1937, № 1.

Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. М., изд-во «Недра», 1965.

«Диатомовые водоросли». Диатомовый сборник, посвященный памяти проф. В. С. Порецкого. Отв. ред. А. И. Прошкина-Лавренко и В. С. Шешукова. Изд. ЛГУ, 1958.

Дистанов У. Г., Копейкин В. А., Кузнецова Т. А., Незимов В. Н. Кремнистые породы (диатомиты, опоки, трепелы) верхнего мела и палеогена Урало-Поволжья. Казанск. геол. ин-та, вып. 23, 1970.

Дмитриева Е. В., Либрович В. Л., Некрасова О. И., Хабаков А. В. Вопросы классификации осадочных горных пород (тезисы докладов). XXIII сессия МГК, Докл. сов. геологов «Генезис и классификация осадочных пород». М., изд-во «Наука», 1968.

Дуброво С. К. Рентгенографическое исследование галек кремневой кислоты. Докл. АН СССР, нов. серия, т. 23, № 1, 1939.

Дьячков А. Б. Окремнение и карст в карбонатных породах верхнего девона и нижнего карбона Центрального Казахстана. Изв. высш. уч. завед., «Геология и разведка», 1965, № 9.

Дэна Дж., Дэна Э. С., Фрондель К. Система минералогии. Минералы кремнезема. М., изд-во «Мир», 1966.

Еремина А. С. К характеристике диатомитов района побережья Финского залива и Ладожского озера. В кн. «Грунтоведение и инженерная геология». Изд. ЛГУ, 1964.

Жузе А. П. Палеогеография водоемов на основе диатомового анализа. Тр. Верхневолжской экспедиции, вып. 4, 1939.

Жузе А. П. Диатомовые водоросли и их роль в выяснении истории океанов. Изв. АН СССР, серия геогр., № 2, 1961.

Жузе А. П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. Изд. АН СССР, 1962.

Жузе А. П. Тип *Bacillariophyta*. Общая часть. Систематическая часть: класс *Centricae*. В кн. «Основы палеонтологии. Водоросли...». Изд. АН СССР, 1963.

Жузе А. П. Кремнистые осадки в современных и древних озерах. В кн. «Геохимия кремнезема». М., изд-во «Наука», 1966.

Жузе А. П. Значение водорослей в познании геологической истории современных морей и океанов. В кн. «Ископаемые диатомовые водоросли СССР». М., изд-во «Наука», 1968.

Забелин В. А. Исследования структуры и сорбционных свойств опаловых пород. Автореф. канд. дисс., 1959.

Забелин В. А. Изучение кристаллической структуры кремнезема опалов и опалосодержащих пород. Зап. всесоюз. минерал. об-ва, 2 серия, ч. 91, вып. 3, 1962.

Забелин В. А. Исследование структуры опаловых пород Поволжья. В кн. «Тезисы докл. науч.-геол. конф.». Рост. гос. ун-та, 1963.

Зеленов К. К. Подводный вулканизм и его роль в формировании осадочных пород. Тр. ГИН АН СССР, вып. 81, 1963.

Зенкевич Л. А. Фауна и биологическая продуктивность моря. В кн. «Мировой океан», т. 2. М., изд-во «Сов. наука», 1951.

Зернов С. А. Общая гидробиология. М.—Л. Биомедгиз, 1934.

Кабанова Е. С. Материалы по растворению минералов кремнезема в водных растворах. В кн. «Кора выветривания», вып. 3, 1960.

Казанский Ю. П., Казаринов В. П., Резанова Н. М. Развитие идей А. Д. Архангельского о происхождении кремнистых пород. «Геология и геофизика», № 9, 1965.

Казаринов В. П. Наши разногласия (ответ на статью Н. М. Страхова). «Литология и полезные ископаемые», № 5, 1965.

Казаринов В. П. и др. Выветривание и литогенез. М., изд-во «Недра», 1969.

Каледа Г. А. Периодизация геологической истории кремнезема. В сб. «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3-4, 1956.

Каледа Г. А. Яшмовая и синхронные ей формации восточной части Алтайского хребта. В кн. «Геохимия кремнезема». М., изд-во «Наука», 1966.

Кальверт Р. Диатомиты. Пер. с англ. с доп. и прилож. К. К. Дондо. М.—Л., 1933.

Караваева М. П. Палеогеографические реконструкции ландшафта Центрально-Якутской равнины в кайнозое. Докл. АН СССР, т. 102, № 4, 1955.

Катушенков И. И., Нагибина М. С. Геологическое строение района верхнего течения реки Урюмкан (Восточное Забайкалье). «Очерки по геологии Сибири». Изд. АН СССР, вып. 13, 1945.

Кириченко Г. И. Геологическое строение Таналык-Суундукского района. Госгеолиздат, 1940.

Кленова М. В. Работы по геологии моря в Атлантическом океане. Изв. АН СССР, серия геол., № 10, 1960.

Кленова М. В. Современное осадкообразование в Баренцевом море. В кн. «Соврем. осадки морей и океанов», 1961.

Козлова О. Г. Диатомовые водоросли во взвеси и в донных осадках южной части Индийского и Тихого океанов. Автореф. канд. дисс. Ин-т океанологии АН СССР, 1962.

Козлова О. Г. Диатомовые водоросли Индийского и Тихоокеанского сектора Антарктики. М., изд-во «Наука», 1964.

Козлова О. Г., Мухина В. В. Диатомовые и силикофлагеллаты во взвеси в донных осадках Тихого океана. В кн. «Геохимия кремнезема». М., изд-во «Наука», 1966.

Колтун В. М. Спикулы губок в поверхностном слое осадков южной части Индийского океана. В кн. «Геохимия кремнезема», М., изд-во «Наука», 1966.

Копельович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. Тр. ГИН АН СССР, вып. 121, 1965.

«Кора выветривания». Геология, минералогия, процессы выветривания, минеральные месторождения. Вып. 1—6. Изд. АН СССР, 1952—1963.

Корин И. З. Окремненные змеевики в коре выветривания. В кн. «Кора выветривания», вып. 1. Изд-во АН СССР, 1952.

Красикова В. М. О растворимости и формах нахождения кремнекислоты в растворах при процессах выветривания. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 50, 1961.

Красный Л. И., Жамойда А. И., Моисеева А. И. О связи развития организмов с кремневым скелетом (радиолярий и диатомей) с тектоническими и вулканическими процессами (на примере северо-западной части Тихоокеанского пояса). Тр. V и VI сессий Всесоюз. палеонтол. общ-ва. Госгеолтехиздат, 1962.

Краускопф К. Б. Геохимия кремнезема в среде осадкообразования. Пер. с англ. В сб. «Геохимия литогенеза». М., изд-во иностр. лит., 1963.

Кузнецов Е. А. Радиолярии из кремнистых сланцев Полевской и Уфалейской дач на Урале. «Вестн. Моск. ун-та», 1947, № 12.

Лавров В. М. Подводный вулканизм Азорского горного узла в Северной Атлантике. В кн. «Современный вулканизм». Тр. II Всесоюз. вулканол. совещ. М., 1966.

Лазаренко Е. К., Габінет М. П., Сливко О. П. Минералогия осадочных утворень Прикарпаття. Изд. Львовск. ун-та, 1962.

Лебедева С. И. Определение микротвердости минералов. Изд. АН СССР, 1963.

Лейе Я. Б., Шириняк К. Г. Об озерных отложениях и новейших продуктах вулканизма Агинского района. Тр. Арм. геол. упр., № 1, 1957.

Либрович Л. С. *Uralonema Karpinskii* nov. gen., nov. sp. и другие кремневые губки из каменноугольных отложений восточного склона Урала. Изд. Геол. ком., 1929.

Либрович Л. С. К геологии южной части Башкирского Урала. Отчет о маршрутах геологических исследований на Южном Урале в 1922 г. Геол. изд. Всесоюз. геол.-развед. объедин., 1932.

Либрович Л. С. Основные черты геологической истории Кизило-Уртазымского района на Южном Урале. Зап. Росс. минерал. об-ва, ч. 62, вып. 1, 1933.

Либрович Л. С. Геологическое строение Кизило-Уртазымского района на Южном Урале. Тр. ЦНИГРИ, 1936.

Либрович В. Л. Происхождение красноцветных толщ ордовика Иркутского амфитеатра. Материалы ВСЕГЕИ, вып. 44, 1960.

Липман Р. Х. Новые данные о возрасте кремнистых пород Дальнего Востока на основании определения радиолярий. Докл. АН СССР, нов. серия, т. 86, № 2, 1952.

Липман Р. Х. Значение радиолярий для стратиграфического расчленения осадочных пород. Бюлл. МОИП, т. 64, отд. геол., т. 34, вып. 6, 1959.

Лисицын А. П. Распределение и химический состав взвеси в водах Индийского океана. Результаты исслед. по программе МГГ. «Океанология», 1964, № 10.

Лисицын А. П. Основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью. В кн.: «Геохимия кремнезема». М., изд-во «Наука», 1966.

Лисицын А. П., Беляев Ю. М., Богданов Ю. А., Богоявленский А. Н. Закономерности распределения и формы кремня взвешенного в водах Мирового океана. В кн. «Геохимия кремнезема». М., изд-во «Наука», 1966.

Любимова К. А. Палеоэкологические материалы к стратиграфии палеогена Тазовского полуострова. Тр. ВНИГРИ, вып. 158, 1960.

Македонов А. В. Современные конкреции в осадках и почвах и закономерности их географического распространения. М., изд-во «Наука», 1966.

Марков П. Н. Дабужское месторождение трепела и огнеупорной глины в Мешковском уезде Калужской губернии. Тр. Ин-та прикл. минерал. и металлургии, вып. 42, 1929.

Махлаев В. Г. Аутигенный кремнезем в данково-лебедянских слоях. Изв. высш. уч. завед. «Геология и разведка», 1960, № 9.

Махлаев В. Г. Условия осадконакопления в верхнефаменском бассейне Русской платформы. М., изд-во «Наука», 1964.

Медведев Л. Д. Строение и состав ордовикской железисто-марганцевистой толщи в хребте Джетым-Тоо (Центральный Тянь-Шань). В кн. «Материалы по литологии, геохимии и орудуению осадочных толщ Тянь-Шаня». Фрунзе, 1963.

Мильнер Г. Б. Петрография осадочных пород. Т. 1 и 2. М., изд-во «Недра», 1968.

Морачевский Ю. В., Пирютко М. В. О растворимости кремневой кислоты. Изв. АН СССР, отд. хим. наук, № 8, 1956.

Набоко С. И. Вулканические экскаляции и продукты их реакции. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 16, 1959.

Наливкин Д. В. Учение о фациях. Изд. АН СССР, т. 1, 1955.

Нестоянова О. А. Геологическое строение Абзелидовского района. В кн. «Очерки по стратиграфии Южного Урала». Уфа, 1940.

Нестоянова О. А. Основные черты стратиграфии и вулканизма зеленокаменного комплекса Учалинского рудоносного района (восточный склон Южного Урала). Материалы по геол. и пол. ископ. Южного Урала, вып. 2. Госгеолтехиздат, 1960.

Нестоянова О. А. Палеовулканизм Южного Урала (силурийский и девонский вулканизм). В кн. «Вопросы вулканизма». Изд. АН СССР, 1962.

Никитин К. К. Древняя кора выветривания Бурыктальского массива ультраосновных пород. Тр. Ин-та геол. рудных м-ний, петрогр., минерал. и геохимии, вып. 69, 1962.

Окамото Г., Окура Т., Гото К. Свойства кремнезема в воде. В сб. «Геохимия литогенеза». Изд. иностр. лит., 1963.

Окура Т. Геохимическое изучение рек Японии. Кремнезем в водах реки Такача. Пер. с яп. J. Chem. Soc. Japan, 1954, № 9.

«Основы палеонтологии». Справочник для палеонтологов и геологов СССР. Общая часть. Простейшие. Гл. ред. Ю. А. Орлов. Изд. АН СССР, 1959.

Палибин И. В. Резюме доклада о трепелах окрестностей сел. Кисатиби в Ахалцихском уезде: «Геол. вестн.», т. 1, № 4. Пг. 1915.

Парфенова Е. И. Некоторые вторичные минеральные образования в растениях и почве. Пробл. сов. почв., сб. 15, посвящ. акад. Б. Б. Полюнову. Изд. АН СССР, 1949.

Паффенгольц К. Н. Бассейн озера Гокча. ВГРО, вып. 19, 1936.

Перес Ф. С. Кремнистые образования из меловых отложений северо-восточной части Молдавской ССР. В сб. «Материалы по геол. и пол. ископ. Молдавии. Кишинев, изд-во «Карта Молдовеняжск», 1964.

Петелин В. П. О современных кремнево-губковых морских осадках. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 29, вып. 1, 1945.

Петров В. П. Основы учения о древних корах выветривания. М., изд-во «Недра», 1967.

Петрова М. А. Об источниках свободного кремнезема в вулканических областях. Тр. МГРИ, т. 32, 1958.

Петровский А. Д. Условия образования граптолитовых сланцев на Южном Урале. Докл. АН СССР, т. 169; № 4, 1966.

Петровский А. Д. Минералогические и генетические особенности яшм. «Советская геология», 1969, № 7.

Петровский А. Д., Шитов В. А. Опыт изучения некоторых кремнистых пород палеозоя Южного Урала методом реплик под электронным микроскопом. «Литология и полезные ископаемые», 1966, № 2.

Петровский А. Д., Шитов В. А. О новакулитах. «Литология и полезные ископаемые», № 6, 1968.

Петрушевская М. Г. Радиолярии в планктоне и в донных осадках. В кн. «Геохимия кремнезема». М., изд-во «Недра», 1966.

Половинкина Ю. И. [и др.]. Структуры горных пород. Т. 2. Осадочные породы. Госгеолиздат, 1948.

Половинкина Ю. И. Структуры и текстуры горных пород. Ч. 1 и 2, т. 2. М., изд-во «Недра», 1966.

Порецкий В. С. Ископаемые диатомовые водоросли Кисатибского и Ахалцихского района. Изд. ЛГУ, 1953.

Порецкий В. С. Ископаемые диатомовые водоросли Нурнуса и Арзни Ереванского района Армянской ССР. В сб. «Диатомовый сборник». Изд. ЛГУ, 1953.

Прошкина-Лавренко А. И. Физиология и экология диатомовых водорослей. В кн. «Диатомовый анализ», кн. 1. Госгеолтехиздат, 1949.

Птицын Б. М. Материалы к химической характеристике диатомитов Кольского полуострова. Тр. Геоморф. ин-та АН СССР, вып. 8, 1934.

Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. Ч. 1 и 2. Основы литологии (петрологии) осадочных пород. Госоптехиздат, 1940.

Радкевич Г. А. О меловых отложениях Подольской губ. Зап. Киевск. об-ва естествоиспыт., т. 1, 1891.

Разумова В. Н. «Кора выветривания». Вып. 2. Изд. АН СССР, 1956.

Разумова В. Н. Вторичные процессы в древней коре выветривания Джезгазганского района. В кн. «Исследование и использование глин». Изд. Львовск. ун-та, 1958.

Решетняк В. В. Новые виды радиолярий Охотского моря. Тр. Зоол. ин-та АН СССР, т. 13, 1955.

Рожкова Е. В. Месторождение диатомита близ г. Камышлова на Урале. Тр. Ин-та прикл. минерал. и металлург., вып. 42. «Материалы по изучению трепела и диатомита в СССР», 1929, № 1.

Рожкова Е. В., Боронкова Б. Очерк месторождений трепелов и диатомитов в СССР. Тр. Науч.-исслед. ин-та геол. и минерал., вып. 8, 1934.

- Рожкова Е. В., Горецкий Ю. К. Современные кремниевые отложения. В кн. «Диатомиты и трепелы», т. 1. Происхождение и классификация кремниевых опаловых пород. Тр. ВИМС, вып. 177, 1945.
- Русько Ю. А. К вопросу об образовании почковидных форм халцедона. Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, № 7, 1953.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. Гостехиздат, 1961.
- Самойлов Я. В. К вопросу о перемещении кремнезема в осадочных отложениях. Зап. геол. отд. об-ва любит. естеств., 1917.
- Самойлов Я. В. Отложения кремнезема органического происхождения (кремнистые биолиты, силикобиолиты). Тр. Ин-та прикл. минер., вып. 18, 1925.
- Самойлов Я. В., Рожкова Е. В. Отложения кремнезема органогенного происхождения. Тр. Ин-та прикл. минер., вып. 18, 1925.
- Самойлов Я. В. [и др.]. Биолиты. Изд. НТО ВСНХ, 1929.
- Семихатов А. Н. Распространенность нижнетретичных опок в области Европейской России. Тр. Ин-та прикл. минер., вып. 18, 1925.
- Сеньковский Ю. Н. К генезису трепелов верхнего мела юго-западной окраины Русской платформы. Докл. АН СССР, т. 151, № 1, 1963.
- Сердюченко Д. П. Минералы коры выветривания на змеевиках реки Малки. В кн. «Кора выветривания», вып. 1, АН СССР, 1952.
- Смирнов Г. А. Материалы к палеогеографии Урала. Визейский ярус. Тр. Горно-геол. ин-та, вып. 29, 1957.
- Смирнов Г. А., Смирнова Т. А. Материалы к палеогеографии Урала. Очерк IV. Турнейский век. Свердловск, 1967.
- Смирнов Г. А. Материалы к палеогеографии Урала. Визейский ярус. Тр. Горно-геол. ин-та, вып. 29, 1957.
- Смирнов Г. А., Федорова Г. Г., Пумпянский А. М. Условия образования кремнистых тел в карбонатных породах. «Литология и пол. ископ.», 1969, № 3.
- Соколова Е. А. О марганценосных вулканогенно-осадочных формациях калифорнийского типа. Тр. ГИН АН СССР, вып. 81, 1963.
- Соколова Е. А., Ботвинкина Л. Н. Опыт фациального анализа рудоносных вулканогенно-осадочных формаций. Тр. ГИН, вып. 141, 1965.
- Сорокин В. С. Выделение кремнезема в карбонатных породах даугавской свиты. Тр. Ин-та геол. АН ЛатвССР, вып. 10, 1963.
- Страхов Н. М. К вопросу об общей теории осадочного процесса. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1950.
- Страхов Н. М. В сб. «Образование осадков в современных водоемах». Изд. АН СССР, 1954.
- Страхов Н. М. К вопросу о значении вулканического процесса в осадочном породообразовании. «Советская геология», 1962, № 9.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Госгеолтехиздат, 1963.
- Страхов Н. М. Проблемы осадочного породообразования в освещении В. П. Казаринова. «Литология и пол. ископ.», 1965, № 6.
- Страхов Н. М. О некоторых вопросах геохимии кремнезема. В кн. «Геохимия кремнезема», М., изд-во «Наука», 1966.
- Страхов Н. М., Штеренберг Л. Е. [и др.]. Геохимия осадочного марганцевородного процесса. М., изд-во «Наука», 1968.
- Стрелков А. А. Экология современных радиолярий и их географическое распространение. Основы палеонтологии, т. 1. Изд. АН СССР, 1959.
- Стрельникова Н. И. Об условиях образования диатомитов, диатомовых глин и опоквидных пород Западной Сибири. Тр. ВНИГРИ, вып. 225, 1963.
- Татаринов П. М. Диатомиты и трепела. В кн. «Курс нерудных месторождений», ч. 2. ОНТИ НКТП СССР, 1935.
- Твенхофел У. Х. Учение об образовании осадков. ОНТИ, 1936.
- Теодорович Г. И. Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области. Изд. АН СССР, 1950.
- Теодорович Г. И. Особенности изучения кремнистых пород. В кн. «Методы изучения осадочных пород», т. 2. Госгеолтехиздат, 1957.
- Теодорович Г. И. О классификации кремнисто-карбонатно-глинистых пород. «Разведка и охрана недр», 1958, № 6.
- «Требования промышленности к качеству минерального сырья». Вып. 21. Диатомит, трепел, опока. Госгеолтехиздат, 1962.
- Ферсман А. Е. Драгоценные и цветные камни России. Т. 1—2. 1920—1925.
- Хабаков А. В. О находке фауны радиолярий в кремнистых сланцах и яшмах палеозоя Кавказа и ее палеогеографическом значении. Изд. геол.-развед. объедин., т. 51, 1932.
- Хардер Х. Эксперименты по осаждению кремнезема. Минерал. ин-т ун-та в Мюнстере, 29, № 5, 1965. Пер. в журн. «Геохимия», 1965, № 11. Изд. АН СССР.
- Хворова И. В. Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций. В сб. «Вулканогенно-осадочные и терригенные формации». Тр. ГИН АН СССР, вып. 81, 1963.

Хворова И. В. Кремнеобразование в геосинклинальных областях прошлого. В кн. «Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого», т. 1. Тр. ГИН АН СССР, вып. 195, 1968.

Хворова И. В., Ильинская М. Н. Сравнительная характеристика двух вулканогенно-осадочных формаций Южного Урала. Тр. ГИН АН СССР, вып. 81, 1963.

Хворова И. В., Дмитрик А. Л. Электронномикроскопическое изучение кремнистых пород и вопросы их постседиментационного формирования. «Литология и пол. ископ.», 1969, № 1.

Херасков Н. П., Разумова В. Н. Геология и генезис Восточно-Башкирских марганцевых месторождений. В кн. «Вопросы литологии и стратиграфии СССР». Памяти А. Д. Архангельского. Изд. АН СССР, 1951.

Хитаров Н. И. Экспериментальная характеристика устойчивости кварца и миграции кремнезема в гидротермальных условиях. Тр. IV совещ. по эксперимент. минерал. и петрогр., вып. 2, 1952.

Цехомский А. М., Карстенс Д. И., Хабибулина Ф. Я. Маршаллит в коре выветривания синийских толщ Енисейского кряжа. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 118, 1964.

Чирвинский П. Н. Петрографическая характеристика третичных и меловых опок хоперского района Саратовской области. Уч. зап. Приморск. ун-та, № 4, 1956.

Чемеков Ю. Ф. Солоноватоводные и морские диатомовые в четвертичных отложениях Нижнего Приуралья и Сихотэ-Алиня. «Геология и география», 1960, № 10.

Чураков А. Н. Новое месторождение галек кремнистого сланца в Хакасском округе, Зап.-Сибирский край. Изв. Гл. геол.-развед. упр. т. 50, вып. 60, 1931.

Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. Изд. АН СССР, 1955.

Шатский Н. С. О марганцевых формациях и о металлогении марганца. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1954.

Шатский Н. С. Парагенез осадочных и вулканогенных пород и формаций. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1960.

Швецов М. С. Петрография осадочных пород. ГОНТИ, 1934; Госгеолиздат, 1948, 1958.

Эдельштейн Я. С. К вопросу о происхождении кремнистых пород. Сб. «Академику В. А. Обручеву», т. 1, 1938.

Юргенсон Э. А. О кремневых образованиях в ордовикских и силурийских карбонатных породах Эстонской ССР. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, вып. 2, 1958.

Янишевский М. Э. Трепел (инфузорная земля). Естеств. произв. силы России, т. 4, вып. 29, 1921.

Янишевский Е. М. Минералогический состав Дабужского трепела. Тр. Ин-та прикладной минералогии и металлургии, вып. 42. Материалы по изуч. трепелов и диатомитов в СССР, № 1, 1929.

Яржемский Я. Я. О вторичном кварце в галитовых породах. Оттиски из Докл. АН СССР, нов. серия, т. 64, № 5, 1949.

Arrhenius G. Sediment cores from the east Pacific. Swed. Deep-sea Exped., Rep. v. 5, f. 1, 1952.

Baker G. Fossil opal-phytoliths. Microplaeontology, vol. 6, N. 1, 1960.

Băncilă I., Corvin-Papiu V. Jaspurile triasice dela Pojorita. Bul. Stiint. Acad. R. P. Romine Sec. biol., agron., geol. și geogr., 5, N 4, 1953.

Bárdossy G. Kovásodott fátörzsek röntgendiffraktométeres vizsgálat. Földtani közlöny, köt. 91, für. 4, 1961.

Bien G. S., Contois D. E., Thomas W. H. The removal of soluble silica from fresh water entering the sea. Geochim. et cosmochim. acta, vol. 14, № 1—2, 1958.

Biggs D. L. Petrography and origin of Illinois nodular cherts. Illinois state geol. surv. Circ. 245, 1957.

Bissell H. Silica in sediments of the Upper Paleozoic of the Cordilleran area. Soc. Econ. paleontol. min. Spec. publ., N 7, 1959.

Bradley D. E. A replica technique for «reflexion» electron microscopy. J. appl. phys., vol. 6, N 6, 1955.

Bradley D. Uses of carbon replicas in electron microscopy. J. appl. phys., vol. 27, N 12, 1956.

Bramlette M. N. The Monterey formation of California and the origin of its siliceous rocks. U. S. geol. surv. Prof. paper 212, 1946.

Brongersma-Sanders M. The importance of upwelling water to vertebrate paleontology and oil geology. Vern. kon. Ned. Ak. wet., afd natuurk., sect. 2, vol. 45, N 4, 1948.

Bryan W., Jones O. Radiolaria as critical indicators of deformation. Paper. Univ. Queensland Dep. geol., vol. 4, New. ser., N 9, 1955.

Büchi U. Über das Vorkommen kohligkieselliger Schichten und verkieselter Baumstämme in die obere marinen Molasse von St. Gallen. Eclogae geol. Helv., vol. 38, N 1, 1945.

Burt F. A. Capsular silica. Am. Min., vol. 14, 1929.

- Cailleux A. Concrétions quartzeuse d'origine pédologique. Bull. Soc. géol. France, 5 ser., t. 17, N 7—9, 1948.
- Cayeux L. Contribution à l'étude micrographique des terrains sédimentaires. Mem. Soc. Géol. Nord, t. 4, 1897.
- Cayeux L. Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuses. Paris, 1929.
- Choquette P. W. A petrographic study of the «State college» siliceous oölite. J. geol., vol. 63, N 4, 1955.
- Clarke F. The data of geochemistry. United States geol. survey, Bull. 770, 1924.
- Conti S. Diaspri ftaniti e radiolariti. Publ. Inst. geol. Univ. Genova, N 11, ser. B, 1958.
- Correns C. W. Beiträge zur Petrographie und Genesis der Lydite (Kieselschiefer). Mitt. Abt. f. Gesteins- etc., Unters. d. preuß. geol. Ld. 1, 1926.
- Cressman E. R. Nondetrital siliceous sediments. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 440—T, 1962.
- Dammer B., Tietze O. Die nutzbaren Mineralien mit Ausnahme der Erze und Kohlen. 2. Aufl. Bd. 1. Stuttgart, F. Enke, 1927.
- Dangeard L., Rioult M. Observations sur les traces d'organismes fouisseurs dans les minerais de fer ordoviciens de Basse-Normandie et sur l'importance de la bioturbation. C. r. hebdomad. des séances de l'Acad. des sciences, t. 252, N 15, 1961.
- Deecke W. Geologie von Baden. T. 1. Borntraeger, Berlin, 1916.
- Deflandre G. Recherches sur les Ebriédiens, Paléobiologie. Evolution. Systématique. Bull. biol. France et Belgique, t. 85 (1), 1951.
- Desikachary T. V. The diatoms. Current sci., vol. 31, N 2, 1962.
- Douvillé H. Silex, Meulière et agates. Bull. Soc., Géol. France, 5 sér., t. 4, N 6/7, 1935.
- Eicke R. Elektronenmikroskopische Untersuchungen an verkieselten Coniferen. Paleontographica, Bd. 97, Abt. B., Paläophytologie, Lfg. 1—2, 1954.
- Eisenack A. Mikrofossilien aus Phosphoriten des samländischen Unteroligozäns und über die Einheitlichkeit der hystrichosphaerideen. Paleontographica, Bd. 105, Abt. A, 1954.
- Ehrenberg C. G. Mikrogeologie. Das Erden und Felsen schaffende Wirken des unsichtbar kleinen selbstständigen Lebens auf der Erde. Leipzig, 1854.
- Ehrenberg C. G. Mikrogeologische Studien über das kleinste Leben der Meeres-Tiefgründe aller Zonen und dessen geologischen Einfluss. K. Akad. Wiss. Berlin. Abhandl., 1873.
- Jimbo K. The Siliceous oolite of Tateyama, Etchū Province. Beitr. z. Min. Japan, herausg. von T. Wada, N 1, Tokyo, 1905.
- Jones R. Note on occurrence of opal phytoliths in some Cenozoic sedimentary rocks. Journ. paleont., vol. 38, N 4, 1964.
- Folk R. L., Weaver C. E. A study of the texture and composition of Chert. Amer. J. sci., vol. 250, N 7, 1952.
- Frankel J. J., Kent L. E. Grahamstown surface quartzites (silcretes). Geol. Soc. S. Africa, Tr. vol. 40, 1938.
- Friend J. K., Piedel W. R. Cenozoic orosphaerid radiolarians from tropical Pacific sediments. Micropaleontology, vol. 13, N 2, 1967.
- Fron del C. The system of mineralogy, vol. 3, Silica minerals. New York, London, 1962.
- Gillott J. E. Study of the fabric of fine-grained sediments with the scanning electron microscope. Journ. Sed. Petr., vol. 39, N—1, 1969.
- Goldstein A., Hendricks T. A. Siliceous sediments of Ouachita facies in Oklahoma. Bull. Geol. soc. Amer., vol. 64, N 4, 1953.
- Goldstein A. Cherts and novaculites of Quachita facies. Soc. econ. paleontol. and mineral. Spec. Publ., N 7, 1959.
- Gubler Y., Bugnicourt M. D., Faber J., Kubler V., Nyssen R. Essai de nomenclature et caractérisation des principales structures sédimentaires. Paris, 1966.
- Gulinck M. Un gisement de kiezeloolithes à Lichtaart. (Campine). Bull. Soc. belge de geol., t. 69, fasc. 2, 1960.
- Haage R. Die Unterscheidung der petrographischen Begriffe «Kieselschiefer» und «Lydite». Geol., Jg. 15, H. 7, Berlin, 1966.
- Harlton B. H. Ouachita chert facies, Southeastern Oklahoma. Bull. Amer. assoc. petrol., geol., vol. 37, N 4, 1953.
- Harris L. D. Syngenetic chert in the Middle Ordovician Hardy. Creek limestone of Southwest Virginia. J. sediment. petrol., vol. 28, N 2, 1958.
- Harvey H. W. On the rate of diatom growth. J. Marine biol. assoc., vol. 19, N 1, 1933.
- Hay R. L. Chert and its sodium-silicate precursors in sodium-carbonate lakes of East Africa. Contrib. mineral. and petrol., vol. 17, N 4, 1968.
- Hein L., Schwab G. Über Verkieselungserscheinungen in der Braunkohle von Seifhennersdorf (Oberlausitz). Geologie, Jrg. 7, H. 8, 1958.
- Helmcke J. G., Krieger W. Diatomeenschalen im Elektronenmikroskopischen Bild. T. I und II. Berlin, 1953, 1954.

Hinde G. J. Notes on Radiolaria from the Lower Palaeozoic rocks (Llandeilo—Caradoc) of the south of Scotland Ann. Mag. Nat. Hist., vol. 6, 1890.

Hinde G. J. Note on the Radiolaria in the Mullion Island chert. Geol. Soc. Quart. J., vol. 49, 1893.

Hoss H. Nachtrag zu den Untersuchungen über die Petrographie kulmischer Kie-selschiefer. Beiträge Mineral. u. Petrogr., Bd. 6, H. 4, 1959.

Kaibara H. A study of the micro-texture of cherts. Mem. Coll. Sci., Univ. Kyoto, ser. B, vol. 30, N 4, 1964.

Kaye C. Boulder train of silicified Paleozoic wood, southeastern Massachusetts. Bull. Geol. soc. Amer., vol. 75, N 3, 1964.

Kemp J. F. Handbook of Rocks. Sixth edition. D. Van Nostrand Co. New York, 1946.

Lamplugh G. W. The Geology of the Zambezi Basin around the Batoka Gorge (Rhodesia). Geol. soc. London Quart. J., vol. 63, 1907.

Lawarne G. Spongolites from the Arnsbergian of County Limerick, Ireland, Geol. mag., vol. 100, N 4, 1963.

Lewin J. C. The dissolution of silica from diatom walls. Geochim. et cosmochim. acta, vol. 21, N 3-4, 1961.

Lewin J., Ott T. E. X-ray study of opals, silica glass and silica gel. Zs. Krist., Bd. 85, H.3-4, 1933.

Lotti B. Descrizione geologica dell'Is. d'Elba. Mem. descrip. geol. Italia, 2, 1886.

Lovering T., Patten L. The effect of CO₂ at low temperature and pressure on solutions supersaturated with silica in the presence of limestone and dolomite. Geochim. et cosmochim. acta, vol. 26, 1962.

Lund E. H. Chalcedony and quartz crystals in silicified coral. Amer. mineral., vol. 45, N 11-12, 1960.

Matthes H. W. Einführung in die Mikropaläontologie. Leipzig, Hirzel, 1956.

McKee E. D. Spatial relations of fossils and bedded cherts in the Redwall lime-stone, Arizona. U. S. Geol. surv., Prof. paper, 400—B, 1960.

Menard H. W. Marine geology of the Pacific. New York, 1964.

Milner H. Sedimentary petrography. 2nd ed. Murby. London, 1929.

Miser H. D. Structure of the Ouachita mountains of Oklahoma and Arkansas. Oklahoma geol. surv. Bull., N 50, 1929.

Mizutani S. Silica minerals in the early stage of diagenesis. Sedimentology, vol. 15, N 3/4, 1970.

Müller A. H. Die Knollenfeuersteine der Schreibkreide, eine frühdiagenetische Bildung. Ber. Geol. Ges., Bd. 1, Hf. 2, 1956.

Müller K. Über die Verkieselung von Fossilien. Zeitschr. der Deutsch. geol. Ges., Bd. 114, t. 3, 1964.

Muller-Feuga R. Les silicifications au Fezzan (Sahara oriental) (1952). Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., t. 12, fasc. 2, 1959.

Murray J., Irvine R. On silica and the siliceous remains of organisms in modern seas. Proc. R. Soc. of Edinburgh, vol. 18 (1890—1891). Edinburgh—London, 1892.

Murray J., Philippi E. Die Grundproben der «Deutschen Tiefsee-Expedition». Вырезка из «Deutsche Tiefsee-Expedition 1898—1899», Bd. 10, 1908.

Neuwirth E. Röntgenuntersuchungen an steirischen Opalen und Chalcedonen. Tscherms. miner. petrogr. Mitteil., Bd. 3, H. 1, 1952.

Okamoto G., Okura T., Goto K. Properties of silica in water. Geochim. et cosmochim. acta, vol. 12, N 1-2, 1957.

Okuno H. Electron-microscopic fine structure of fossil diatoms; 6. Stereoscopic observation. Trans. and proceed. of the Paleont. soc. Japan. New. ser., N 36, 1959.

Oldershaw A. E. Electron-microscopic examination of Namurian bedded cherts, north Wales (Great Britain). Sedimentology, vol. 10, N 4, 1968.

Opik A. Über Trockenrisse und Regenspuren in Monograptusschiefer von Hodkovicky (Böhmen) und über die Entstehung der Graptolithenschiefer überhaupt. Tartu üli-kooli geologia inst. Tartu, 1929.

Oppenheim V. L. Nota sobre o silex (chert) no Sul. do Brasil. Ann. Ac. Brasil. de Sci. Rio de Janeiro, t. 6, N 2, 1934.

Oppenheimer C. H., Kornicker L. S. Effect of the microbial production of hydrogen sulfide and carbon dioxide on the pH of Recent sediments. Inst. Mar. Sci. Pub. vol. 5, 1958.

Pantaneli D. Radiolaria dei diaspri. (1887). Pisa Soc. Tosc. Atti (Proc. Verb.), t. 6, 1887-89.

Patrick R. Factors effecting the distribution of diatoms. Bot. Rev., vol. 14, N 8, 1949.

Pelto C. R. A study of chalcedony. Amer. j. sci., vol. 254, N 1, 1956.

Pettijohn F. J., Potter P. E. Atlas and glossary of primary sedimentary structures. New York, Springer-Verlag, 1964.

Pokorný V. Grundzüge der zoologischen Mikropaläontologie. Bd. 1, Berlin, 1958.

- Prokopowicz N. P. Das Neuburger Weisz, seine Natur und Entstehung. Neues Jahrb. für Geol. und Paläontol. Abh., Bd. 93, N 1, 1951.
- Prokopovich N. Silification in the Oneota dolomite. Journ. sediment. petrol., vol. 23, N 3, 1953.
- Rapson J. E. The petrography of Pennsylvanian chert breccias and conglomerates: Rocky Mountain group, Banff, Alberta. J. sediment., vol. 32, N 2, 1962.
- Riedel W. R. Radiolaria in Antarctic sediments. B. A. N. Z. Antarctic Res. Exped. 1929—1931, Repts., Ser. B, vol. 6, pt. 10, 1958.
- Riedel W. R. Siliceous organic remains in pelagic sediments. Soc. econ. paleontol. a. mineral. Spec. publ., N 7, 1959.
- Rutten M. G. Remarks on the genesis of flints. Amer. Journ. Sci., vol. 255, N 6, 1957.
- Schönfeld E. Die Kieselhölzer aus der Braunkohle von Böhlen bei Leipzig. Palaeontographica, Bd. 99, Abt. B, Paläophytologie, Lief. 1—3, 1955.
- Sosman R. B. The Properties of silica. An introduction to the properties of substances in the solid non—conducting state. New York, Chemical. catalog Co. 1927.
- Staples L. Cubic pseudomorphs of quartz, after halite in petrified wood. Amer. j. sci., vol. 248, N 2, 1950.
- Storz W. Die sekundäre authigene Kieselsäure und ihrer petrogenetisch — geologischer Bedeutung. 1 Teile. Berlin, 1928—1931.
- Straaten L. M. J. U., van. Vuursteenbreccie op secundaire ligplaats in de Zuid—Limburgsche hoofdterrassimenten. Mededeelingen Geol. bureau v. het mijngebied te Heerlen, Maasricht. Jaarverslag over 1942—1943, (N) 11, 1945.
- Stürmer W. Achat-Bildungen in Main-Gröhlen. Natur und Volk, Bd. 85, H. 5, 1955.
- Taliaferro N. L. Some properties of opal. Amer. J. Sci., vol. 30, N 179, 1935.
- Taliaferro N. L. Problem of Franciscan group. Bull. Amer. Assoc. Petrol. geol., N 2, 1943.
- Tarr W. A. Origin of the chert in the Burlington limestone. Amer. j. sci., ser. 4, 1917.
- Tarr W. A. The origin of chert and flint. Univ. Missouri Studies, vol. 1, N 2, 1926.
- Tarr W. A. Terminology of the chemical siliceous sediments. National Research Council diviseon of Geol. and Georg. Washington, 1938.
- Vachtl I. K. вопросу возраста и генезиса так называемых олигоценых кварцитов окрестностей г. Мост в северо-западной Чехии. Sborn. Ustředn. Ústavu Geol., Sv. XIX, 1952.
- Wells K. On the origin of the oolitic, spherulitic and rhomb-bearing cherts. Proc. Geol. assoc. Colchester, vol. 58, pt. 3, 1947.
- Wetzel W. Selektive Verkieselung. Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Abhandl., Bd. 105, Hf. 1, 1957.
- White D. E., Brannock W. W., Murata K. J. Silica in hot-spring waters. Geochim. et cosmochim. acta, vol. 10, N 1-2, 1956.
- White D. A., Crespín I. Some diatomite deposits, north Queensland. Queensl. Govt. Min. J., vol. 60, N 689, 1959.
- Williamson W. O. Silicified sedimentary rocks in Australia. Amer. j. sci., vol. 255, N 1, 1957.
- Wroost V. Vorgänge der Kieslung am Beispiel des Feuersteins der Kreide. Abhandl. Senckenberg. naturforsch. Ges., Abh. 432, 1936.

СЛОВАРЬ ТЕРМИНОВ, ОТНОСЯЩИХСЯ К ТЕКСТУРНЫМ И СТРУКТУРНЫМ ПРИЗНАКАМ ОСАДОЧНЫХ КРЕМНИСТЫХ ПОРОД

Бирбирит — фиолетово-красная плотная, твердая кремнистая порода — продукт превращения дунита или змеевика в процессе выветривания. Впоследствии назв. Б. распространили на разнообразные экзогенно-окремненные гипербазиты. Малоупотребительный излишний термин.

Волокнистая структура (или текстура) [англ. fibrous texture (structure), нем. faserige Struktur (Textur), фр. texture (structure) fibreuse] — структура пород, сложенных преимущественно агрегатом тонкошестоватых или волокнистых минералов. В. с. не всегда сопровождается волокнистой текстурой; при наличии В. с. текстура иногда бывает беспорядочной (Швецов, 1934). Среди кремнистых пород В. с. характерна для сложенных халцедоном, а также для сферолитовых образований.

Гэз [фр. gaize] — пористые легкие кремнистые породы, аналогичные опокам. Отличительными признаками Г. являются: примесь халцедона в существенно опаловой основной массе и наличие значительного количества спикул кремневых губок (от 10 до 45%). Из примесей иногда присутствуют незначительные количества глинистого вещества, обломочного кварца, единичные зерна глауконита и карбоната. Син. опока.

Гейзерит — белая или светлоокрашенная туфоподобная опаловая порода, образовавшаяся в результате выпадения кремнезема из горячих, периодически фонтанирующих источников (гейзеров). Син. кремнистый туф.

Гелевая структура — структура пород, сложенных преимущественно коллоидными частицами ($< 0,01$ мм). Среди Г. с. выделяются разновидности: глобулярная, чешуйчатая, хлопьеватая и др. Г. с. свойственны глинистым, некоторым кремнистым и другим породам.

Гиалиновая структура [греч. hyalos — стекло] — стекловатая структура, свойственная породам аморфным, иногда слабо раскристаллизованным. Син. стекловатая, желатиновидная.

Гиалит — см. опал.

Глобулярная структура — [англ. globular structure, нем. globulare Textur, фр. structure globulaire] — характерна для некоторых кремнистых пород. Г. с. часто обладает кремнистая масса опок, спонголитов, трепелов, диатомитов, некоторых фтанитов и др. Глобули представляют собой в большинстве случаев шарообразные опаловые тельца размером 0,02 мм и меньше. Очень редко они сложены халцедоном и скрытокристаллическим кварцем. Г. с. — одна из разновидностей гелевой структуры. Возникает в условиях капельного проникновения растворов и в породах коллоидального происхождения в связи со стремлением

коллоидов стягиваться в мельчайшие сферические образования с целью занять минимальный объем.

Губчатый тип поверхности скола — характерен для некоторых халцедоновых пород. На поверхностях скола халцедона под электронным микроскопом обнаруживается поверхность, испещренная многочисленными полусферическими углублениями; некоторые из них сливаются, образуя нечеткие трубчатые образования более или менее параллельные друг другу. Поверхность напоминает губку. Причиной губчатого строения (Folk, Weaver, 1952) является присутствие в халцедоне многочисленных сферических, насыщенных соленой водой полостей (bubbles), придающих халцедону буроватый цвет и понижающих его плотность и показатель преломления.

Джеспилиты [англ. jasper — яшма] — тонкослоистые кварцево-магнетитовые или кварцево-гематитовые породы, в которых чередуются тонкие прослойки кварца и магнетита или гематита не более 2 мм толщиной. Кварцевые прослойки содержат значительное количество мельчайших распыленных кристалликов магнетита или гематита, придающих им красноватую окраску. Представляют собой железную руду. Встречаются среди протерозойских или архейских образований. Син. железистые кварциты.

Диатомит — рыхлая, землистая или сцементированная кремнистая (опаловая) порода белого, светло-серого или желтоватого цвета, состоящая (более 50%) из панцирей диатомей, иногда с примесью некоторого количества радиолярий и спикул кремневых губок, а также глинистого и алевритового материала и глауконита. Д. бывает морского и пресноводного (озерного) происхождения. Содержит до 70—98% растворимого SiO_2 , обладает большой пористостью, малым объемным весом и адсорбционными свойствами. Распространен преимущественно в третичных и четвертичных отложениях.

Диатомовая структура — см. *фитогенная структура*.

Желатиновидная структура — син. стекловатая, гиалиновая.

Зональная текстура [англ. zonal или zonal structure, нем. zonale Textur, фр. structure zonaire, zonée] — текстура пород, распадающихся на полосы или зоны, отличающиеся друг от друга цветом, вещественным составом, структурой. Зоны могут иметь концентрическое или параллельное расположение; отграничены друг от друга в одних случаях резко, в других — неотчетливо. З. т. встречается как в первичных, так и во вторичных кремнистых породах. Частные примеры параллельной З. т. ленточная или полосчатая текстуры.

Инкрустационная структура или текстура [англ. incrustation texture, нем. Inkrustationsstruktur или Textur, фр. texture или structure incrustée] — характеризуется тем, что слагающая порода масса образована корками, обрастающими обломки органических остатков, минералов или пород. Они обладают концентрически-скорлуповатым сложением и облекают последовательно слой за слоем раковину или обломок, образуя, таким образом, массу породы. Часто при этом возникают поры. И. с. особенно характерна для туфов. Отличием И. с. от крустификационной является концентрически-скорлуповатое параллельное облекаемой поверхности сложение и часто аморфная структура кремнезема, слагающего корки.

Кварц — мин. состава SiO_2 . Полиморфные модификации: геокс. — $\alpha = \text{к.}$ и триг. — $\beta = \text{к.}$; предполагается существование $\gamma = \text{к.}$ Псевдокубическая разновидность кварца — кристобалит, ромбическая — тридимит. Агрегаты зернистые, часты друзы. Микроструктурный радиально- или параллельно-волокнистый К. — халцедон и его разновидности: лютецит, кварцин, люссатит, люссатин, различающиеся по оптическим свойствам (Чухров, 1955). Концентрически-зональный агрегат

халцедона — жагат. Тонкопорошковая разность К. — маршаллит. К. и его разновидности иногда образуются при дегидратации и раскристаллизации геля кремнезема.

Кварцин — см. *кварц*.

Кварцит — зернистая порода, состоящая из кварца, различного невооруженным глазом или под лупой, сцементированного кварцевым же материалом. В практике К. названа плотная и крепкая порода, состоящая почти исключительно из кремнезема (кварц и смесь опал-халцедон-кварца). К. образуется при метаморфизме кварцевых песчаников и некоторых магматических пород, например порфиров. К. называют также массивные мелкозернистые кварцевые песчаники, иногда — зернистые кварцевые породы, встречающиеся в корях выветривания и имеющие метасоматическое происхождение. Подводные гидротермы, выносящие в морскую воду кремнезем, в отсутствие других компонентов (Fe, Mg и др.), вероятно, также могли способствовать образованию линз кварцитов или, как их чаще называют, микрокварцитов.

Клеточная структура — реликтовая структура органических остатков, в процессе литификации нацело замещенных каким-либо веществом (кремнистым, карбонатным и др.), но сохранивших клеточное строение окаменевшего организма.

Колломорфная (коллоформная) структура — свойственна породам коллоидного происхождения (напр. некоторым кремнистым породам — трепелам, опокам), сложенным преимущественно аморфным кремнеземом.

Конкреционная структура [англ. concretionary texture, нем. Konkretionsstruktur, фр. texture concrétionnée] — структура некоторых первичных и вторичных кремнистых пород, сложенных сферическими образованиями, которые распадаются на ряд тонких концентрических зон, отличающихся друг от друга составом, цветом или другими признаками. Величина сферических тел обычно очень мала и часто измеряется сотыми долями миллиметра.

Кремневый гелит [gelo — замерзаю, остудневаю] (storz, 1928—1931) — кремнистая порода, образующаяся при коагуляции коллоидов кремнезема. При литификации образуется опаловая порода с колломорфной структурой.

Кремни — твердые, плотные, темные (черные, серые или иного цвета) кремнистые образования, состоящие из смеси аморфной и кристаллической кремнекислоты. Обладают раковистым изломом. Образуют выклинивающиеся прослои, линзы, желваки, караваи, конкреции в породах как кремнистых, так и иного вещественного состава (преимущественно карбонатного). Син. с и л и ц и ф и к а т ы.

Кремнистые породы — встречаются первичные и вторичные. Первичные — в основном осадочные кремнистые горные породы — состоят целиком или преимущественно из свободного или водного кремнезема и имеют химическое, биологическое, сложное биохимическое или вулканогенно-осадочное происхождение. Вторичные К. п. обычно имеют эпи- или катагенетическое, метасоматическое или гипергенное происхождение. По минеральному составу К. п. бывают опаловые, кристобалитовые, халцедоновые (включая все минералы группы халцедона) и кварцевые. Представителями биогенных (органогенных) К. п. являются диатомиты, спонголиты, радиоляриты; хемогенных — кремнистые туфы (в том числе гейзериты), кремневые гелиты, кремнистые допалеозойские и палеозойские химические осадки (некоторые яшмовидные породы — фтаниты, лидиты, кремнистые сланцы); к кремнистым отложениям, связанным с подводной вулканической и поствулканической деятельностью, относятся некоторые яшмы и яшмовидные породы, к био-хемогенным — трепелы, опоки, гзы. Среди конкреционных К. п.

часто встречаются кремни различного минерального состава. Среди вторичных К. п. необходимо отметить нацело силицитизированные породы различного происхождения и вещественного состава, кремнистые псевдоморфозы по органическим растительным и животным остаткам (окремненная древесина, окремнелые раковины), из гипергенных — маршаллиты, пеликаниты. Син. *с и л и ц и т ы*.

Кремнистые туфы — светлоокрашенные рыхлые или плотные опаловые отложения теплых или горячих минеральных источников. Обладают натечным пористо-кавернозным строением, часто образуют сталактиты, сталагмиты, инкрустации. Продукты выпадения кремнезема из вод периодически действующих горячих источников (гейзеров) носят название *г е й з е р и т о в*.

Кремнистый сланец — осадочная кремнистая, тонкоплитчатая, часто листоватая, твердая, плотная, с раковистым оскольчатый изломом породы, сложенная криптокристаллическим или микрозернистым кварцем, иногда кварцем и халцедоном. К. с. является заметно метаморфизованной и деформированной породой и характеризуется отчетливо выраженной сланцеватой текстурой. Обладает различной окраской, зависящей от красящей примеси — органического вещества, хлорита, окислов и гидроокислов железа, соединений марганца и др. Часто содержит значительную примесь глинистого материала. В К. с. иногда находятся органические остатки — спикеры кремневых губок, скелеты радиолярий, растительный детрит. К. с. залегают обычно в виде пластов различной мощности, протягивающихся на значительные расстояния.

Кристобалит — см. *Кварц*.

Лидийский камень — черная разновидность яшмовидной кремнистой породы, употребляемая в ювелирном деле. Черный цвет породы обусловлен значительной примесью углистых частиц в существенно кремнистой основной массе породы. Син. *л и д и т*.

Лидит [по древнеримской провинции Лидии в Малой Азии] — черная, плотная, твердая яшмовидная кремнистая порода, сложенная кварцем и халцедоном, иногда с незначительной примесью опала. Отличительной особенностью является наличие в ее составе тонкораспыленного углистого вещества. Иногда наблюдаются в значительных количествах радиолярии. Некоторые исследователи считают Л. аналогами фтанитов. За рубежом они рассматриваются как разновидность радиоляриевый яшмы, окрашенной углистыми частицами в черный цвет («*Essai de nomenclature des roches sédimentaires*», 1961—1965).

Литоидная (или стекловатая) структура поверхности скола — характеризуется ровной поверхностью реплики с редкими микротрещинками, рисунок которых подобен раковистому излому. Л. с. свойственна силицитам кварц-халцедонового состава с неполнокристаллической структурой.

Маршаллит — рыхлая или слабо уплотненная горная порода, состоящая из неокатанных частиц кварца преимущественно алевритовой размерности с небольшой (обычно до 10—20%) примесью более крупных частиц. Является остаточным продуктом выветривания кремнистых известняков или кварцитов и некоторых других существенно кремнистых пород.

Люссатин — см. *Кварц*.

Люссатит — см. *Кварц*.

Лютецит — см. *Кварц*.

Микрошариковая структура — то же, что *глобулярная*.

Новакулит [лат. *novacula* — бритва] — очень плотная светлая осадочная кремнистая порода, обладающая однородной криптокристаллической структурой и состоящая из равномерно-микрозернистого кварца, иногда с подчиненным количеством халцедона. По К. Фронделю (Frondel,

1962), Н. может быть продуктом низкой степени метаморфизма пластов эрст. Употребляется как тонкий абразив.

Новакулитовый тип поверхности скола кремнистой породы — представляет собой под электронным микроскопом поверхность, сложенную отчетливо выраженными характерными многогранными блоками с гладкой, слабо изогнутой поверхностью, напоминающей по форме и внешнему виду отдельные ячейки мыльной пены. Иногда форма поверхности таких блоков напоминает трехгранную пирамиду (Folk, Weaver, 1952). Н. т. п. характерен для кремнистых пород, сложенных микрокристаллическим кварцем.

Окремнелая древесина — псевдоморфоза кремнезема по древесине (псевдоморфоза вытеснения). Происходит выщелачивание и вынос органического вещества, слагающего древесину, и выполнение образующихся пустоток кремнеземом за счет привноса последнего извне. В процессе окремнения клеточное органогенное строение древесины сохраняется.

Окремненные органические остатки — органические остатки различного вещественного состава, подвергшиеся процессу окремнения и превращенные в кремнистые образования.

О о и д ы — не вполне определенный и малоупотребительный термин, применяемый для округлых преимущественно карбонатных образований (нечетко выраженные бобовины, оолиты лишь со слабо намечающимися единичными концентрирами).

Опал — мин. состава $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, аморфный твердый гидрогель. Содержание H_2O 1—9%, редко до 34%. Обычные примеси: гидроокислы Fe, Al, Mn, иногда MgO, CaO и др. Агрегаты натечные, слоистые, пористые, землистые, желваки, пленки, также в скелете радиолярий, панцирях диатомей и др. Бесцветен, но легко окрашивается различными хромофорами. С течением времени О. обезвоживается и переходит в халцедон и кварц. Главный компонент некоторых осадочных горных пород химического и биогенного происхождения — диатомитов, трепелов, радиоляритов, опок и др. Отлагается из термальных и поверхностных вод — кремнистый туф, гейзерит. Замещает древесину — деревянистый О. Образуется при разложении силикатов в процессе выветривания различных горных пород. Стеклоянно-прозрачный бесцветный О., чаще в виде натечных агрегатов, иногда концентрически-скорлуповатый, называют **г и а л и т о м**.

Опока [старорусск. и польск.] — пористые кремнистые породы, твердые, с полураковистым или неровным изломом, реже мягкие, палевого, темно-серого или черного цвета. Сложены (до 90%) опалом, находящимся в виде стекловатой, желатиновидной массы, реже образующим мельчайшие глобулы. Из примесей, кроме глинистого вещества, иногда присутствуют в небольших количествах алевроитовые частицы, зерна глауконита и кремневые органические остатки (раковинки радиолярий, спикеры губок, панцири диатомей). Широко развиты среди низнетретичных (Поволжье) и меловых отложений (восток европейской части СССР).

Пеликанит — смесь опала и минералов каолиновой группы (каолинит, накрит, диккит), замещающих полевые шпаты в корях выветривания кислых пород (преимущественно гранитов) ¹.

Петельчатая структура — характеризуется кучным расположением глобул в реплике, при котором их контуры, переплетаясь между собой, образуют петлевидный рисунок. Разновидности П. с. — округлопетельчатая, когда огранка глобул выражена слабо, и угловатопетель-

¹ Существует мнение (Гинзбург, 1914), что П. образуется вследствие окремнения первичных каолинов.

чатая, когда огранка заметна хорошо. П. с. свойственна силицитам кварц-халцедонового состава с неполнокристаллической структурой.

Порошковая, порошкообразная или порошокватая структуры [англ. pulverulent texture, нем. pulverähnliche Struktur, фр. texture pulvérulente] — структура очень тонкой, рыхлой породы, отдельные частицы которой либо слабо связаны друг с другом, либо не связаны совсем. Син. землистая.

Порцелланит или «фарфоровая яшма» [итал. porcellana — фарфор] — опаловая кремнистая микропористая порода с примесью глинозема и карбоната. Обладает текстурой и строением неглазурованного фарфора.

Промежуточный тип поверхности скола кремнистой породы (Folk, Weaver, 1952) — под электронным микроскопом поверхность, которая является, по-видимому, переходной стадией от губчатого типа к новакулитовому. Этот тип поверхности характерен для пород смешанного халцедоново-кварцевого минерального состава. Промежуточный тип поверхности по внешнему виду имеет неотчетливую, плохо определенную, иногда почти ровную поверхность, отличающуюся низким рельефом, без многочисленных полостей (Bubbles). Иногда такая поверхность содержит участки, представленные новакулитовым или губчатым типами поверхности.

Псевдоглобулярная структура поверхности скола — характеризуется присутствием в реплике глобулей, представляющих собой, по-видимому, зародыши будущих кристаллов. От обычных глобулей в опаловых породах отличаются элементами четырех- и шестиугольной огранки, различимых при увел. 25000 и более. П. с. п. свойственна силицитам кварц-халцедонового состава с неполнокристаллической структурой.

Радиолярии [Radiolaria] — микроскопические одноклеточные морские планктонные организмы, составляющие особый класс типа простейших. Обладают кремневым скелетом, хорошо сохраняющимся в ископаемом состоянии. Известны с докембрия до настоящего времени. Встречаются как в глубоководных, так и в мелководных отложениях. Микрофауна Р. в настоящее время хорошо изучена и используется для установления геологического возраста некоторых толщ.

Радиоляриты — термин фациальный, определяет илы, а также слабо сцементированные кремнистые органогенные породы, содержащие большое (но не менее 50%) количество скелетов радиолярий. Характерны примеси глинистого и фосфатного материала, пирокластические, алевроитовые зерна и зерна рудных минералов. Иногда Р. содержат опаловые тельца, остатки диатомей и спикул кремневых губок. Некоторые палеозойские радиоляриевые яшмы, в которых фауна радиолярий имеет хорошую сохранность и вполне определима, могут быть отнесены к радиоляритам; сюда же может быть отнесен и современный глубоководный существенно радиоляриевый ил.

Реплики поверхностей скола кремнистых пород — впервые в процессе изучения кремнистых пород Р. Фолком и Ч. Уивером (Folk, Weaver, 1952) был применен «метод реплик», с помощью которого были получены электронномикроскопические снимки (реплики) с пленок, искусственно наложенных на поверхность скола изучаемой породы. Пленки эти при больших увеличениях (от 1500 до 30000) отражают морфологию поверхности кремнистой породы и характерные особенности ее строения.

Роговик — контактово-метаморфическая порода, образовавшаяся в результате воздействия интрузивных масс на вмещающие породы. Отличается зернистым сложением, раковистым изломом. По характеру новообразованных минералов Р. получает прилагательное (напр. Р. кордиеритовый, андалузитовый, ставролитовый и т. д.).

Силекситы [лат. *silex* — кремьнь] — в литологии кремни халцедоново-кварцевого состава, образующие включения в карбонатных толщах. Обычно от окружающей и вмещающей их породы резко не отделяются.

Силексы [лат. *silex* — кремьнь] — халцедоновые кремни в карбонатных толщах в виде твердых желваков, небольших прослоек или мелких линз. Обладают неяркой окраской от белого до черного цвета, жирным блеском, очень тонкозернистой структурой и раковистым изломом. Хасто покрыты корочкой (толщиной иногда до нескольких миллиметров), представляющей собой смесь халцедона и глобулярного опала. Оличаются от силекситов резкой отграниченностью от вмещающей породы и отсутствием в их составе кварца.

Силикалит [Silicalite] — устаревший термин для различных сложенных кремнеземом пород.

Силиколиты — термин, предложенный Л. В. Пустоваловым (1940) и для осадочных кремнистых пород, сложенных свободным или водным кремнеземом. С. включают в себя опалолиты (представленные преимущественно аморфным коллоидальным опалом), халцедонолиты и кварц-халцедонолиты, представленные скрытокристаллической разностью кремнезема — халцедоном и кварцем. Син. силициты, кремнистые породы.

Силициты [лат. *silicium* — кремнезем] — термин, предложенный Г. И. Теодоровичем (1935) для обозначения кремнистых осадочных горных пород, в составе которых преобладает свободный или водный кремнезем биологического или химического происхождения. Син. кремнистые породы.

Силицификаты — кремнистые выделения, присутствующие в породе в виде включений, желваков, линз и т. п. Син. кремни.

Силькреты — гипергенно-окремненные в условиях жаркого сухого климата пласты различных пород, называемые чаще всего «поверхностными кварцитами». В отличие от метаморфических кварцитов в них отсутствуют стилолитовые образования, конформные и инкорпорационные структуры.

Спонгиевая структура — разновидность органогенной структуры, характерная для спонголитов — кремнистых пород, сложенных в большей своей части опаловыми спикулами кремневых губок.

Спонголиты (спонгиолиты) — кремнистые породы, сложенные спикулами кремневых губок (не менее 50%) и опалом, иногда частично перешедшим в халцедон. Нередко содержат примесь алевритовых кварцевых частиц, глауконита (иногда выполняющего внутренние каналы спикул), гидроокислов железа. Встречаются в небольшом количестве скелеты радиолярий и раковины фораминифер. Цвет светло-серый, зеленоватый. Наблюдаются как твердые, уплотненные разности, так и рыхлые, слабо сцементированные. Являются мелководными прибрежными морскими осадками, крайне редко встречаются в озерных водоемах. Известны с нижнего карбона. Преимущественно развиты среди третичных и меловых отложений.

Стекловатая структура — структура пород, сложенных преимущественно стекловатым неиндивидуализированным веществом. Характерна для пород, богатых кремнеземом. Некоторые кремнистые породы, сложенные опалом (например опоки), обладают желатиновидным строением, напоминающим стекловатую структуру. Син. желатиновидная, гиалиновая.

Трепел [нем. *Tripel*] — кремнистая (опаловая) осадочная порода, рыхлая или слабо сцементированная, очень легкая, тонкопористая, близкая к диатомиту, но с плохой сохранностью скелетных остатков. Сложена главным образом глобулярным опалом. Из примесей характерны глинистое вещество, алеврит, глауконит. Окрашена в различные

цвета — от белого, сероватого, бурого до красного и черного. Происхождение трепелов выяснено не во всех случаях.

Тридимит — см. *Кварц*.

Триполит — кремнистая (опаловая), иногда в значительной степени халцедоновая порода, окрашенная в белый, серый, розовый, красный, темно-желтый или желтый цвет, пористая, легкая, часто грубая, шероховатая на ощупь. Син. трепел.

Фарфоровая яшма — опаловая порода с примесью глинозема и карбоната. Микропористая. Обладает структурой и блеском неглазурованного фарфора. Син. порцелланит.

Фиорит [по месторождению Santa Fiore в Италии] — опал (гейзерит), содержащий фтор. Кремнистая порода, состоящая из опала, выпадающего из раствора в форме натеков. Син. гейзерит или кремнистый туф.

Флинт [англ. flint — кремнь] — опало-кварц-халцедоновая плотная порода серого или черного цвета, обладающая раковистым изломом. Кварц преимущественно скрытокристаллический. Ф. встречается в виде желваков в толщах писчего мела Британских островов.

Фтанит — по Гаюи (1822), черная, твердая, плотная яшмовидная кремнистая порода, сложенная криптокристаллическим кварцем и халцедоном. Характерной и обязательной примесью является тонкорассеянное углистое вещество или графит. Органические остатки представлены радиоляриями, но содержатся не всегда. Некоторые исследователи считают Ф. син. лидитов.

Халцедон — см. *Кварц*.

Черт [англ. chert] — кварц-халцедоновая порода с примесью опала. Кварц преимущественно крипто- и микрокристаллический. В отличие от кремней типа флинт для них характерна трещиноватость, ноздреватость, плитчатый, а не раковистый излом. Поверхность Ч. под электронным микроскопом обнаруживает губкообразную структуру с мельчайшими порами или ямками, но при небольших увеличениях, в обычном микроскопе, имеет те же особенности, что и флинт (однако чаще более грубозерниста). Кремни типа Ч. образуют характерное окремнение среди юрских и более древних толщ на Британских островах.

Ячеистая или субновакулитовая структура — характеризуется присутствием в реплике слабо выраженных кристаллических очертаний. Я. с. свойственна силицитам кварц-халцедонового состава с неполнокристаллической структурой. Я. с. напоминает *промежуточную структуру поверхности скола* (см.).

Яшма (jasper) — кремнистая порода, нередко микрослоистая, с остатками радиолярий, полосчатая или пятнистая, сложенная криптокристаллическим кварцем, окрашенная в различные цвета преимущественно окислами железа и марганца. Преобладают различные оттенки красного, желтого, иногда коричневого и зеленого цвета. Я. тесно ассоциируют с радиоляриями.

Яшмовидные породы — разновидности преимущественно палеозойских силицитов, среди которых выделяют три разновидности: *фтаниты* (см.), *лидиты* (см.) и *кремнистые сланцы* (см.).

Яшмоиды — вторичные силициты, образовавшиеся в результате замещения кремнеземом при гипергенных, гидротермальных или метаморфических процессах различных осадочных, изверженных и метаморфических пород.

ТАБЛИЦЫ ИЗОБРАЖЕНИЙ И ОБЪЯСНЕНИЯ К НИМ

ТЕКСТУРЫ ОСАДОЧНЫХ КРЕМНИСТЫХ ПОРОД (табл. 1—14)

СЛОИСТЫЕ ТЕКСТУРЫ (табл. 1—8) И НЕКОТОРЫЕ ТЕКСТУРЫ НА ПОВЕРХНОСТЯХ НАПЛАСТОВАНИЯ (табл. 9, 10)

ТАБЛИЦА 1

Фиг. 1. Слоистая яшма (фтанит). На снимке видны темно- и светло-серые прослой, сложенные микрозернистым кварцем новакулитовой структуры. Темные прослой — прослой, обогащенные тонкораспыленным углистым веществом. Верхняя пермь. Центральная часть хребта Сихотэ-Алинь, верховьев р. Татибе. Нат. вел. Из колл. В. Н. Кондитерова

Фиг. 2. Ритмично-слоистая яшма (фтанит). Светлые прослой сложены тонкозернистым кварцем новакулитовой структуры, темные прослой — чешуйками слюдистых минералов биотита и серицита, образовавшихся в процессе метаморфизма породы. Нижний — средний палеозой, тудовакская свита. Приморский край, хребет Сихотэ-Алинь, р. Эльдо-Вака. $1/2$ нат. вел. Из колл. В. Н. Кондитерова

Фиг. 3. Переслаивание лидитов («халцедонолитов») темно- и светло-серых опоковидных. Олигоцен, менилитовая свита, УССР (Прикарпатье), р. Быстрица-Надворянская. М. П. Габинет, 1962

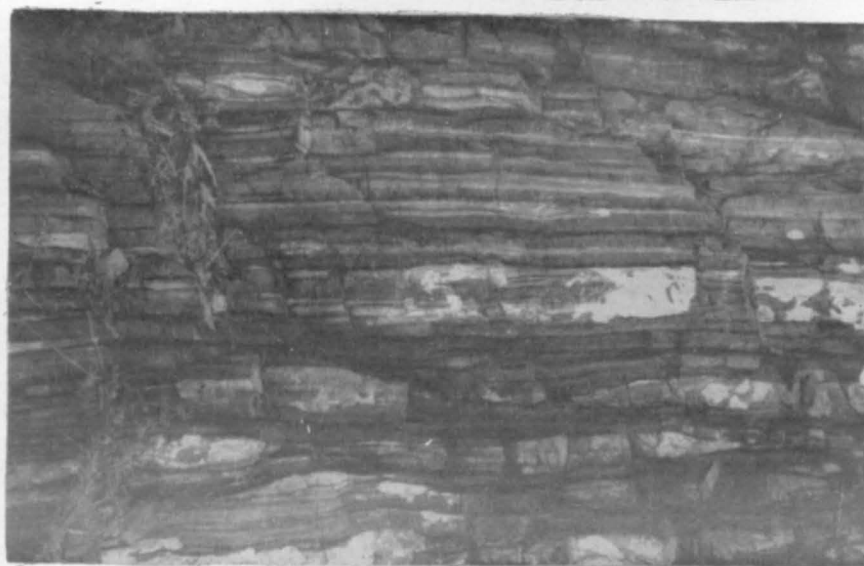
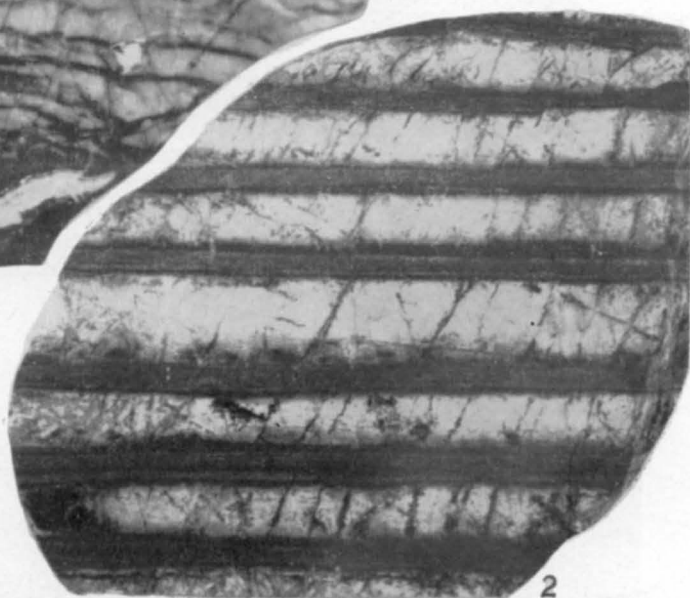
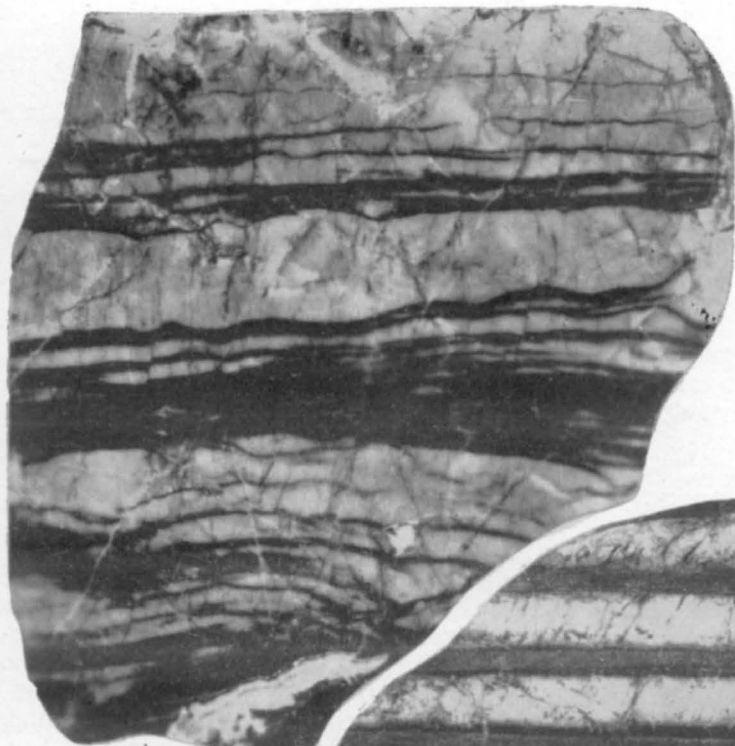


ТАБЛИЦА 2

Фиг. 1. Зеленая яшма. Текстура слоистая. Нижний палеозой. Центральный Казахстан, Джезказган-Улутауский район, правый берег р. Ишим. Нат. вел. Из колл. Л. И. Боровикова

Фиг. 2. Яшма (фтанит). Текстура тонкослоистая. Видны тонкие прослои глинистого материала среди кремнистого вещества. Верхняя пермь. Хребет Сихотэ-Алинь, верховье р. Татибе. Нат. вел. Из колл. В. Н. Кондитерова

Фиг. 3. Черная яшма (фтанит). Текстура слоистая. Структура крипто- и мелкозернистая, местами реликтовая органогенная. Порода представляет собой тонкое чередование слойков кварцита с мелкозернистой структурой с кремнистыми слойками, содержащими обильную примесь углистых частиц. В криптокристаллической углисто-кремнистой массе наблюдаются перекристаллизованные радиолярии. Средний кембрий. Киргизская ССР, р. Байдамтал. Шлиф. $\times 10$, без анализатора. Из колл. Е. И. Зубцова

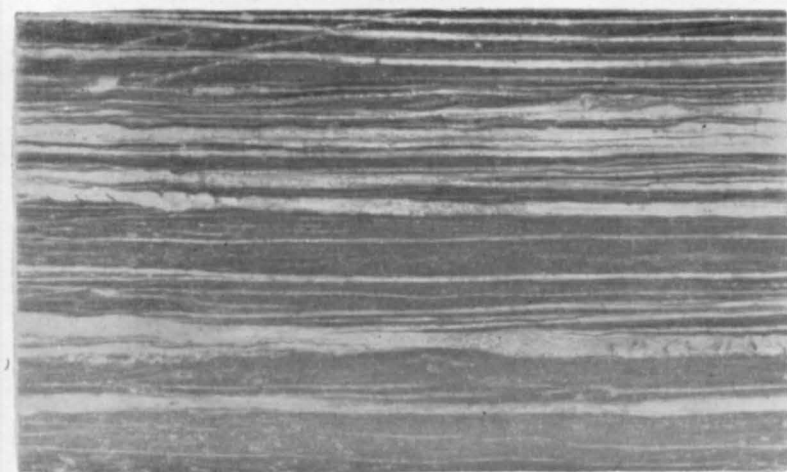
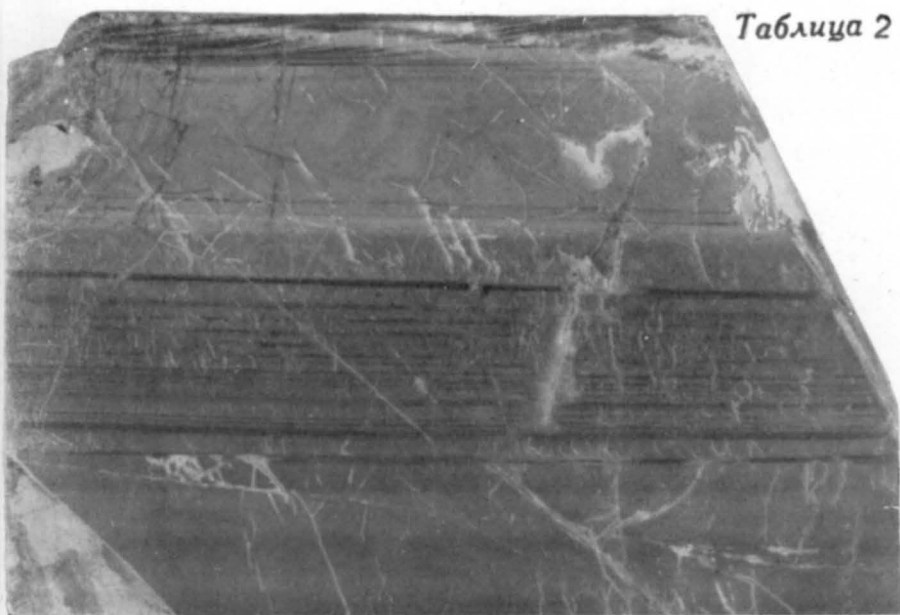


ТАБЛИЦА 3

Фиг. 1 и 2. Яшма (фтанит). Текстура тонкослоистая. Структура скрытокристаллическая и микрогранобластовая. Порода представляет собой чередование черных и темно-серых кремнисто-углисто-глинистых и кремнистых слойков. Средний кембрий, кокतालская свита. Центральный Казахстан, правый берег р. Кара-Сире, к востоку от Джусайланского тракта. Фиг. 1 — нат. вел.; фиг. 2 — шлиф, $\times 25$, с анализатором. Из колл. Л. И. Боровикова

Фиг. 3. Слоистая яшма (фтанит). Слойки сложены криптокристаллическим кварцем, но различного цвета. В верхней части снимка видна очень тонкая слоистость. Верхняя пермь. Центральная часть хребта Сихотэ-Алинь, верховые р. Татибе. Нат. вел. Из колл. В. Н. Кондитерова

Фиг. 4. Тонкослоистая яшма (фтанит). Слоистость обусловлена изменением тональности окраски серого цвета. Верхняя пермь. Центральная часть хребта Сихотэ-Алинь, верховье р. Татибе. Нат. вел. Из колл. В. Н. Кондитерова

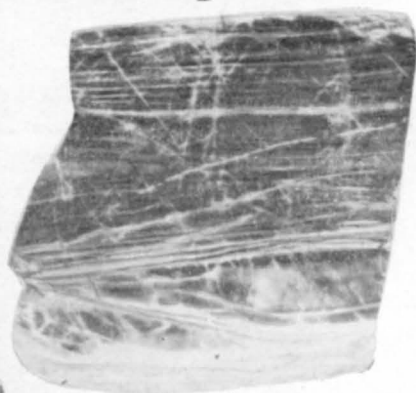
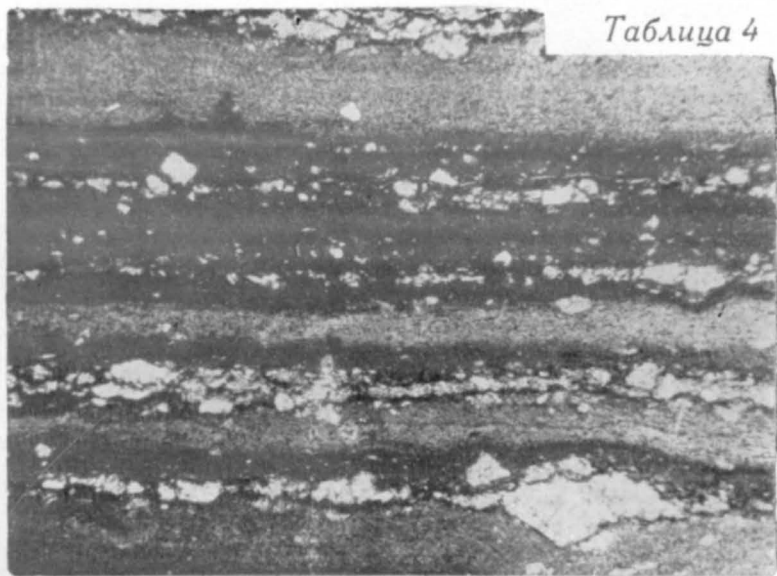


ТАБЛИЦА 4

Фиг. 1. Диатомит. Текстура тонкослоистая. Мелкий детрит диатомовых расположен тонкими слоями. Отдельные слойки обогащены более крупными обломками диатомовых. В некоторых слойках кремнезем сильнее раскристаллизован и окрашен в бурый цвет (органическим веществом или гидроокислами железа?). Плиоцен. ГрузССР, Ахалцихский р-н, д. Кисатиби. Шлиф, $\times 40$, без анализатора. В. С. Порецкий

Фиг. 2. Опока. Текстура тонкослоистая. Кремнистая, опаловая порода с примесью глинистого материала и небольшого количества тончайших алевритовых частиц. Мезозой. Волгоградская обл., район Каменоярского поднятия. Шлиф, $\times 20$, без анализатора. Из колл. Геологического музея Волго-Донского ТГУ

Фиг. 3. Линзовато-слоистая яшма (фтанит). Слоистость обусловлена наличием линзочек различного серого цвета, сложенных, как и основная масса породы, криптокристаллическим кварцем. Верхняя пермь. Центральный Сихотэ-Алинь, верховье р. Татибе. Нат. вел. Из колл. А. В. Гааза



1



2



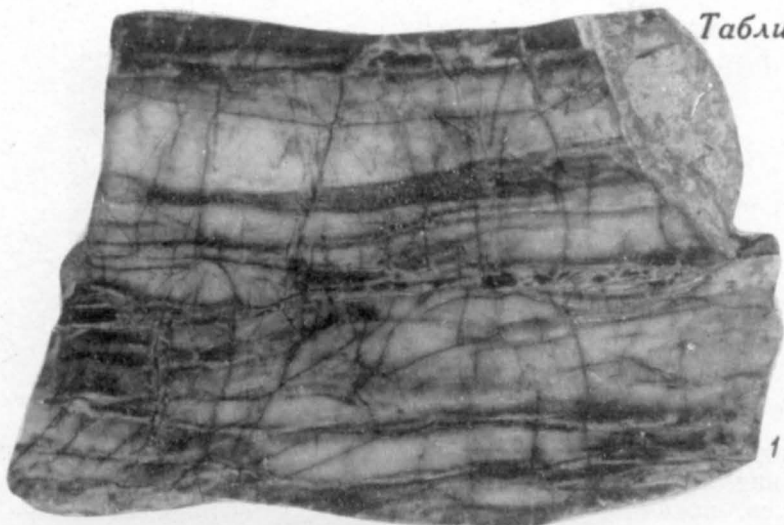
3

ТАБЛИЦА 5

Фиг. 1. Нечеткослоистая яшма (фтанит). Слоистость связана с наличием нечетких полос темно- и светло-серого цвета, сложенных криптокристаллическим кварцем. Верхняя пермь. Центральная часть хребта Сихотэ-Алинь, верховье р. Татибе. Нат. вел. Из колл. В. Н. Кондитерова

Фиг. 2. Кремнистая порода (яшма). Текстура слоистая. Наблюдаются четкие границы между прослоями, сложенными кремнистым веществом и кремнистым веществом с примесью глинистого материала. Порода пересечена сетью кварцевых жил с включениями рудных зерен. Нижний кембрий, чингинская свита. Тувинская АССР, хребет Куртушибинский. Нат. вел. Из колл. В. Г. Богомолова

Фиг. 3 и 4. Кремнисто-карбонатная порода. Тонкослоистая текстура. Порода представляет собой тонкое переслаивание скрытокристаллического кремнистого вещества со слабой агрегатной поляризацией с прослойками (до 1 мм), сложенными ромбоэдрическими кристаллами доломита, погруженными в такое же кремнистое вещество. Наблюдаются тончайшие кремнистые и карбонатные прожилки, пересекающие слоистость. Кембро-силур. Алтайский край, правый берег Катунь, ниже с. Чепыша. Фиг. 3 — нат. вел.; фиг. 4 — шлиф, $\times 25$, с анализатором. Из колл. В. П. Нехорошева



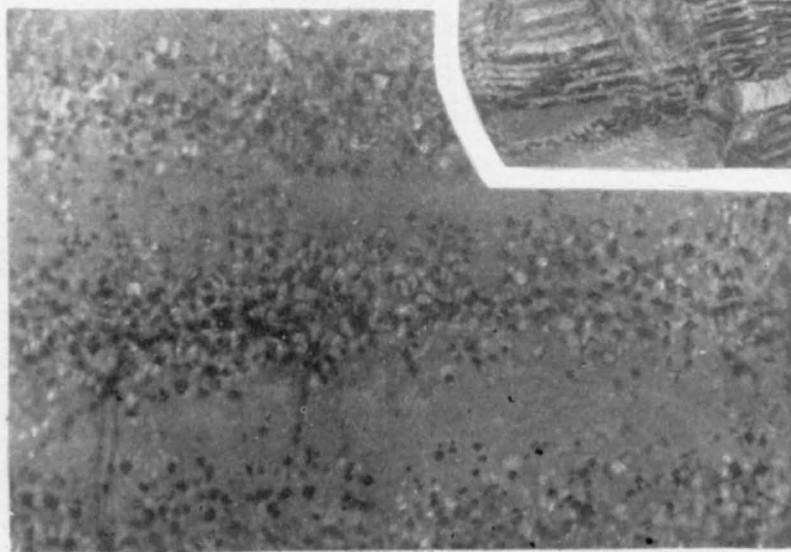
1



2



3



4

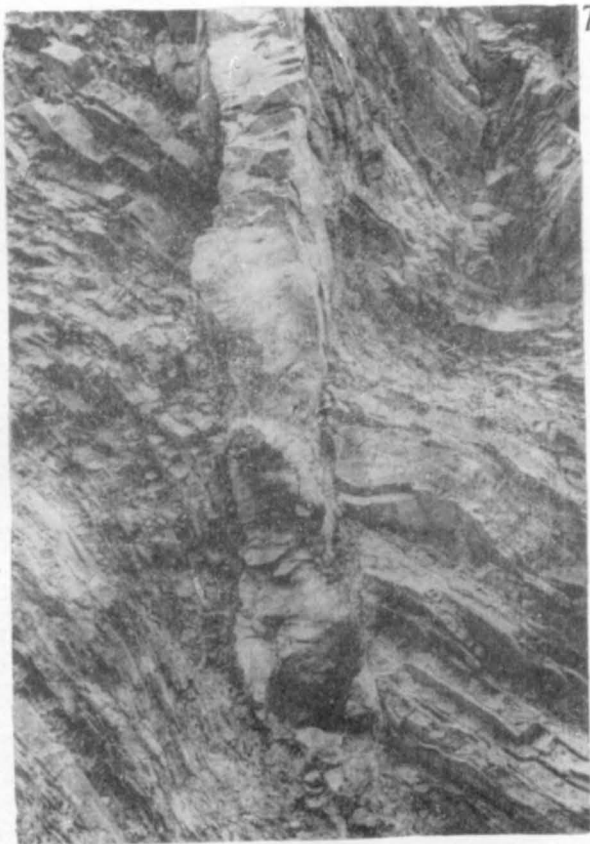
ТАБЛИЦА 6

Фиг. 1. Нептуническая «халцедонолитовая» дайка в толще переслаивания лидитов («халцедонолитов») и других кремнистых пород. Олигоцен, нижняя менилитовая свита. УССР (Прикарпатье), р. Опора. М. П. Кабинет, 1962

Фиг. 2. Красная яшма с белыми кварцевыми включениями различной формы и прослойками. Текстура пятнисто-слоистая. Нижний кембрий. Центральный Казахстан, Байконурский р-н, р. Сай-Киякты. Нат. вел. Из колл. Л. И. Боровикова

Фиг. 3. Кремнистая лимонитизированная порода. Текстура слоистая, участками пятнистая. Структура криптокристаллическая. Средний кембрий. Север Кемеровской обл., р. Золотой Китат. Нат. вел. Из колл. Д. В. Никитина

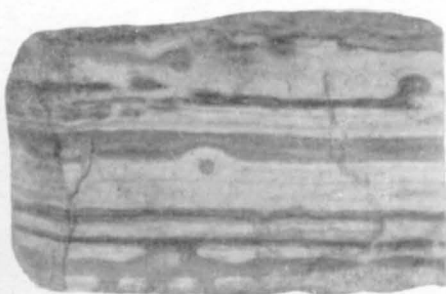
Фиг. 4. Пепельно-серый, углисто-кремнистый сланец. Текстура слоистая. Слоистость горизонтальная, прерывистая, подчеркнутая по-слойной концентрацией углистого вещества. Нижний кембрий, булантинская свита. Центральный Казахстан, долина р. Буланты. Нат. вел. Из колл. Л. И. Боровикова



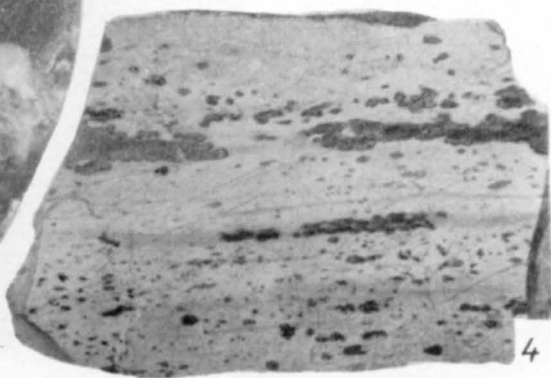
1



2



3



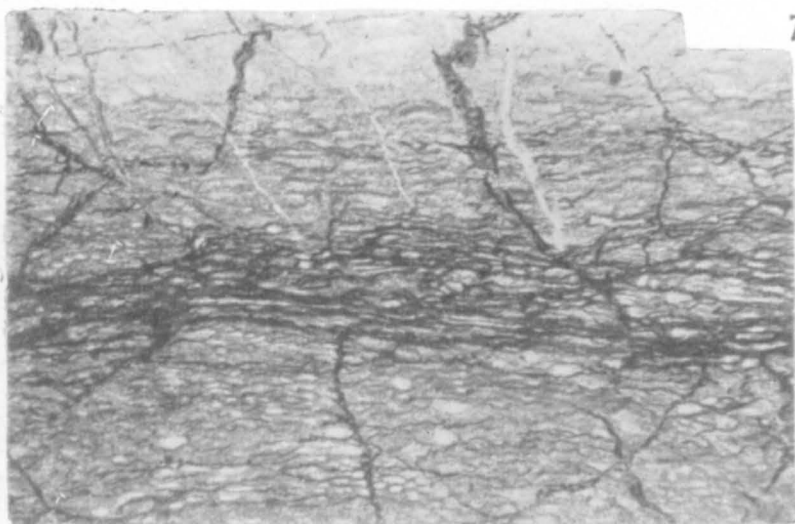
4

ТАБЛИЦА 7

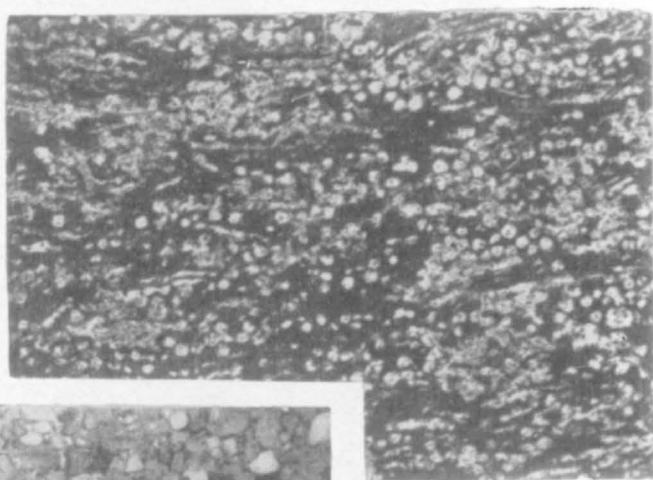
Фиг. 1. Яшмовидная кремнистая порода. Текстура слоистая. Крип-токристаллическая и микрогранобластовая структура. Порода представляет собой чередование слойков, обогащенных слюдисто-глинистым или углистым материалом. В некоторых прослоях наблюдаются реликты перекристаллизованных радиолярий. Верхняя пермь. Приморский край, Сихотэ-Алинь, район р. Татибе. Шлиф; $\times 30$, без анализатора. Из колл. В. Н. Кондитерова

Фиг. 2. Спонголит. Текстура слоистая. Слоистость обусловлена скоплением спикул. Верхний карбон, стефанский ярус. Франция, департамент Гар. Шлиф; $\times 100$, без анализатора. L. Saueux, 1929

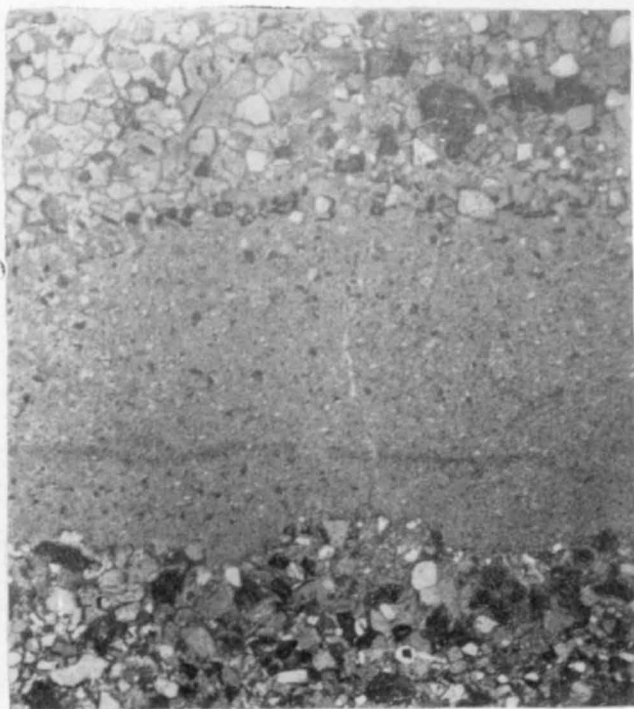
Фиг. 3. Тонкое переслаивание кремнистых граувакк с алевролитовыми сланцами. Прослой среди кремнистых брекчий. Силур. Южный Урал, левый борт долины р. Азиям, у д. Русский Азиям. Шлиф, $\times 20$, без анализатора. Из колл. А. Д. Петровского



1



2



3

ТАБЛИЦА 8

Фиг. 1. Переслаивание светло-серой, местами буровой кремнистой породы с голубовато-серыми, реже фиолетово-серыми туфо(?) - аргиллитами и зеленовато-серыми туфо(?) - алевролитами. Мощность прослоев кремнистых пород колеблется от 1 до 11 см, аргиллитов и алевролитов от 1 до 5 см. Кремнистые породы несколько преобладают. Нижний мезозой. Дальний Восток, Хабаровский край, Бикинский район. Нат. вел. Из колл. Н. С. Забалуевой

Фиг. 2. Послойное окремнение строматолитового доломита. Докембрий, билляхская серия. Якутская АССР, р. Котуйкан. Шлиф. $\times 13$, с анализатором. Из колл. В. Е. Мильштейн

Фиг. 3. Полностью окремненный доломит с реликтовой микрослоистой водорослевой структурой. Кембрий, ангарская свита. Иркутская обл., ст. Кутулик. Шлиф. $\times 30$, с анализатором. Из колл. Я. К. Писарчик

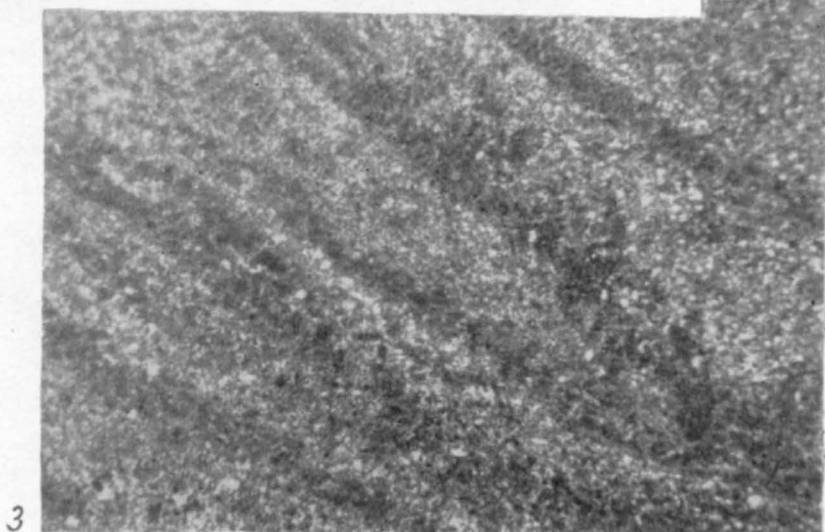


ТАБЛИЦА 9

Фиг. 1. Знаки ряби на поверхности кремнисто-глинистого битуминозного сланца сакмарской свиты (нижний силур). Южный Урал, левый борт р. Сухой Губерли, у д. Мустафино. $\times 3$. Из колл. А. Д. Петровского

Фиг. 2. Знаки ряби на поверхности глинисто-кремнистого сланца сакмарской свиты (нижний силур). Южный Урал, левый борт долины р. Курагана, в 2 км к юго-востоку от д. Идельбаево. $\times 2$. Из колл. А. Д. Петровского

Фиг. 3. Отпечаток со знаков ряби (фиг. 2)

Фиг. 4. Трещины усыхания на поверхности глинисто-кремнистых граптолитовых сланцев венлока (нижний силур). Южный Урал, р. Херсонка, у д. Херсонка. $\times 3$. Из колл. А. Д. Петровского

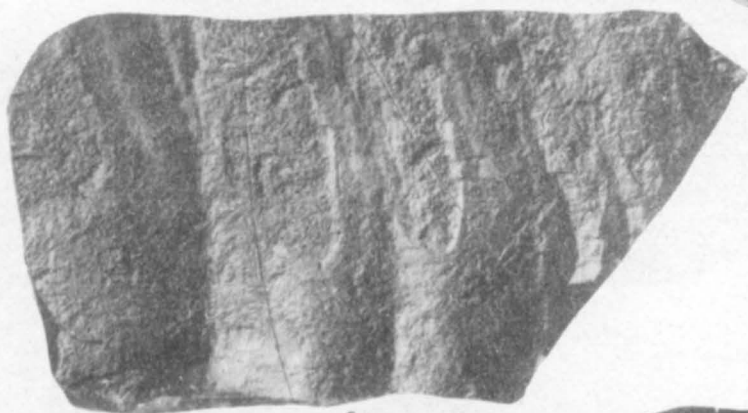


ТАБЛИЦА 10

Фиг. 1. Нижняя поверхность напластования в глинисто-кремнистых сланцах с вытянутыми в одном направлении бугорчатыми образованиями (деформированный слепок струй течения?). Верхний кембрий — нижний ордовик. Центральный Казахстан, горы Тохта. $\frac{3}{5}$ нат. вел. Из колл. Н. А. Пупышева

Фиг. 2. Гиероглифы лепешковидной формы на нижней поверхности напластования в кремнистой толще. Верхний кембрий — нижний ордовик, каратасская свита. Центральный Казахстан, р. Жаман. $\frac{3}{5}$ нат. вел. Из колл. Н. А. Пупышева

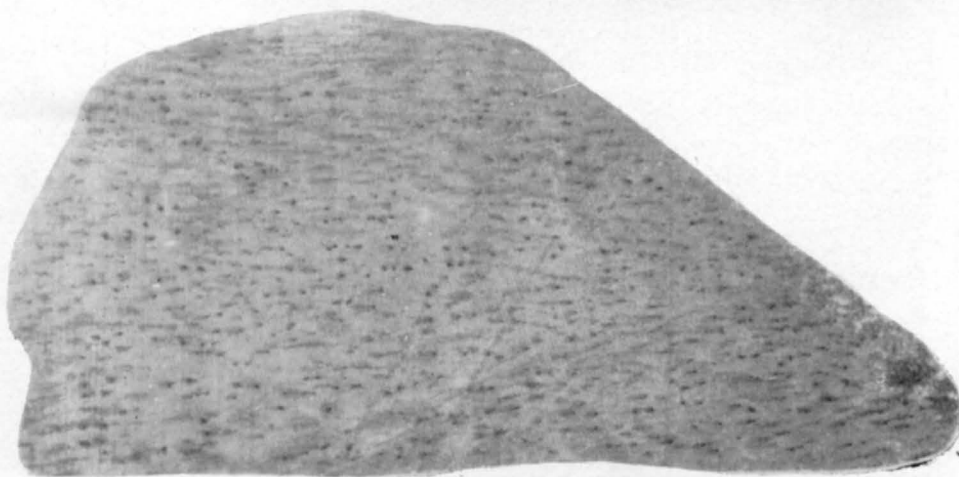
Фиг. 3. Мелкие механоглифы (?) в глинисто-кремнистых сланцах, рельефно выделяющиеся на поверхности пласта. Знаки, имеющие форму коротких узких валиков, сплошь покрывают поверхность напластования, придавая ей морщинистый вид. Верхний кембрий — нижний ордовик. Центральный Казахстан, горы Тохта. $\frac{3}{5}$ нат. вел. Из колл. Н. А. Пупышева



1



2



3

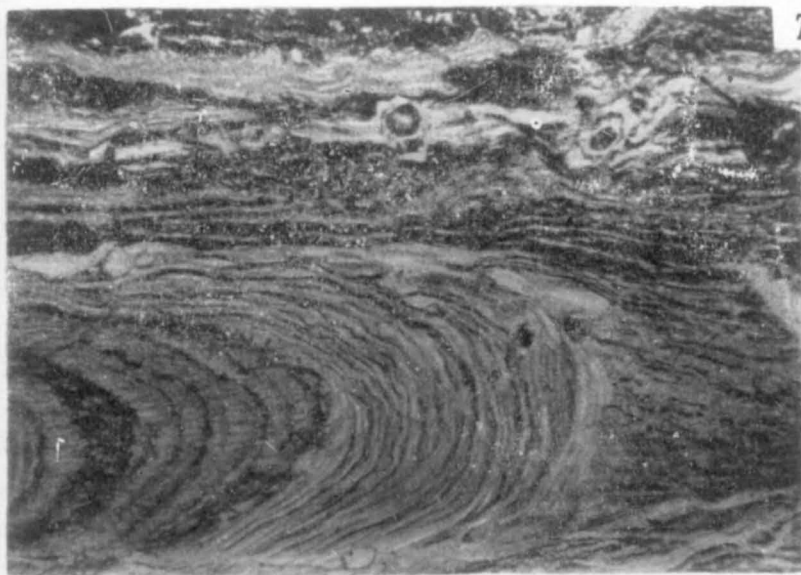
ТАБЛИЦА 11

Фиг. 1. Углисто-кремнистый сланец (черное — углистое вещество, светлое — кремь). Текстура подводноползневая. Видны причудливо изогнутые слойки и «закрутыши». Карбон. Полярный Урал, р. Пага. Нат. вел. Из колл. К. П. Евсеева

Фиг. 2. Кремнистая слоистая порода. Текстура подводноползневая(?). Видны мелкие складочки. Верхний палеозой. Приморский край, центральная часть хребта Сихотэ-Алинь, верховье р. Татибе. Нат. вел. Из колл. В. Н. Кондитерова

Фиг. 3. Колломорфная и микрослоистая текстура с деформациями и разрывами в кремнистых образованиях ¹ среди спилитов. Вероятно, такие текстуры возникали в еще гелеобразном кремнистом иле. Нижний — средний ордовик. Центральный Казахстан, хребет Тектурмас. Нат. вел. Из колл. Н. А. Пупышева

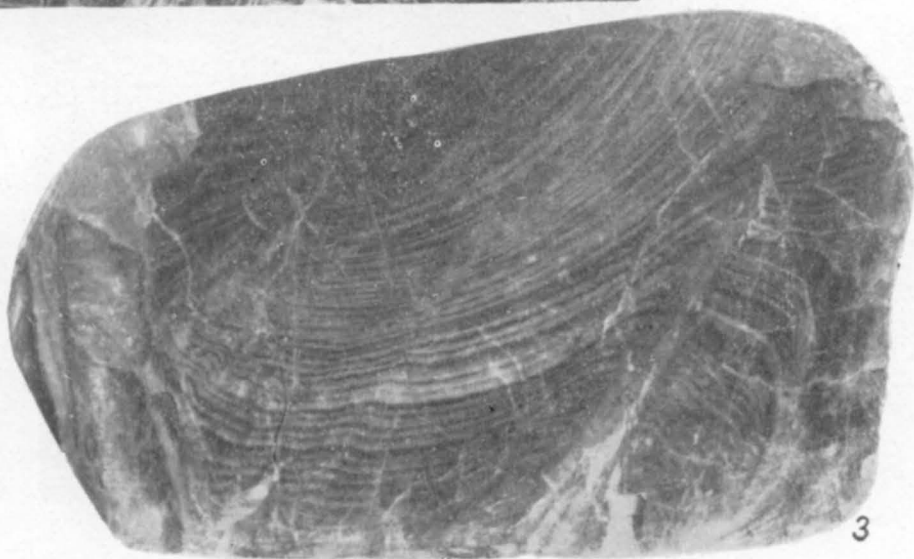
¹ Эта разновидность кремнистых пород в литературе называется также кондунтом.



1



2



3

ТАБЛИЦА 12

Фиг. 1 и 2. Яшма. Текстура подводнооползневоего происхождения («закрутыш»), частично брекчиевидная. Видны неясные деформированные остатки радиолярий. Силур. Оренбургская обл., Орск. Фиг. 1 — нат. вел.; фиг. 2 — шлиф. $\times 25$, с анализатором. Из колл. Л. С. Либровича



1



2

ТАБЛИЦА 13

Фиг. 1. Глинисто-кремнистый сланец. Текстура породы слоистая, нарушенная подводноползновыми деформациями. Нижний триас. Красноярский край, р. Терина. Нат. вел. Из колл. Л. А. Полуниной

Фиг. 2. Яшма. Текстура слоистая, со следами подводноползневой деформации. Средний девон (эйфель). Восточный склон Южного Урала, гора Бугулыгыр. Нат. вел. Из колл. А. Д. Петровского



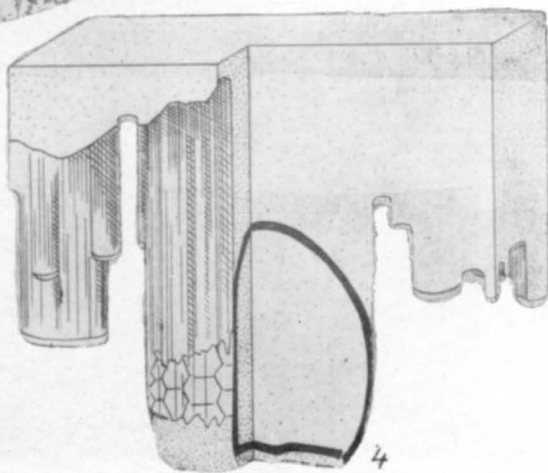
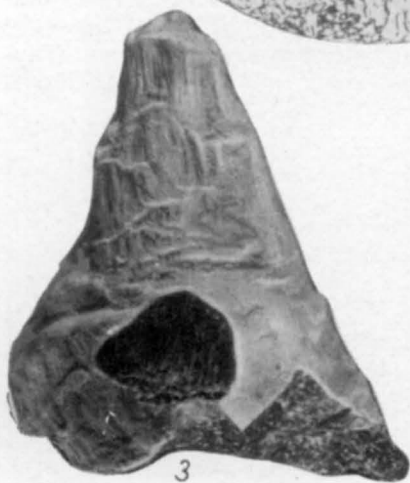
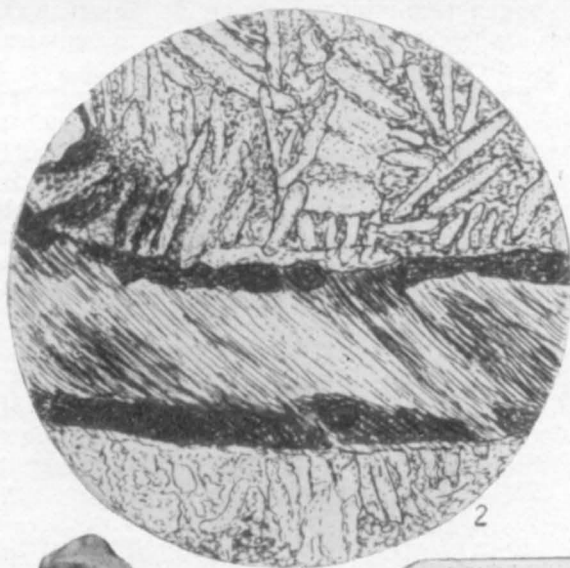
ТАБЛИЦА 14

Фиг. 1. Яшма (фтанит). Текстура слоистая. Структура криптокристаллическая. Микростилолиты отчетливо выражены, на их поверхностях располагается глинистое вещество. В кремнистой основной массе примесь глинистого материала. Встречаются единичные остатки радиоларий. Нижний кембрий. Дальний Восток, Приморский край, Черниговский р-н, у д. Прохоровки. Нат. вел. Из колл. Ю. Я. Громова

Фиг. 2. Разрез стилолитового шва в спонголите. Шов заполнен волокнистым халцедоном, волокна которого расположены под углом $30-45^\circ$ к плоскости шва. Черное — фосфат. Карбон, намюрский ярус. Ирландия, графство Лимерик. Зарисовка по шлифу. $\times 150$, с анализатором. G. Lewarne, 1963

Фиг. 3. Палочковидные кремни с вертикальной штриховкой — возможный результат образования стилолитовых швов, проходящих в периферической зоне кремневых конкреций. Мел. СССР, Донецкий каменноугольный бассейн, р. Крынка. Г. И. Бушинский, 1954

Фиг. 4. Расположение окремнелого ядра морского ежа (черный контур) относительно поверхности стилолитового шва в мелу. Стилолитовая поверхность лишь частично задевает окремнелое ядро. Мел. ФРГ, образец из Сенкенбергского музея, г. Ганновер. V. Wroost, 1936



ТИПЫ ОСАДОЧНЫХ КРЕМНИСТЫХ ПОРОД И ИХ СТРУКТУРЫ (табл. 15—123)

ДИАТОМИТЫ (табл. 15—22)

ТАБЛИЦА 15

Фиг. 1—11. Морские палеогеновые диатомовые (из диатомитов).
Фиг. 1 — *Coscinodiscus decrescenoides* J o u s e. Верхний эоцен (бодракский ярус), верхнеирбитская подсвита. Восточный склон Урала.
Фиг. 2 — *Triceratium basilica* G r u p. Верхний эоцен (бодракский ярус), нижнеирбитская подсвита. Восточный склон Урала. Фиг. 3 — *Rutilaria areolata* S c h e s h u k (колония). Верхний эоцен (альминский ярус). Западный Казахстан. Фиг. 4 — *Trinacria regina* var. *obtusa* Witt. Нижний палеоцен, марсятская свита. Восточный склон Урала. Фиг. 5 — *Mastogloia* sp. Верхний эоцен (альминский ярус). Западный Казахстан. Фиг. 6 — *Triceratium arietinum* A. S. Нижний палеоцен, нижнесызранская свита. Среднее Поволжье. Фиг. 7 — *Melosira sulcata* var. *siberica* G r u p. Верхний эоцен (бодракский ярус); акчатская свита. Западный Казахстан. Фиг. 8 — *Stephanopyxis turris* (G r e v. et A r n.) R a l f s. Верхний эоцен (бодракский ярус), нижнеирбитская подсвита. Восточный склон Урала. Фиг. 9 — *Hemiaulus tschestnovii* P a n t. Верхний эоцен. Приазовье. Фиг. 10 — *Actinoptychus undulatus* (B a i l.) R a l f s. Нижний палеоцен, марсятская свита. Восточный склон Урала. Фиг. 11 — *Grunowiella gemmata* (G r u p.) V. H. Верхний эоцен (бодракский ярус), акчатская свита. Западный Казахстан. $\times 1000$. Из колл. З. И. Глезер

Фиг. 12—22. Современные пресноводные диатомовые. Фиг. 12 — *Comphonema constrictum* E h r. Фиг. 13 — *Cymbella* sp. Фиг. 14 — *Fragilaria* sp. Фиг. 15 — *Cymbella heteropleura* E h r. Фиг. 16 — *Melosira praeislandica* J o u s é. Фиг. 17 — *Surirella* sp. Фиг. 18 — *Eunotia robusta* var. *diadema* (E h r.) R a l f s. Фиг. 19 — *Eunotia pectinalis* var. *ventralis* (E h r.) H u s t. Фиг. 20 — *Eunotia veneris* var. *execta* f. *minor* O. K o r o t k. Фиг. 21 — *Tetracyclus lacustris* R a l f s. Фиг. 22 — *Pinnularia viridis* (N i t z s c h) E h r.

Фиг. 23. Современный диатомовый ил у берегов Антарктики (глубина 1900 м). Координаты станции 63° 57' ю. ш. и 97° 30' в. д. Сборы дизельэлектрохода «Обь», 1956 г. $\times 300$

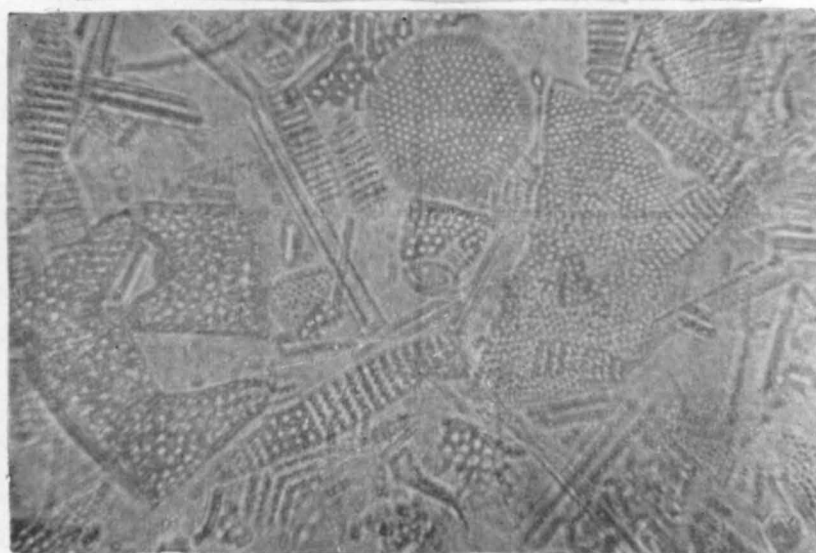
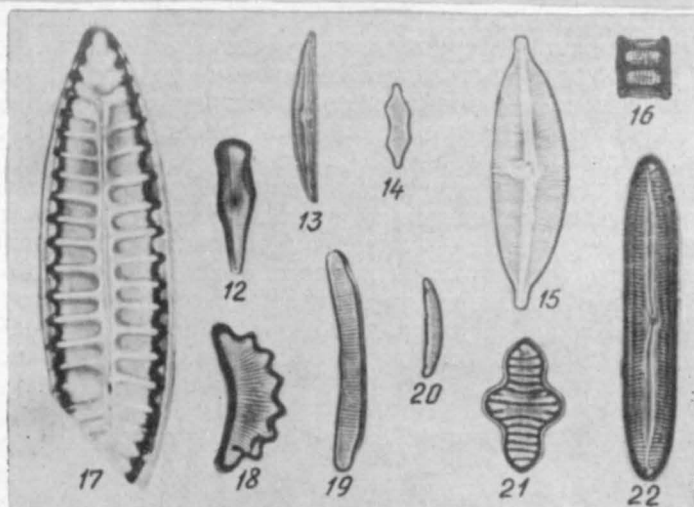
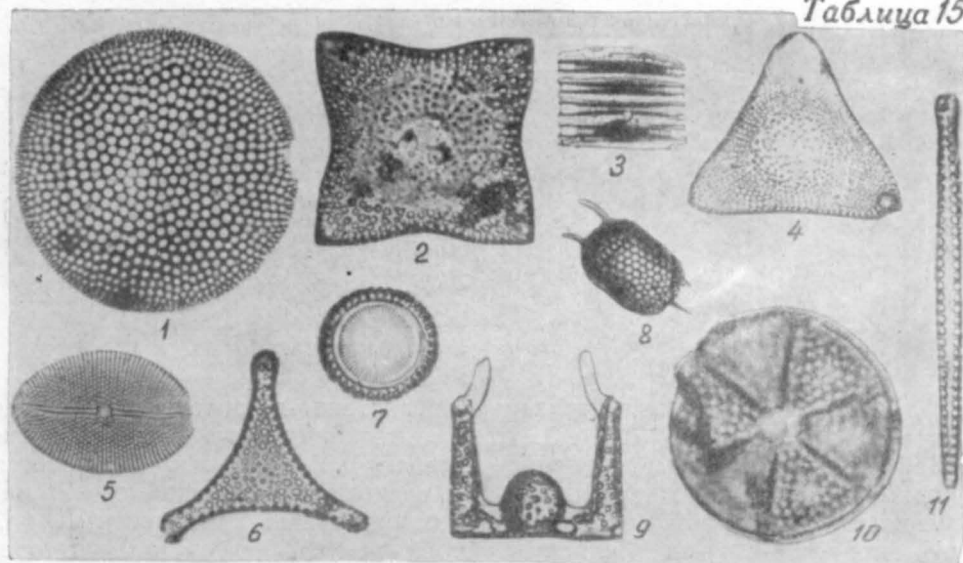
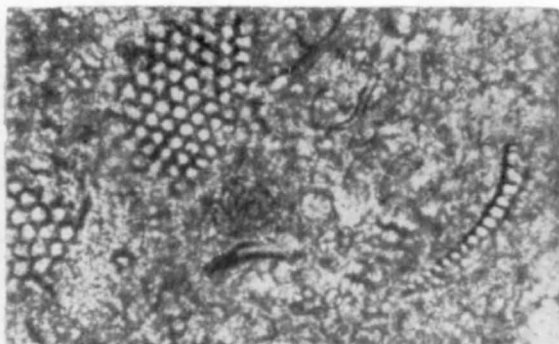


ТАБЛИЦА 16

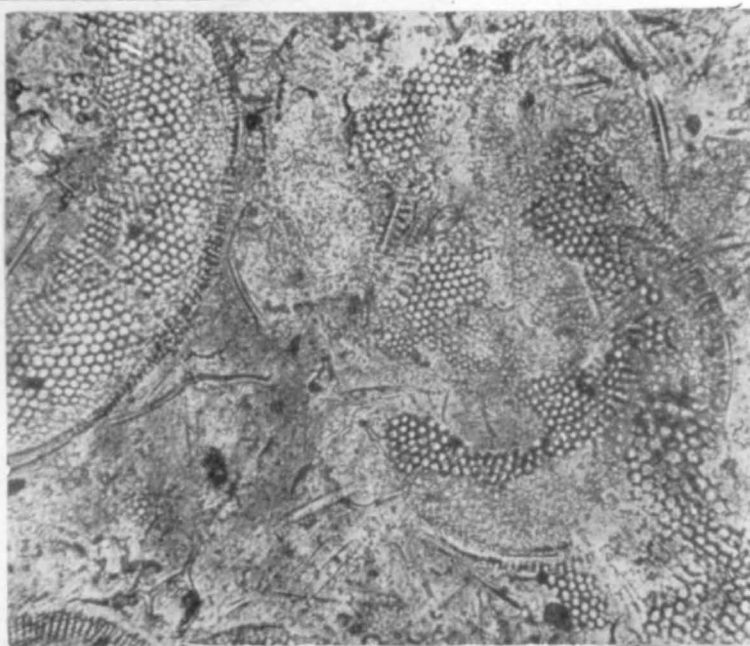
Фиг. 1. Диатомит. Структура органогенно-детритовая. В породе преобладают мелкие (0,01—0,05 мм) обломки створок диатомей, реже наблюдаются цельные створки размером 0,03—0,64 мм. Содержится примесь равномерно рассеянного тонкочешуйчатого (глинистого ?) материала (около 30%). Средний—верхний эоцен. Свердловская обл., Ирбитский р-н, м-ние Белослудское. Шлиф. $\times 320$, без анализатора. Из колл. У. Г. Дистанова

Фиг. 2. Диатомит. Структура органогенная. Порода сложена крупными (0,1—0,13 мм) опаловыми створками диатомей, скрепленных опалово-глинистым пелитовым и тонкочешуйчатым материалом. Нижний неоген, мзотис. Краснодарский край, м-ние Шибик. Шлиф. $\times 320$, без анализатора. Из колл. У. Г. Дистанова

Фиг. 3. Диатомит сильноалевритовый. Структура органогенно-обломочная. Преобладающая масса породы состоит из крупных (0,06—0,1 мм) створок диатомей и их обломков, сложенных опалом. Промежуточная масса состоит из пелитового опалово-глинистого вещества (около 10%) и обломочного преимущественно кварцевого материала (до 30—40%). Эоцен. Волгоградская обл., Нехаевский р-н, совхоз Динамо. Шлиф. $\times 320$, без анализатора. Из колл. У. Г. Дистанова



1



2

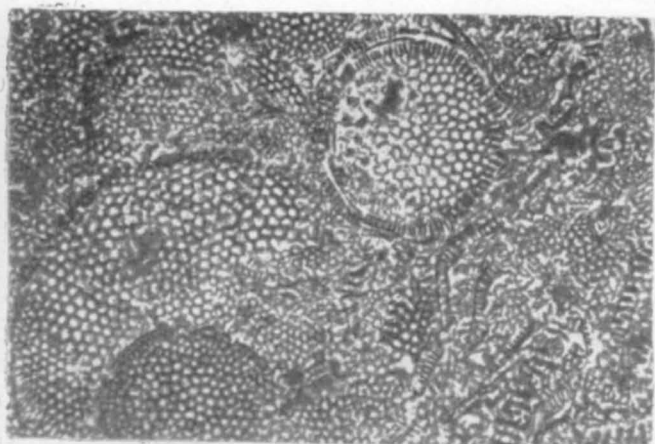


3

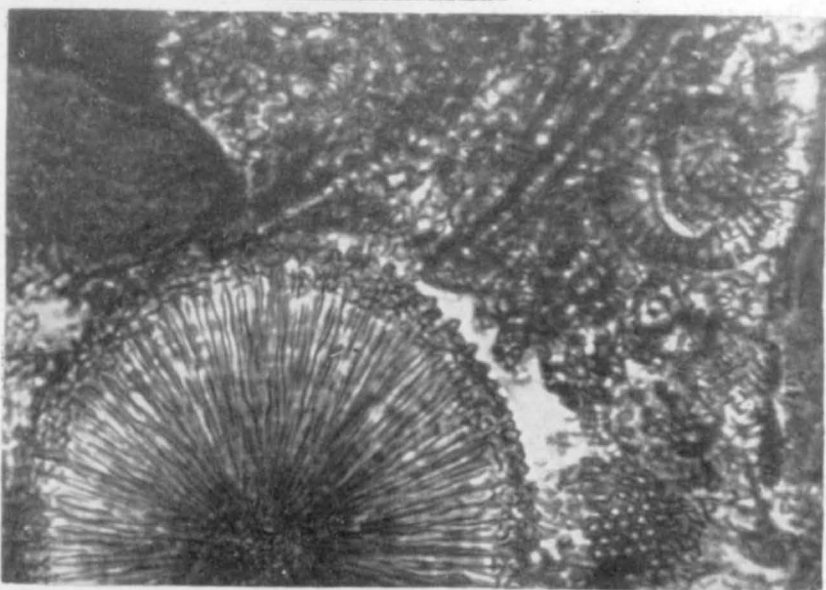
ТАБЛИЦА 17

Фиг. 1. Диатомит морской. Видны многочисленные остатки панцирей диатомей, частично разрушенные или с незначительно измененной первоначальной формой. Верхний миоцен — нижний плиоцен (Sahelien). Северная Африка, район Дара (Оран). $\times 400$, без анализатора. L. Сауеих, 1929

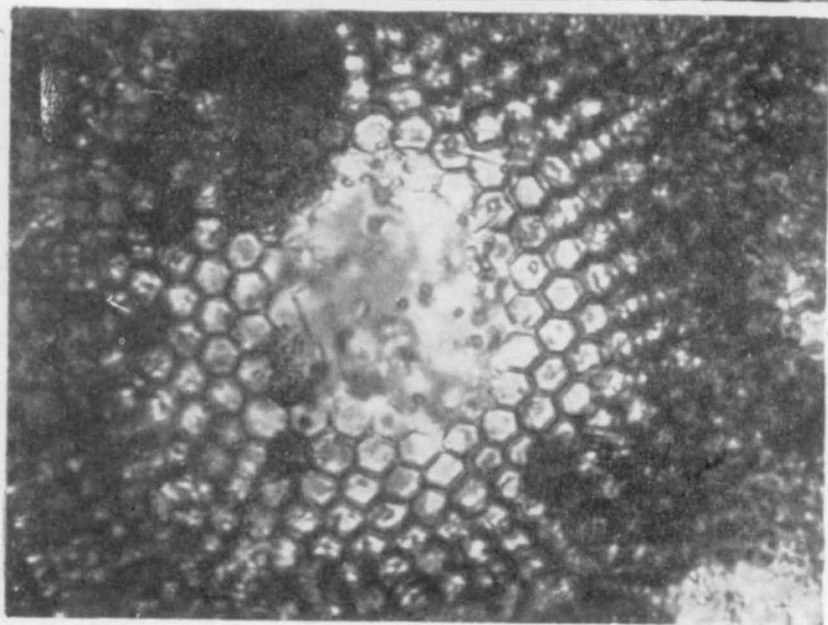
Фиг. 2, 3. Диатомит из прибрежноморских отложений. На фиг. 2 хорошо видна округлая форма панциря диатомеи и его радиально-лучистое строение, на фиг. 3 — многочисленные поры в панцире. Палеоген. Украинская ССР, северо-западная окраина Донецкого каменноугольного бассейна. Шлиф. $\times 600$, без анализатора. Из колл. Г. Ф. Соколовой



1



2



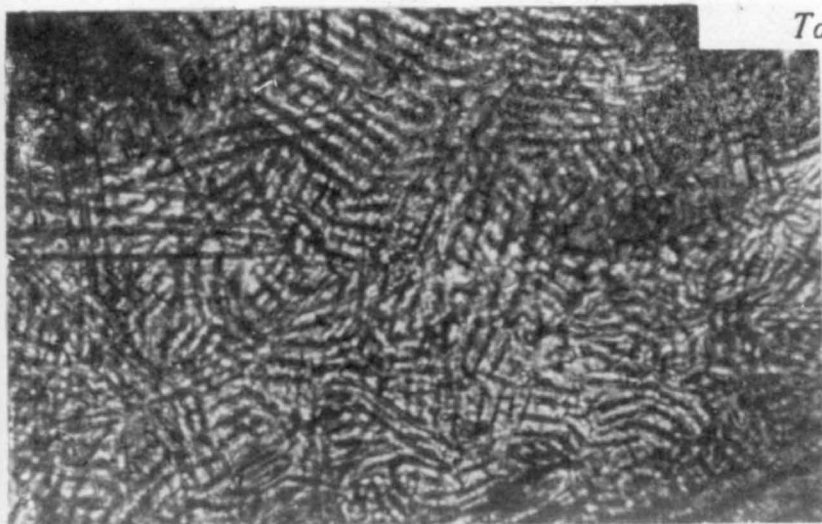
3

ТАБЛИЦА 18

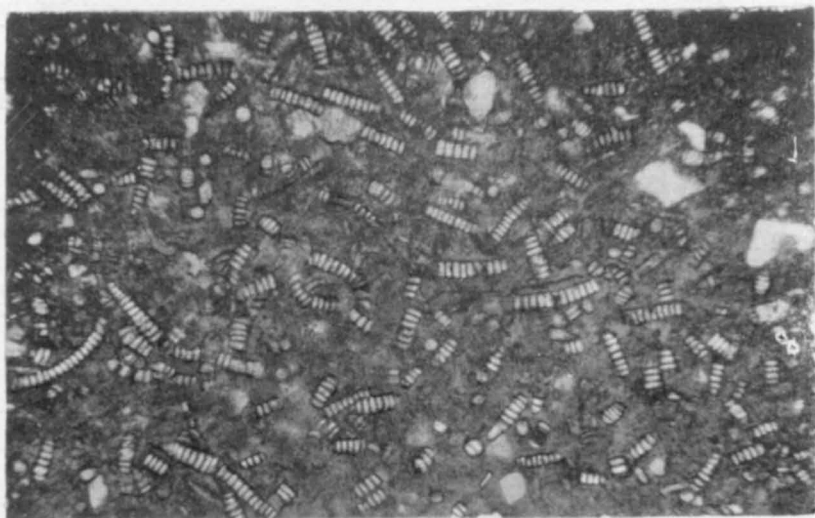
Фиг. 1. Диатомит пресноводный с многочисленными скелетными остатками диатомей плохой сохранности. Порода сложена опалом. Верхний плиоцен. АрмССР, Нурнуское месторождение. Шлиф. $\times 460$, без анализатора. Из колл. Ереванского геологического управления

Фиг. 2. Диатомит пресноводный. Многочисленные скелетные остатки диатомей и промежутки между ними сложены опалом. В породе присутствуют редкие зерна кварца (белое). Нижний миоцен (плиоцен?). ГрузССР, Ахалцхский район, д. Кисатиби. Шлиф. $\times 50$, без анализатора. Из колл. Г. И. Шелудько

Фиг. 3, 4. Диатомит опаловый, пресноводный. Среди многочисленных сильно разрушенных остатков диатомей (фиг. 3) встречаются крупные хорошо сохранившиеся формы (фиг. 4). Плиоцен. Кавказ, ГрузССР, Ахалцхский р-н, д. Кисатиби. Шлиф. фиг. 3 — $\times 400$, без анализатора; фиг. 4 — $\times 230$, без анализатора. Из колл. Э. С. Лебанидзе



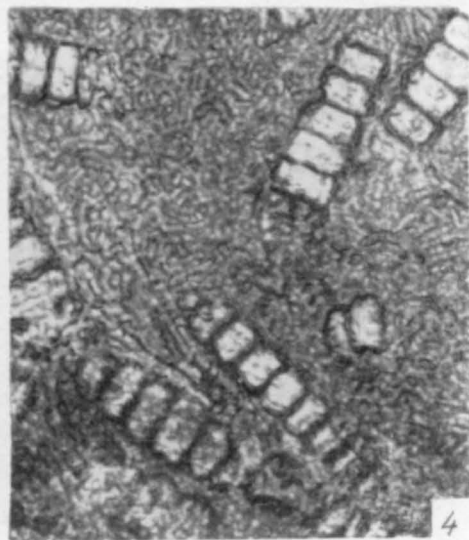
1



2



3



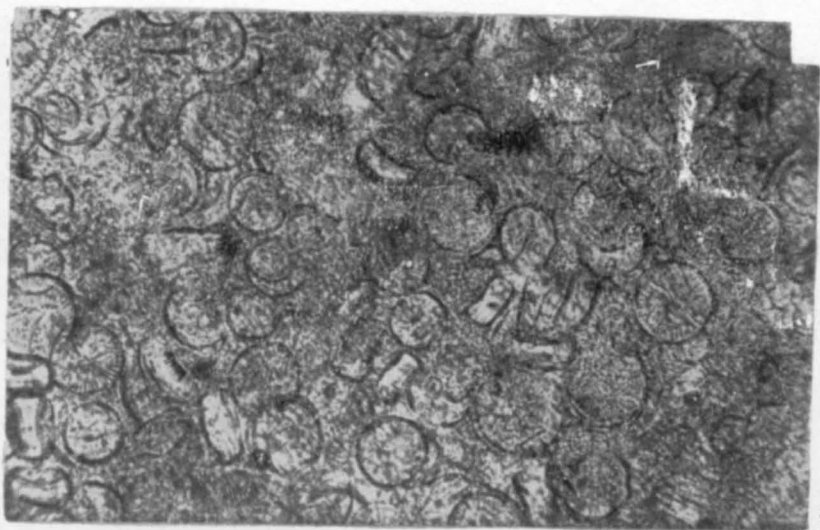
4

ТАБЛИЦА 19

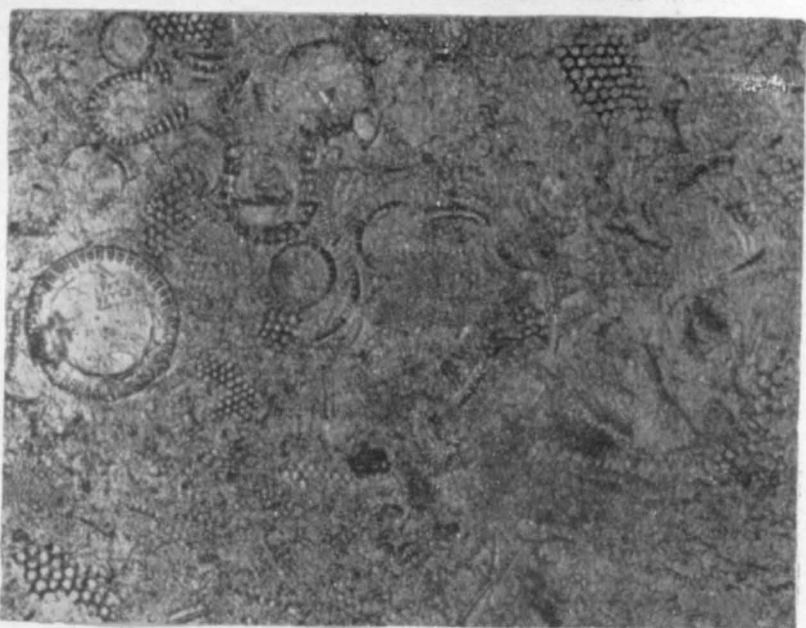
Фиг. 1. Диатомит. Структура органогенная. Преобладающие размеры многочисленных хорошо сохранившихся створок диатомей 0,02—0,03 мм, количество их в 1 см³ 19—20 млн. Плиоцен. АрмССР, м-ние Джрадзор. Шлиф. $\times 320$, без анализатора. Из колл. У. Г. Дистанова

Фиг. 2. Диатомит алевроито-глинистый. Структура органогенная. Порода состоит из цельных опаловых створок диатомей, реже их обломков. Преобладающий размер створок 0,02—0,05 мм, их количество в 1 см³ 2,1—3,9 млн. Равномерно рассеянный тонкочешуйчатый глинистый материал составляет около 25% породы. Примесь алевроитового материала представлена кварцем. Палеоцен. Куйбышевская обл., Сызранский район, в районе ст. Балашейка. Шлиф. $\times 450$, без анализатора. Из колл. У. Г. Дистанова

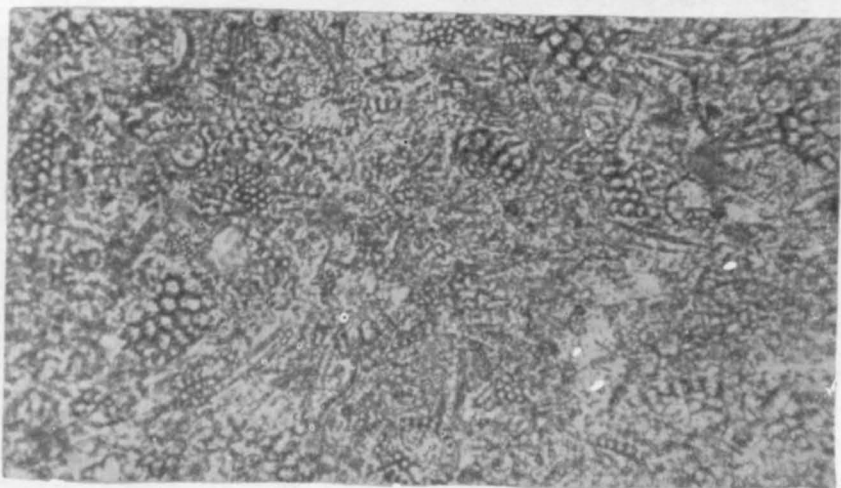
Фиг. 3. Диатомит с примесью равномерно рассеянного, по-видимому, преимущественно глинистого, пелитового материала (30—35%). Структура органогенно-детритовая. В породе преобладают мелкие (0,005—0,01 мм) опаловые обломки створок диатомей, часто с сохранившимися элементами тонкой структуры. Отмечаются обломочные зерна кварца. Средний эоцен. КазССР, Актюбинская обл., Мугоджаровский район, м-ние Киргизское. Шлиф. $\times 320$, без анализатора. Из колл. У. Г. Дистанова



1



2

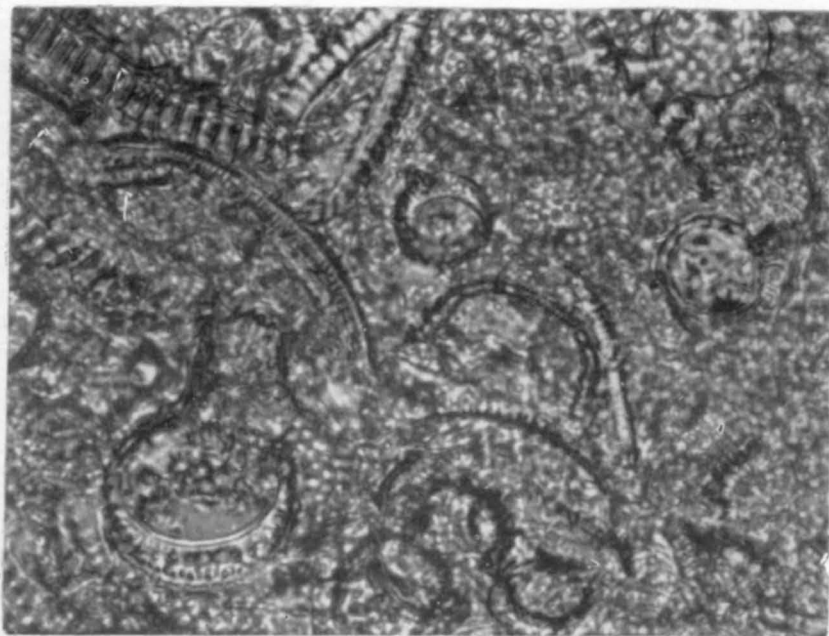


3

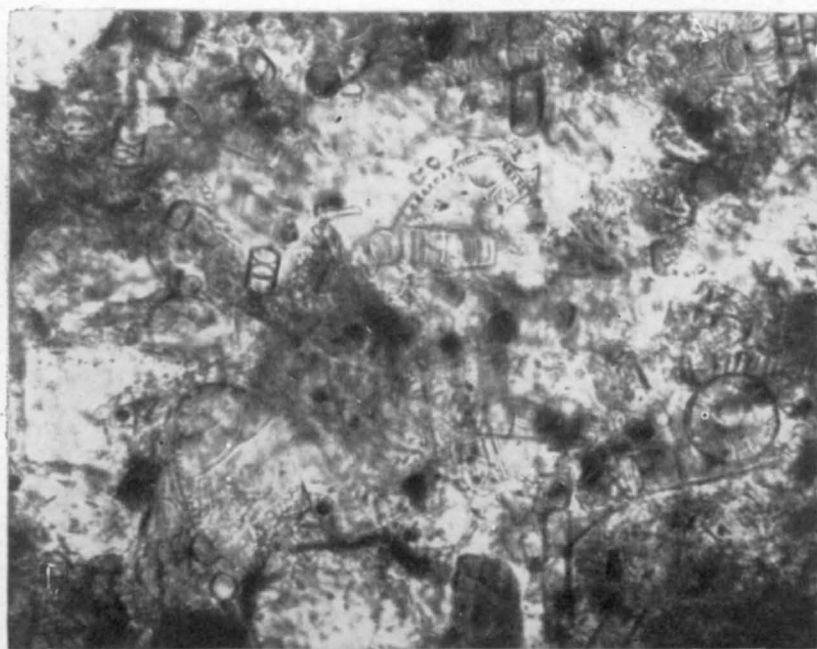
ТАБЛИЦА 20

Фиг. 1. Диатомит с примесью равномерно рассеянного тонкочешуйчатого глинистого материала (20—25%). Структура органогенная. Порода сложена цельными опаловыми створками диатомей, реже их обломками. Преобладающие размеры створок 0,02—0,06 мм, их количество в 1 см³ до 7,2 млн. Палеоцен. Ульяновская обл., г. Сенгилей. Шлиф. $\times 450$, без анализатора. Из колл. У. Г. Дистанова

Фиг. 2. Диатомит алеврито-глинистый. Структура органогенная. Текстура сгустковая. Порода состоит из хорошо сохранившихся опаловых створок диатомей с преобладающими размерами 0,01—0,03 мм. Текстура обусловлена присутствием в породе значительного количества темно-бурых гелефицированных остатков растений. Наблюдается примесь глинистого и мелкообломочного, алевритового кварц-полевошпатового материала. Антропоген. Ленинградская обл., Кингисеппский район, м-ние Орлы-Куровицы. Шлиф. $\times 320$, без анализатора. Из колл. У. Г. Дистанова



1



2

ТАБЛИЦА 21

Фиг. 1—3. Реконструкции панцирей диатомей, выполненные в различных масштабах. Фиг. 1 — *Achnantes lanceolata* В огу. и фиг. 3 — *Cocconeis placentula* Е h r b g. $\times 5000$; фиг. 2 — *Melosira distans* К ü t z. $\times 5500$. J. G. Helmcke, W. Krieger, 1953, 1954

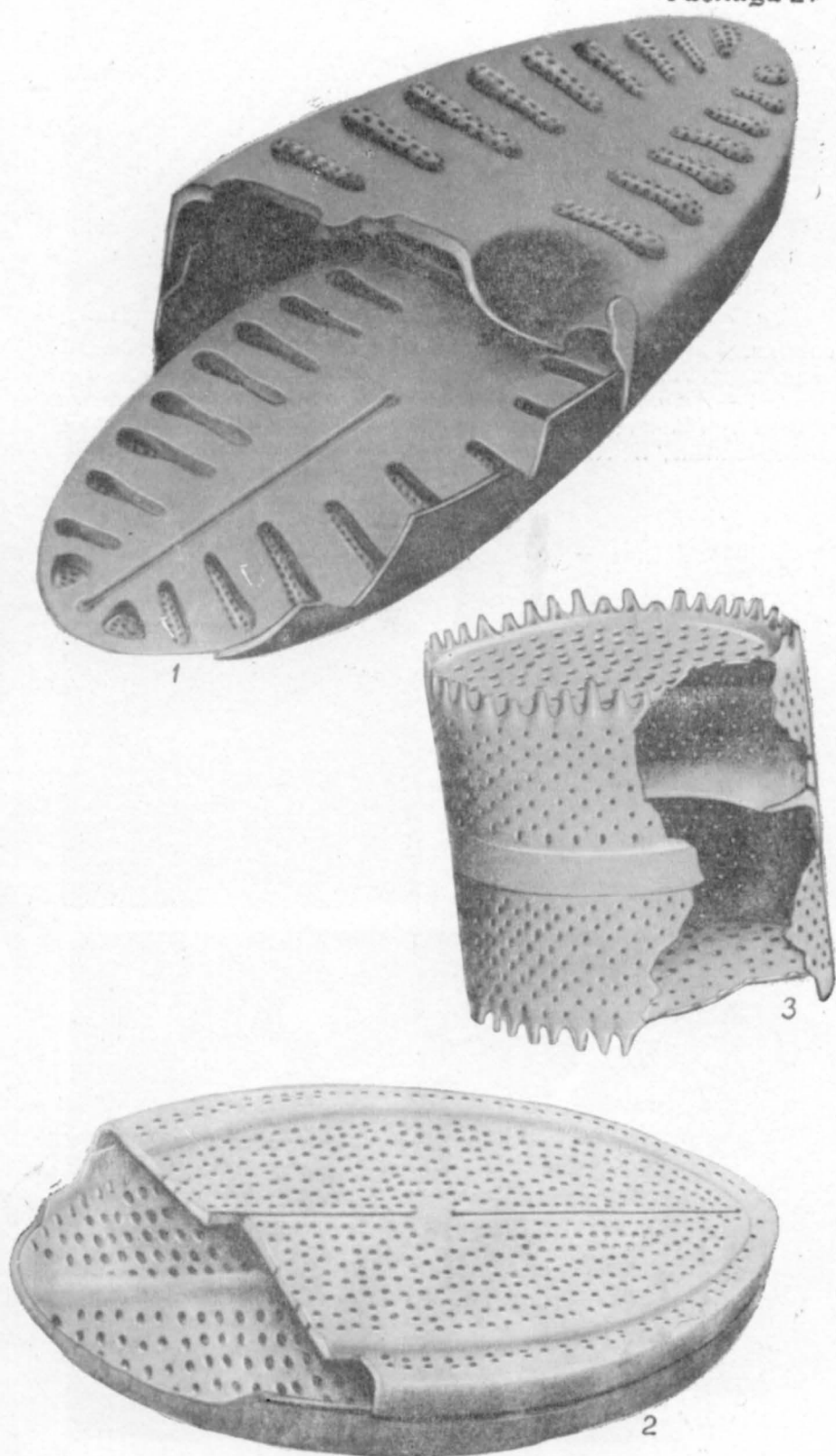
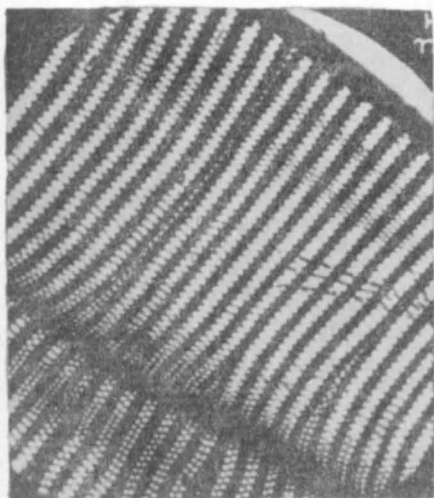
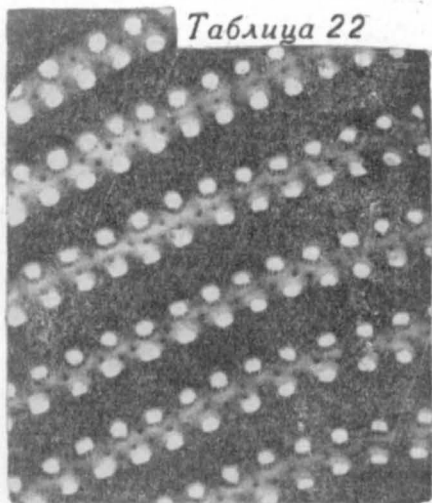


ТАБЛИЦА 22

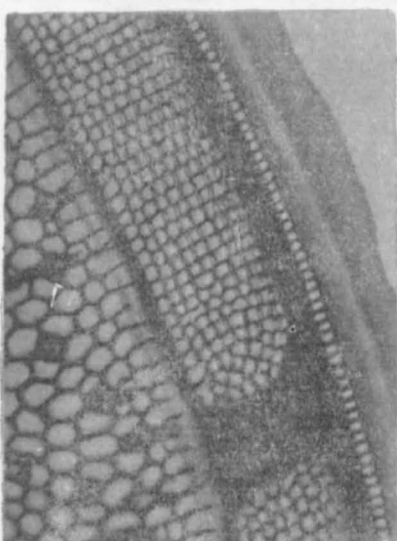
Фиг. 1—6. Структуры панцирей диатомей. Электронномикроскопические снимки. Фиг. 1 и 2 — *Amphiprora paludosa* W. Smith; фиг. 1 $\times 2600$, фиг. 2 $\times 12\,000$. Фиг. 3 — *Thalassiasira chilensis* Krasske, $\times 7200$. Фиг. 4 — *Amphora ovalis* Kütz, $\times 40\,000$. Фиг. 5. — *Podosira stelliger* (Bail.) Mann, $\times 8000$. Фиг. 6. — *Cyclotella comta* Kütz, $\times 4600$. J. G. Helmcke, W. Krieger, 1953, 1954



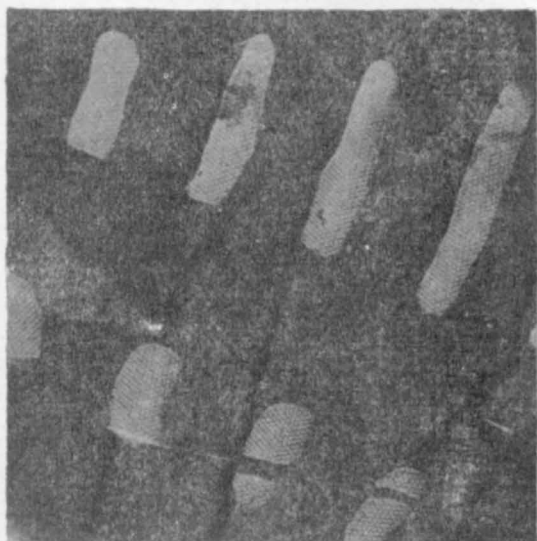
1



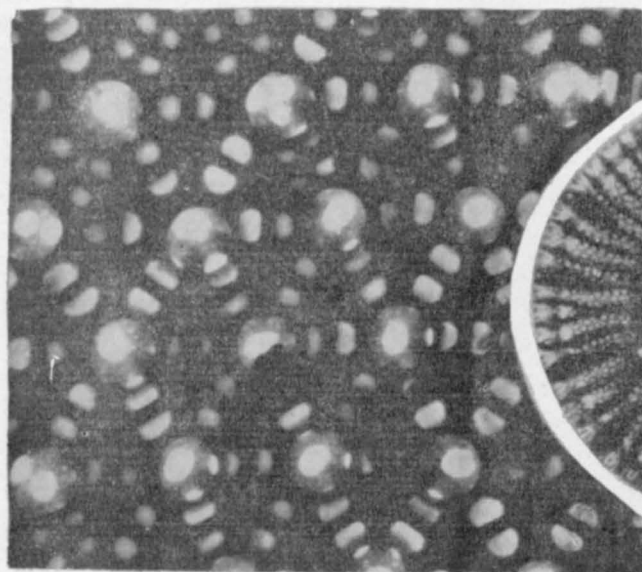
2



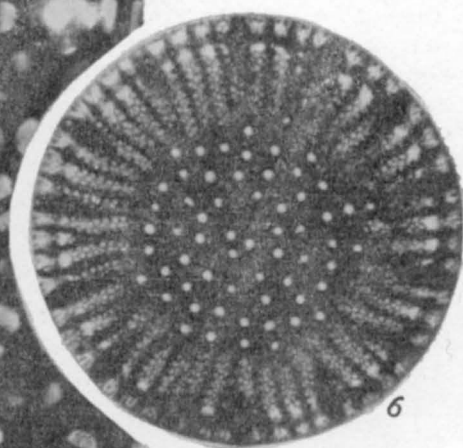
3



4



5



6

ТАБЛИЦА 23

Фиг. 1—16. Морские палеогеновые силикофлагеллаты (из диатомитов). Фиг. 1 — *Dictyocha triacantha* var. *inermis* Lemm. f. *inermis*, нижний палеоцен, марсятская свита; восточный склон Урала. Фиг. 2 — *Dictyocha frenguelli* var. *carentis* Gleser, верхний эоцен, (бодракский ярус), акчатская свита; западный Казахстан. Фиг. 3 — *Dictyocha triacantha* var. *flexuosa* (Stradner) Gles., верхний олигоцен, карагинская свита; п-ов Мангышлак. Фиг. 4 — *Dictyocha elata* var. *media* Gles. f. *media*, верхний эоцен (бодракский ярус), акчатская свита; Западный Казахстан. Фиг. 5 — *Dictyocha triacantha* var. *hastata* Lemm., нижний палеоцен, марсятская свита; восточный склон Урала. Фиг. 6 — *Naviculopsis biapiculata* (Lemm.) Freng. var. *biapiculata*, верхний эоцен, бодракский ярус, акчатская свита; Западный Казахстан. Фиг. 7 — *Distephanus crux* (Ehr.) Häck. var. *crux*, верхний эоцен, альминский ярус; Западный Казахстан. Фиг. 8, 11 — *Dictyocha elata* var. *media* f. *reducta* Gles., верхний эоцен, бодракский ярус, акчатская свита; Западный Казахстан. Фиг. 9 — *Mesocena circulus* Ehr., верхний эоцен, бодракский ярус, верхнеирбитская подсвита; восточный склон Урала. Фиг. 10 — *Dictyocha triacantha* var. *apiculata* f. *minor* Schulz, нижний палеоцен, марсятская свита; восточный склон Урала. Фиг. 12, 14 — *Distephanus antiquus* Gles., верхний эоцен (бодракский ярус), акчатская свита; Западный Казахстан. Фиг. 13 — *Naviculopsis biapiculata* var. *minor* (Schulz) Gles. Верхний эоцен (бодракский ярус), акчатская свита. Западный Казахстан. Фиг. 15 — *Mesocena elliptica* Ehr. Верхний эоцен (бодракский ярус), акчатская свита. Западный Казахстан. Фиг. 16 — *Dictyocha rotundata* Jousé var. *rotundata*. Верхний эоцен (бодракский ярус), акчатская свита. Западный Казахстан. $\times 1000$. Из coll. З. И. Глезер. Фиг. 17 и 18 — силикофлагеллит. Структура органогенная. Порода состоит из опаловых раковин, их обломков и роговидных обломков силикофлагеллат, с преобладающими размерами 0,02—0,04 мм. В шлифе наблюдается игольчатое-сетчатое (спутанноволокнистое) строение породы. Отмечается присутствие остатков диатомей, спикулы губок, примесь равномерно рассеянного пелитового глинистого материала. Сармат. Красноярский край, м-ние Шибик. Шлиф. Фиг. 17 $\times 450$, без анализатора; фиг. 18 $\times 700$, без анализатора. Из coll. У. Г. Дистанова

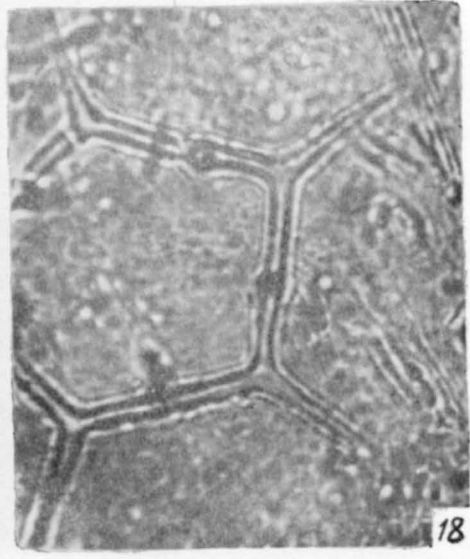
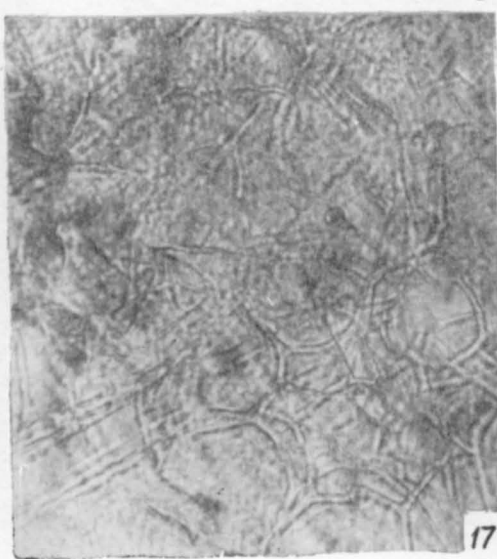
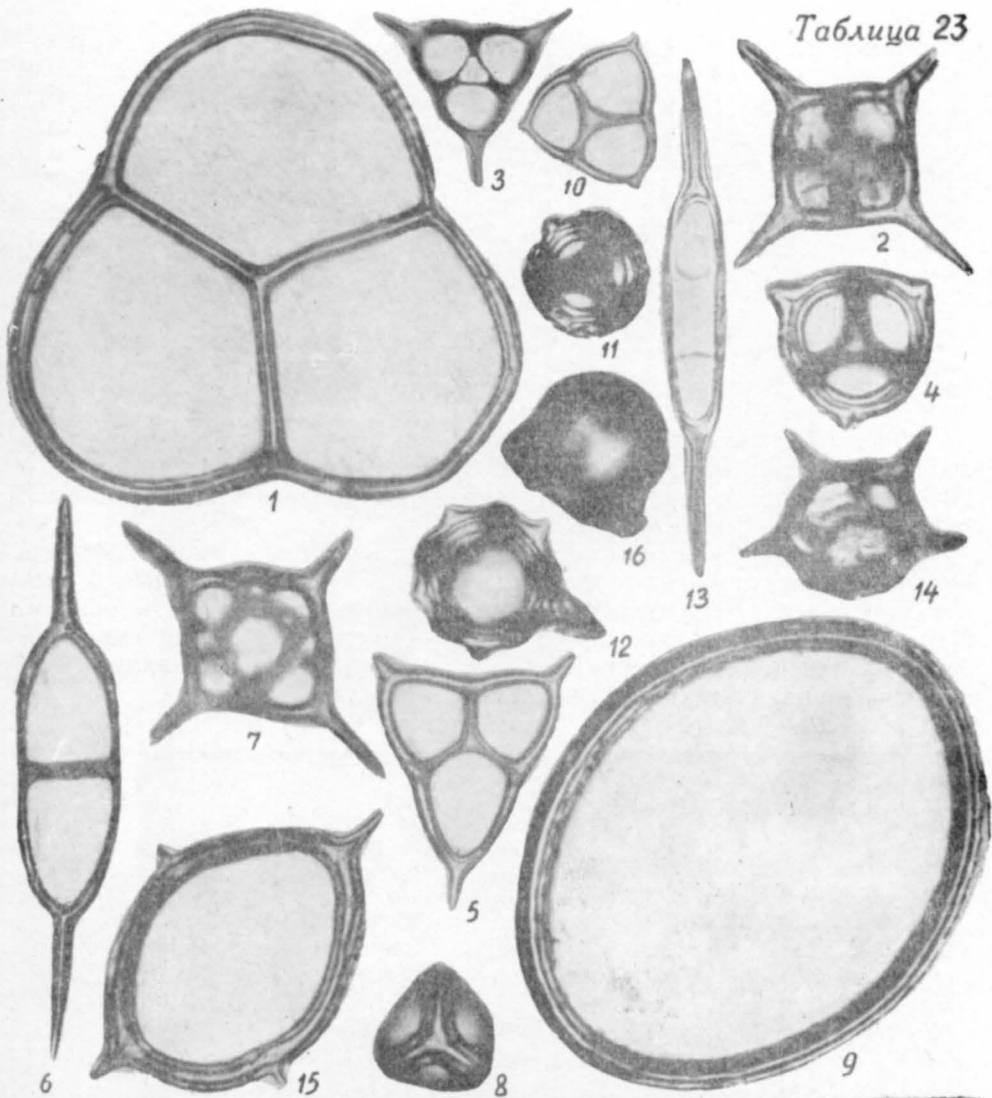
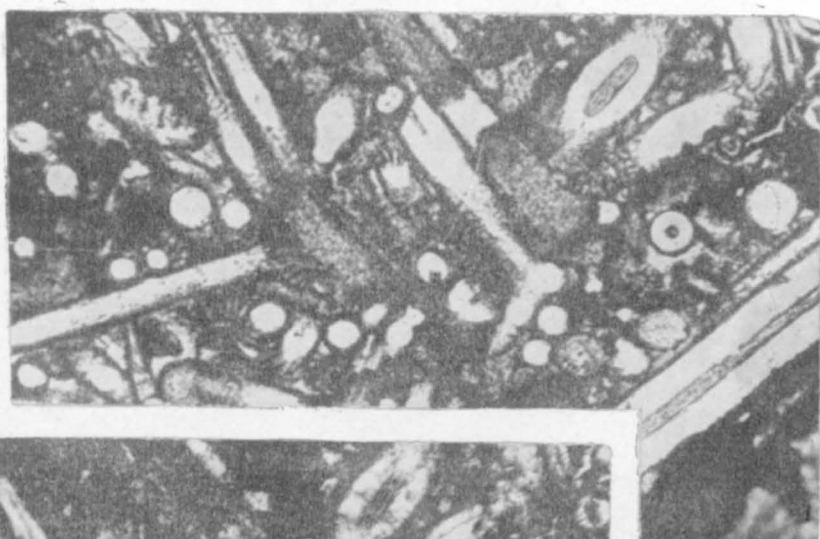


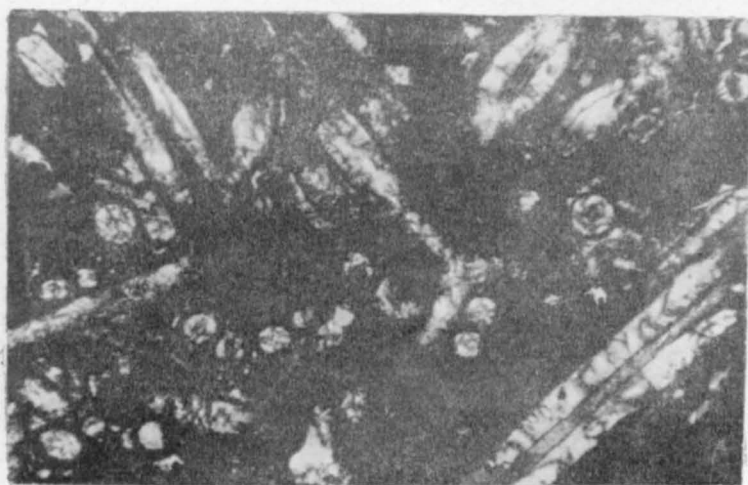
ТАБЛИЦА 24

Фиг. 1. Современный зеленый ил с многочисленными спикулами губок с глубины 105 м. Индийский океан, станция 97, 35°2,9' ю. ш. и 20°7,0' в. д. По материалам глубоководной экспедиции «Вальдивия». ×28. J. Murrau, E. Philippi, 1908

Фиг. 2 и 3. Спонголит. Структура органогенная. Многочисленные различно ориентированные спикулы губок (поперечные, косые и продольные сечения) сложены халцедоном, реже халцедоном и опалом. Цемент железисто-опаловый. Олигоцен — миоцен. ГрузССР, окрестности г. Кутаиси, р. Чешури. Шлиф. ×60, фиг. 2 — без анализатора, фиг. 3 — с анализатором. Из колл. Д. Г. Челидзе



2



3

ТАБЛИЦА 25

Фиг. 1. Спонголит. Палеоген. Северо-западная окраина Донецкого каменноугольного бассейна. Шлиф. $\times 140$, без анализатора. Из колл. Г. Ф. Соколовой

Фиг. 2. Спонголит с незначительной примесью мелкообломочного кварцевого материала. Палеоген. Северо-западная окраина Донецкого каменноугольного бассейна. Шлиф. $\times 140$, без анализатора. Из колл. Г. Ф. Соколовой

Фиг. 3 и 4. Спонголит халцедоновый. В промежутках между спиклами, кроме тонкозернистого халцедона, присутствует опал. Содержатся редкие зерна глауконита (а), фосфорита (б). Верхний мел. МССР, Сезерное Приднестровье. Шлиф. $\times 120$. Фиг. 3 — без анализатора; фиг. 4 — с анализатором. Из колл. Ф. С. Переса



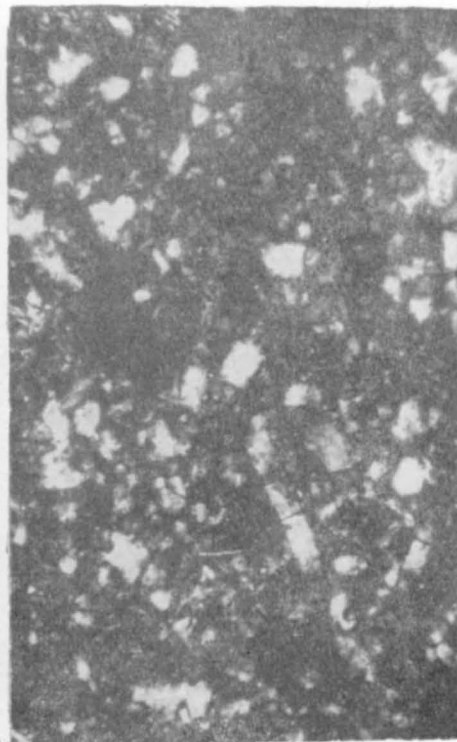
1



2



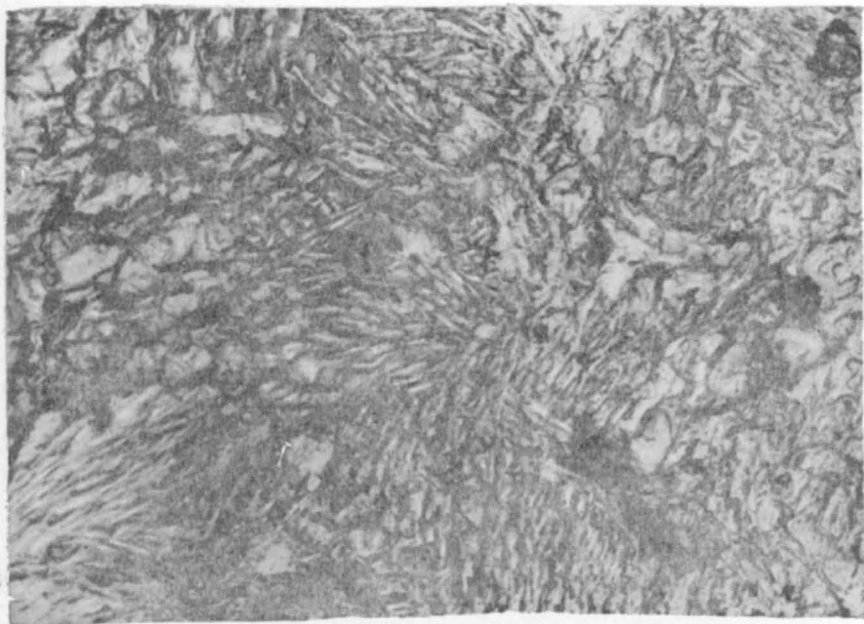
3



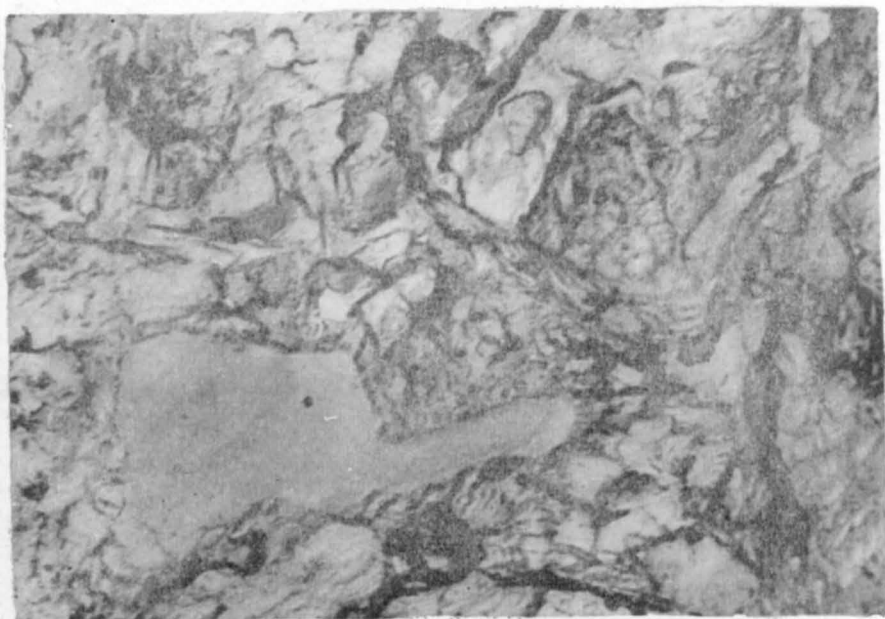
4

ТАБЛИЦА 26

Фиг. 1 и 2. Спонголит. Верхний мел. Ростовская обл., Кагальницкий р-н, балка Кременская. Электронномикроскопические снимки (реплики). $\times 8100$. Из coll. кафедры минералогии Ростовского государственного университета



1



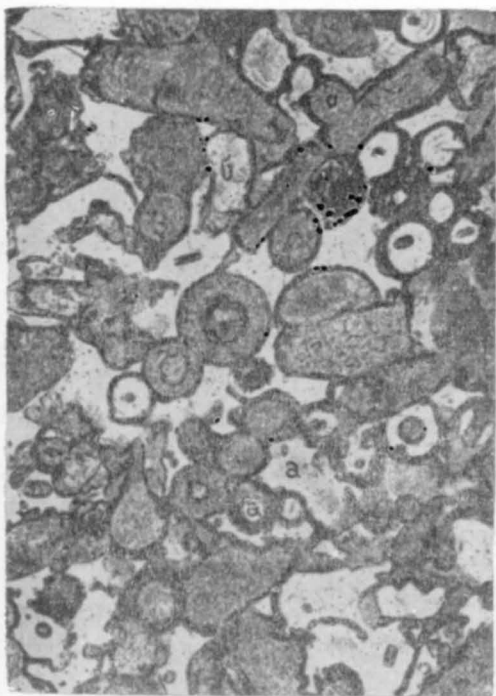
2

ТАБЛИЦА 27

Фиг. 1. Спонголит опалово-халцедоновый. Опал и халцедон (а) слагают спикеры губок, причем нередко у халцедоновых спикер канал выполнен опалом, а у опаловых — халцедоном (а). Цемент халцедоновый (а). В породе содержатся редкие зерна обломочного кварца (б). Нижний мел, альбский ярус. Бельгия, г. Бракенъе. Шлиф. $\times 100$, без анализатора. Л. Сауеих, 1929

Фиг. 2. Спонголитовый прослой в известняке. Многочисленные спикеры губок сложены халцедоном. Сечения спикер близки к поперечным. Цемент кальцитовый. Карбон. Восточный склон Среднего Урала, р. Реж. Шлиф. $\times 20$, без анализатора. Из колл. Л. С. Либровича

Фиг. 3. Спикеры губок в косом и поперечном сечении. Внизу видна спикера с внешней оболочкой, внутри перекристаллизованная, вверху внутри спикеры сферолиты халцедона. Карбон. Восточный склон Среднего Урала, р. Реж. Шлиф. $\times 70$, с анализатором. Из колл. Л. С. Либровича



1



2



3

ТАБЛИЦА 28

Фиг. 1. Обломок корневого пучка кремневой губки *Uralonema Karpinskii* nov. gen., nov. sp. Корневой пучок расположен на плите каменноугольного кремнистого известняка. Восточной склон Урала, р. Реж. Нат. вел. Л. С. Либрович, 1929

Фиг. 2 и 3. Различные формы спикул кремневой губки *Uralonema Karpinskii* nov. gen., nov. sp. Фиг. 2 — якоревидные спикулы (anatriaen), состоящие из прямого длинного луча (rhabdom) и трех коротких лучей (cladisc), в различной степени изогнутых и направленных назад. Фиг. 3 — шестилучевые спикулы (гексактины). Нат. вел. Л. С. Либрович, 1929



1



2

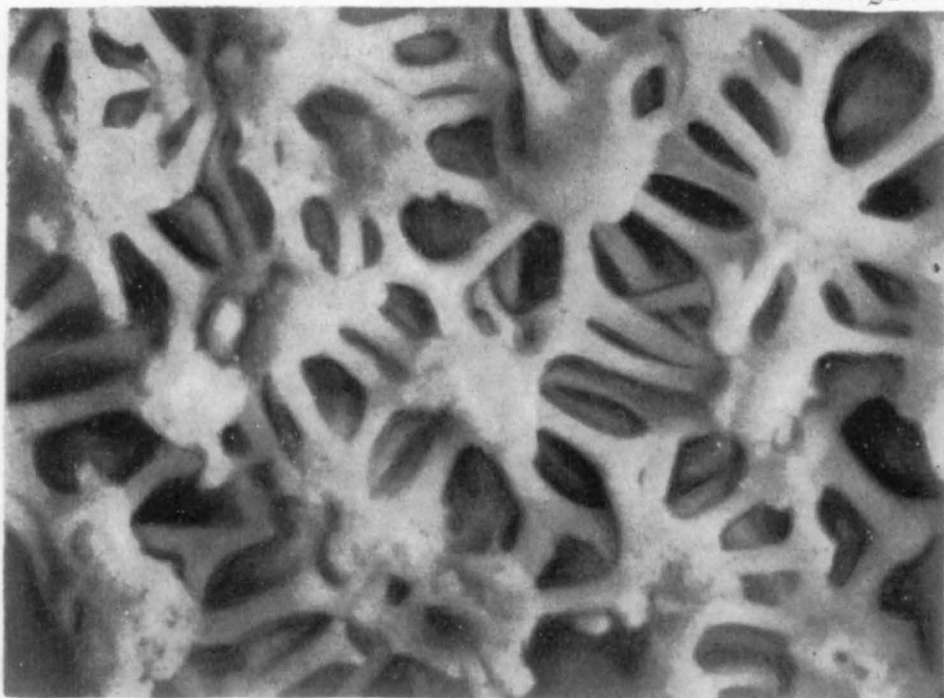


3

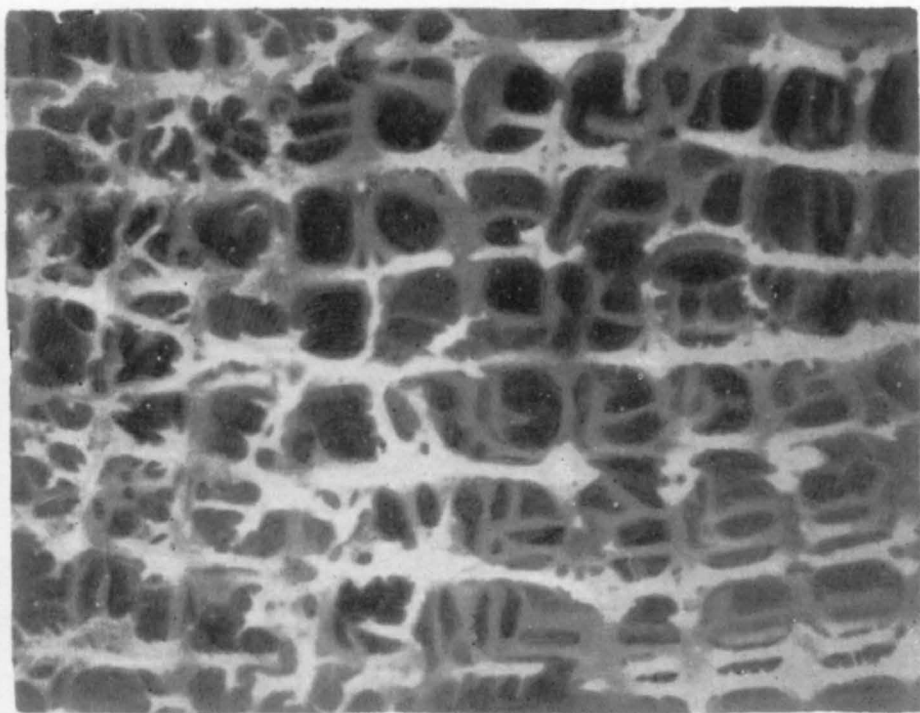
ТАБЛИЦА 29

Фиг. 1. Строение четырехлучевой кремневой губки *Callopegma acaule* Zittel. Поздний мел. ФРГ, образец из Сенкенбергского музея, г. Ганновер. Н. W. Matthes, 1956

Фиг. 2. Строение шестилучевой кремневой губки. Скелет губки, находившейся в известняке и отпрепарированной выщелачиванием. Поздний мел. ФРГ, образец из Сенкенбергского музея, г. Ганновер. Н. W. Matthes, 1956



1



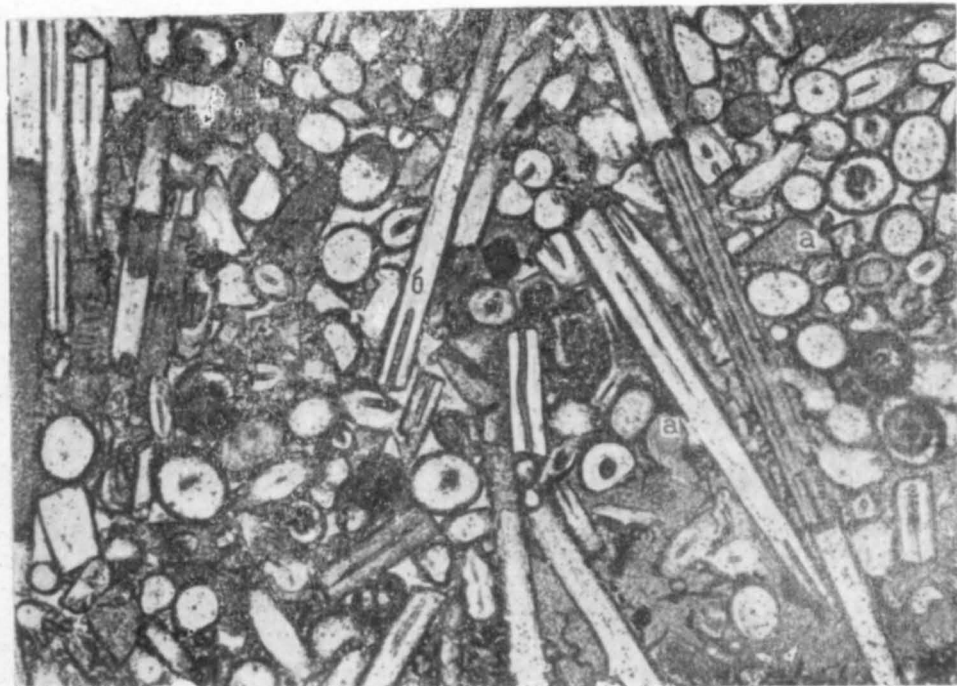
2

ТАБЛИЦА 30

Фиг. 1. Спонголит¹ халцедоново-опаловый, незначительно глауконитизированный. Структура породы органогенная. Опал (а) составляет многочисленные спикулы губок и цемент. Спикулы имеют также халцедоновый (б) или смешанный опалово-халцедоновый состав. Присутствуют спикулы, состоящие из глауконита. Силур. Франция, департамент Сомма, нас. пункт Бушевен. Шлиф. $\times 60$, без анализатора. L. Сауеух, 1929

Фиг. 2. Халцедоново-опаловая порода. Опал имеет хорошо выраженную глобулярную структуру. Присутствуют спикулы губок (светлое), сложенные халцедоном. Верхний мел, сеноманский ярус. Ростовская обл., Кагальницкий р-н. Шлиф. $\times 125$, без анализатора. Из колл. С. Я. Орехова

¹ По L. Сауеух (1929), гез.



1



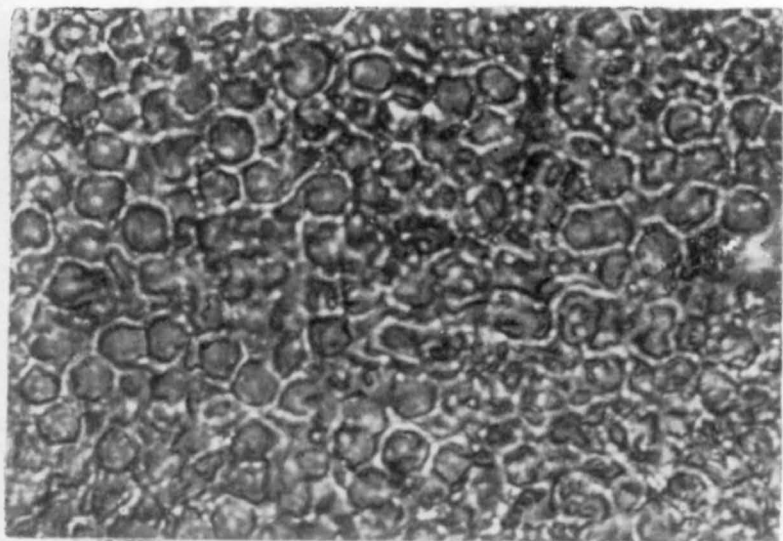
2

ТАБЛИЦА 31

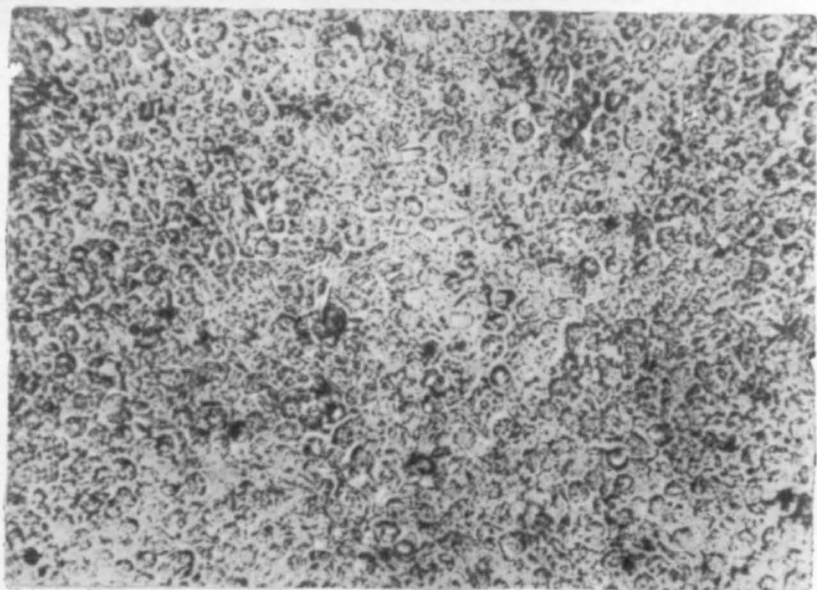
Фиг. 1. Трепел. Структура глобулярная. Опал, слагающий породу, преимущественно глобулярный. Размеры глобуль достигают 0,01 мм. Верхний мел. МССР, Северное Приднестровье. Шлиф. $\times 600$, без анализатора. Из колл. Ф. С. Переса

Фиг. 2. Трепел. Структура глобулярная. Преобладает глобулярный опал раскристаллизованный в α -кristобалит. Преобладающий размер глобуль 0,004 мм. Присутствует равномерно рассеянная примесь цеолита (около 25%) в виде пластинчатых и призматических зерен. Верхний мел. МССР, месторождение Каменское. Шлиф. $\times 320$, без анализатора. Из колл. У. Г. Дистанова

Фиг. 3. То же, что и на фиг. 2. В глобулях четко проявляется реликтовая тонкая структура диатомей. Электронномикроскопический снимок. $\times 18\,000$



1



2



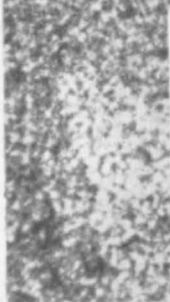
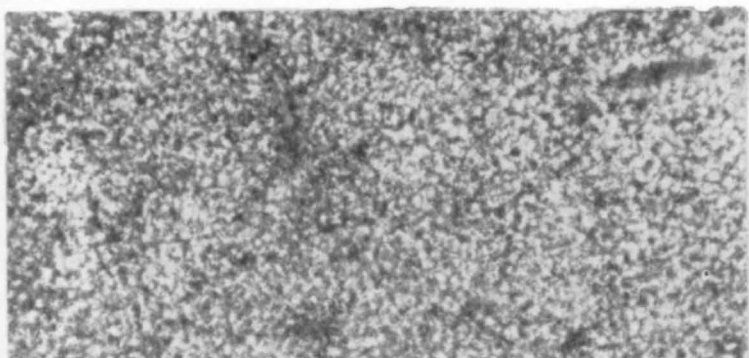
3

ТАБЛИЦА 32

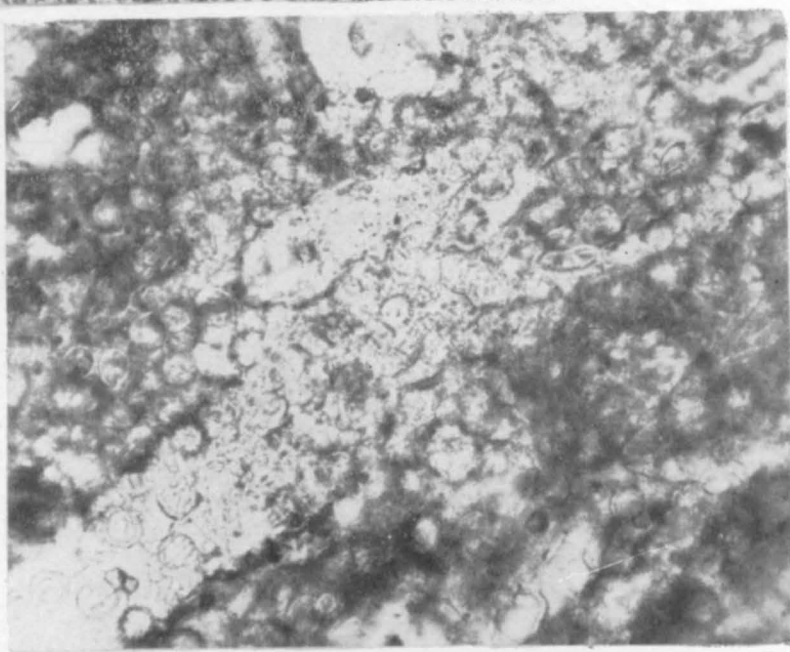
Фиг. 1. Трепел глинистый. Структура глобулярная. Порода сложена глобулярным опалом, частично перешедшим в α -кристобалит. Преобладающие размеры глобуль 0,001—0,002 мм. Присутствует равномерно рассеянный пелитовый глинистый материал (около 30%), мелкоалевритовые зерна кварца. Верхний мел. Калужская обл., Сухачинский р-н, м-ние Дабуж. Шлиф $\times 320$, без анализатора. Из колл. У. Д. Дистанова

Фиг. 2. Трепел спонгиевый. Структура глобулярная, участками реликтовая органогенная. Порода состоит из глобулярного опал-кристобалита. Содержатся спикеры губок, имеющие нечеткие контуры. Опал спикер также принял глобулярное строение. Верхний мел. Молдавская ССР, м-ние Каменское. Шлиф. $\times 320$, без анализатора. Из колл. У. Г. Дистанова

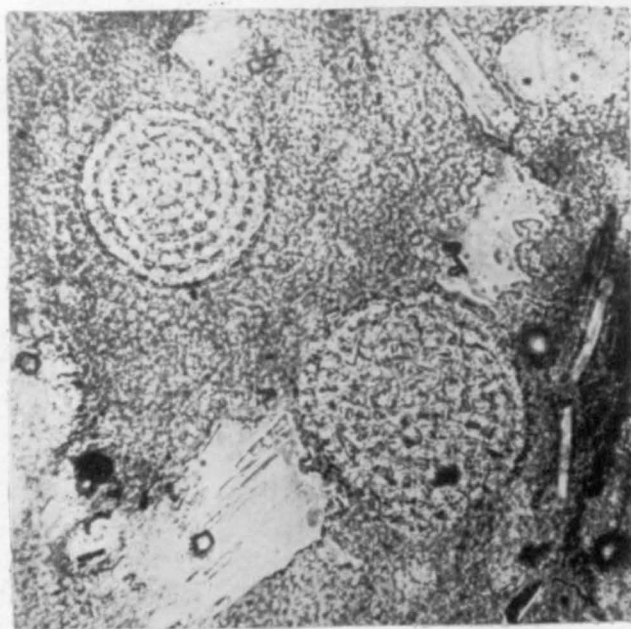
Фиг. 3. Трепел радиоляриевый. В основной глобулярной массе, сложенной преимущественно опалом, частично перешедшим в α -кристобалит, содержатся раковинки радиолярий размером 0,05—0,01 мм и остатки их растворения, составляющие около 40% породы. Присутствует тонкочешуйчатый глинистый материал и до 20% — обломочные алевритовые зерна кварца, редко — глауконита. Верхний мел. Владимирская обл., р. Пеша. Шлиф $\times 320$, без анализатора. Из колл. У. Г. Дистанова



1



2



3

ТАБЛИЦА 33

Фиг. 1. Халцедоново-опаловая порода с примесью органогенного материала — спикул губок. Халцедон слагает спикулы губок (светлое). У некоторых спикул каналы выполнены опалом (темное). Присутствуют редкие зерна кварца (а) и глауконита (б). Цемент опаловый. Нижний мел, альбский ярус. Франция, провинция Аргонн. Шлиф. $\times 70$, без анализатора. Л. Сауеух, 1929

Фиг. 2. Халцедоново-опаловая порода с единичными остатками радиолярий (а), спикулами губок, сложенных опалом (б) и халцедоном (в), и с редкими зернами обломочного кварца (г). Цемент опаловый. Силур, лландейльский (landénien) ярус. Бельгия, провинция Льеж, г. Батис, близ г. Арв. Шлиф. $\times 180$, без анализатора. Л. Сауеух, 1929

Фиг. 3. Опока. Порода сложена опалом и халцедоном (светлое). Черное — поры. Верхний мел, сеноманский ярус. ГрузССР, окрестности г. Кутаиси, ущелье Сабанела. Шлиф. $\times 250$, с анализатором. Из колл. Д. Г. Челидзе

Фиг. 4. Опока слабопористая, с примесью редко рассеянных алевритовых и песчаных зерен кварца. Буроватая опаловая масса, слагающая породу, имеет сгустковое строение. Мел — палеоген. Западный склон нагорья Бетпак-Дала, район Мог-Рахем. Шлиф. $\times 120$, без анализатора. Из колл. В. Н. Разумовой

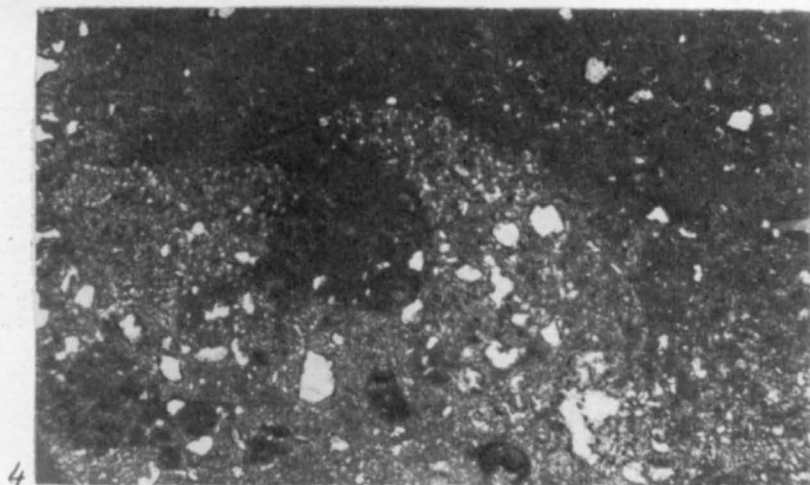
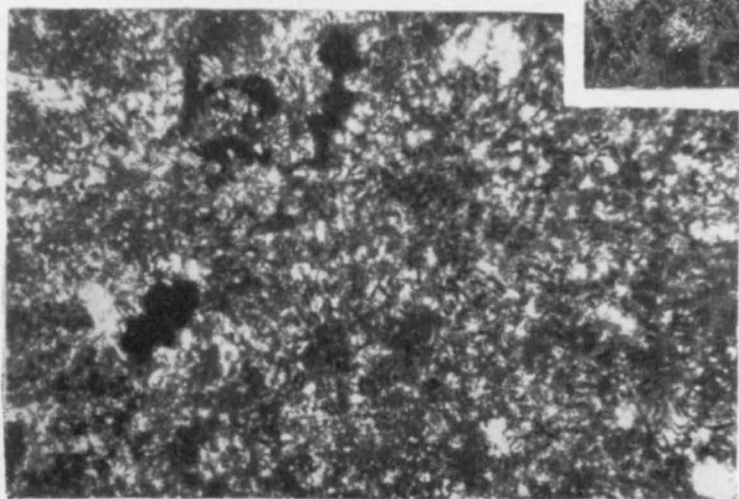
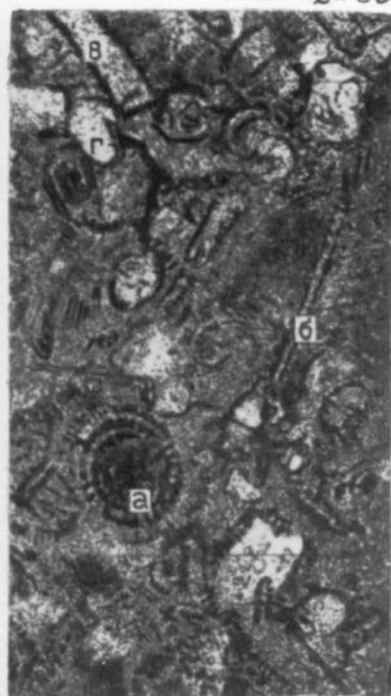
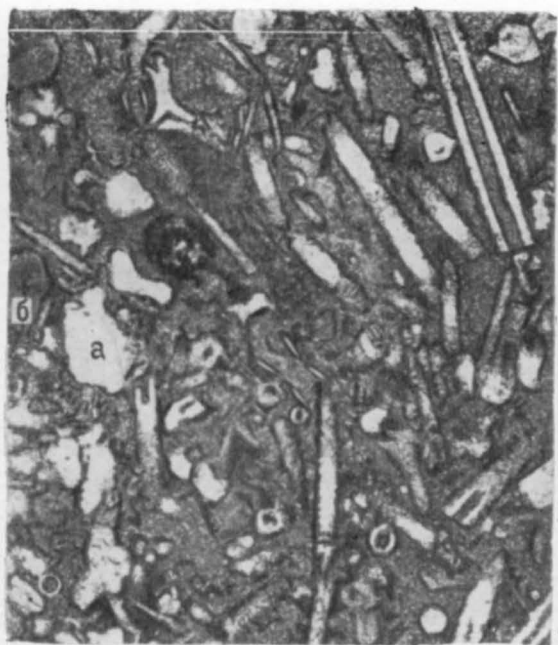
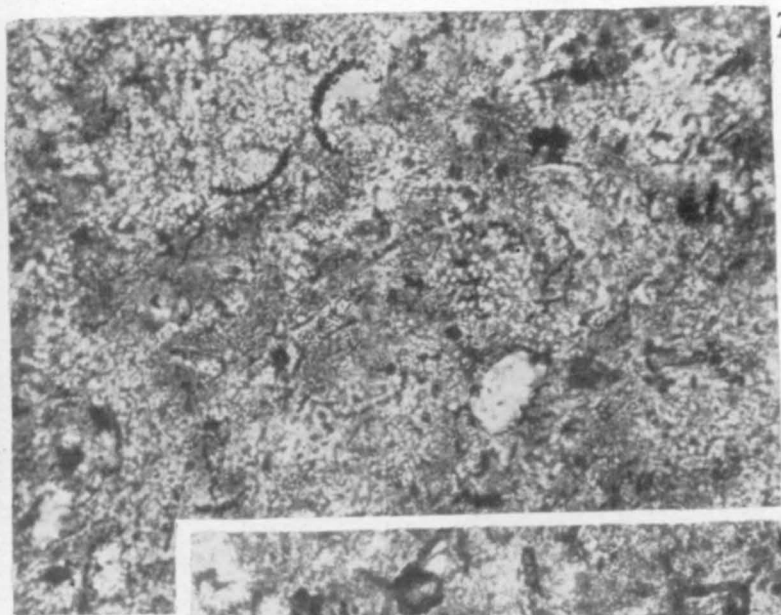


ТАБЛИЦА 34

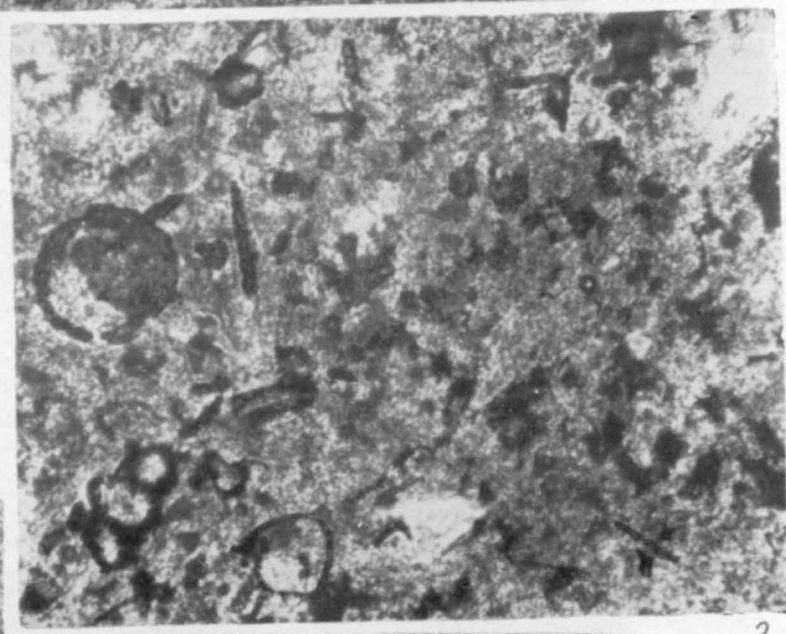
Фиг. 1. Опока. Структура реликтовая органогенная. Микротекстура сгустковая. Порода состоит из мелкозернистого и пелитового опала, частично перешедшего в кристобалит. Содержится (около 25%) равномерно рассеянный чешуйчатый глинистый материал. Многочисленные остатки частично растворенных створок диатомей (темное), иногда сохранивших реликты первоначального тонкого строения, обуславливают сгустковую микротекстуру породы. Палеоцен. Уральская обл., Зеленовский р-н, в районе ст. Шипово. Шлиф. $\times 320$, без анализатора. Из колл. У. Г. Дистанова

Фиг. 2. Опока. Структура пелитовая, микротекстура сгустковая. Порода сложена опалом (частицы менее 0,005 мм), частично раскристаллизованным в α -кристобалит. Содержится равномерно распределенный тонкочешуйчатый глинистый материал (около 20%). Темные участки (сгустки) — остатки растворенных створок диатомей, сохранивших местами элементы тонкого строения. Палеоцен. Астраханская обл., Черноярский р-н, в районе ст. Каменный Яр. Шлиф. $\times 320$, без анализатора. Из колл. У. Г. Дистанова

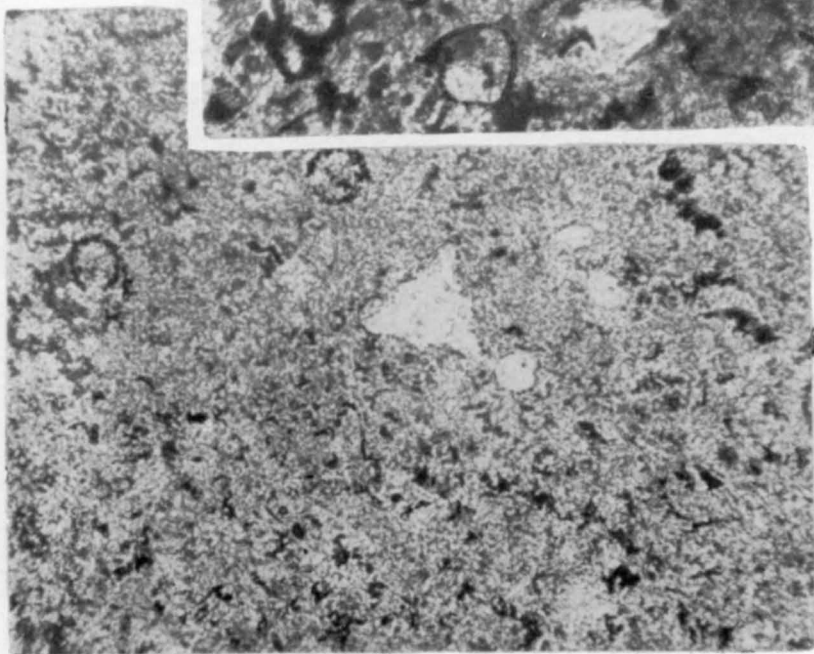
Фиг. 3. Опока. Структура пелитовая. Порода сложена частицами опала размером 0,003—0,005 мм (частично раскристаллизованного в α -кристобалит), среди которого равномерно распределен тонкочешуйчатый глинистый материал. Содержатся многочисленные остатки растворенных створок диатомей. Нижний эоцен. Свердловская обл., Артемьевский р-н. Шлиф. $\times 320$, без анализатора. Из колл. У. Г. Дистанова



1



2

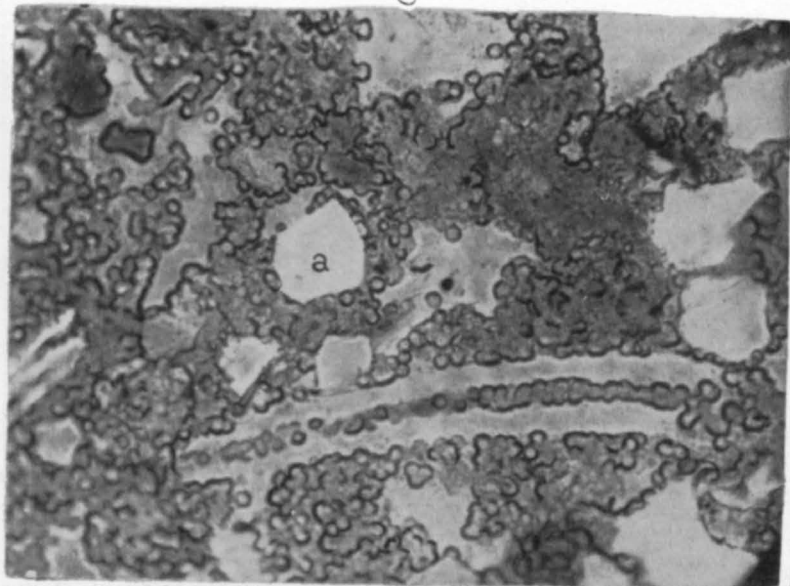


3

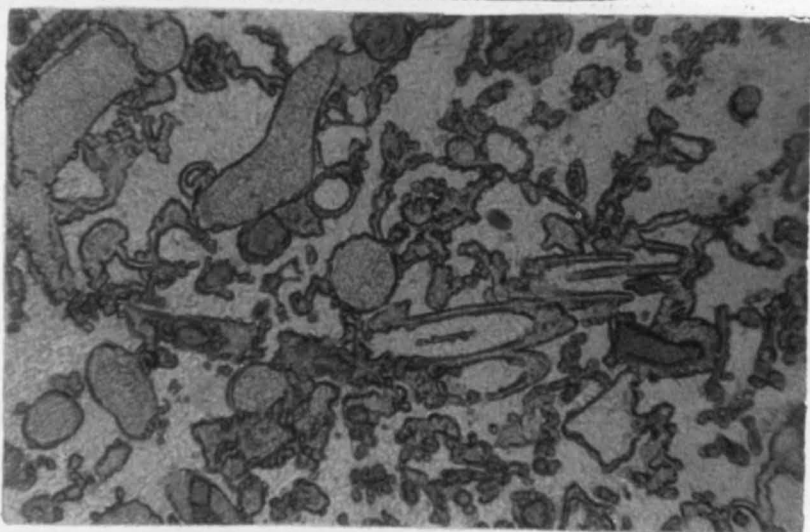
ТАБЛИЦА 35

Фиг. 1. Халцедоново-опаловая порода с значительным количеством обломочного кварцевого материала (а). Опал преимущественно глобулярный; иногда цепочка глобуль наблюдается в осевых каналах спикул. Халцедон слагает небольшие участочки и спикулы губок. Верхний мел. МССР, Северное Приднестровье. Шлиф. $\times 120$, без анализатора. Из колл. Ф. С. Переса

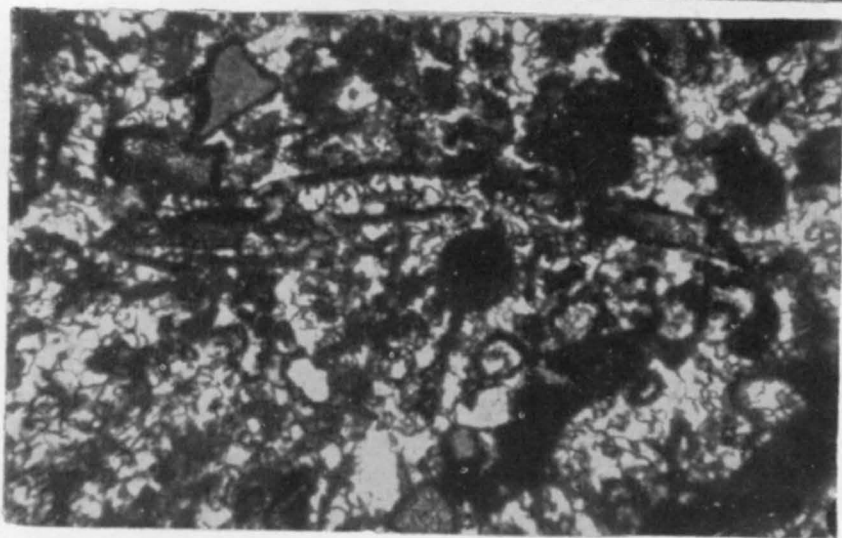
Фиг. 2 и 3. Опалово-халцедоновая порода со спикулами губок. Опал слагает спикулы (серое) и частично присутствует в виде глобуль. Встречаются спикулы с каналами, выполненными глауконитом. Верхний мел. МССР, Северное Приднестровье. Шлиф. $\times 70$. Фиг. 2 — без анализатора; фиг. 3 — с анализатором. Из колл. Ф. С. Переса



1



2

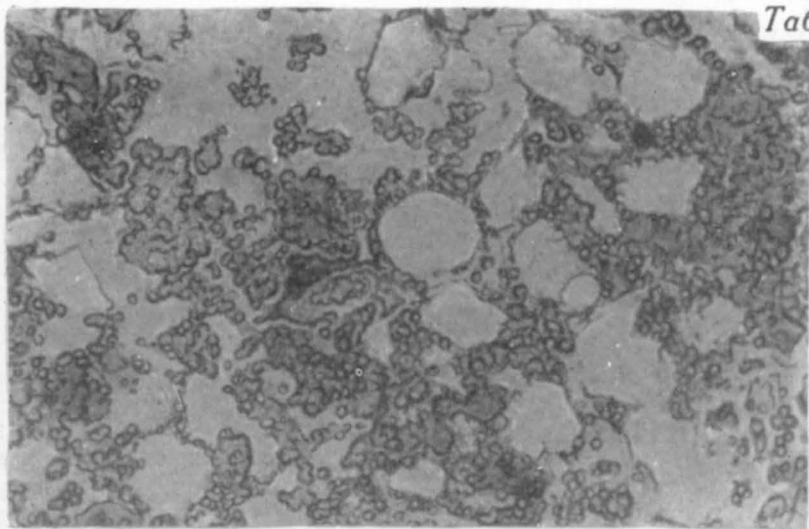


3

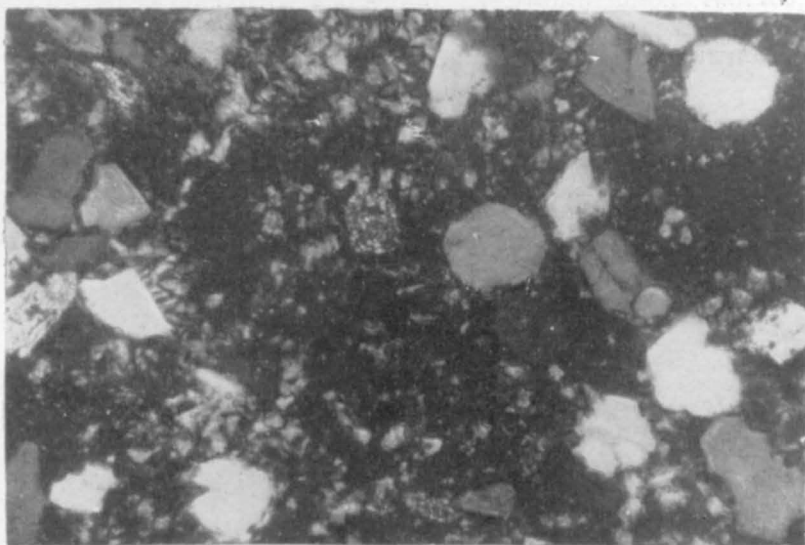
ТАБЛИЦА 36

Фиг. 1 и 2. Халцедоново-опаловая порода с большим количеством мелкообломочного кварцевого материала — песчанистая опока. Присутствуют редкие зерна глауконита. Верхний мел. МССР, Северное Приднестровье. Шлиф. $\times 120$, фиг. 1 — без анализатора; фиг. 2 — с анализатором. Из колл. Ф. С. Переса

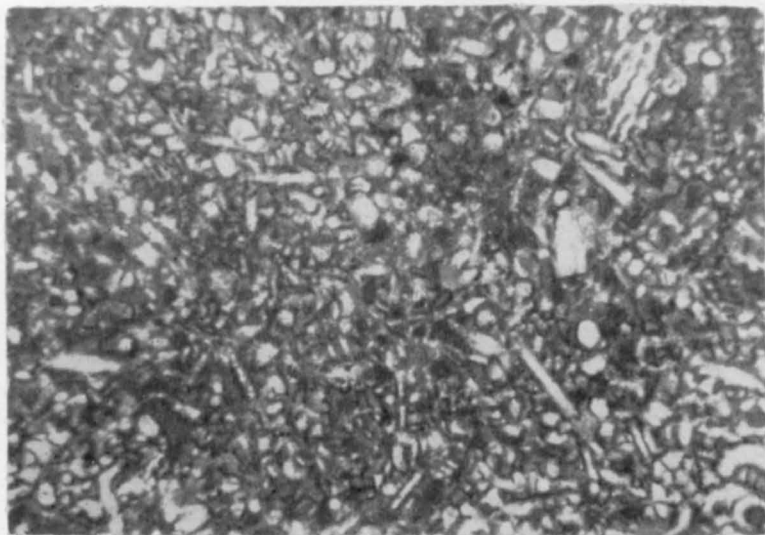
Фиг. 3. Опаловая порода с повышенным содержанием мелкообломочного кварцевого материала, немногочисленными спикулами губок, зернами глауконита — песчанистая опока. Порода пористая, многие поры образовались на месте растворенных спикул. Мезозой. УССР, Ростовская обл. Шлиф $\times 35$, без анализатора. Из колл. Н. Тычинской



1



2

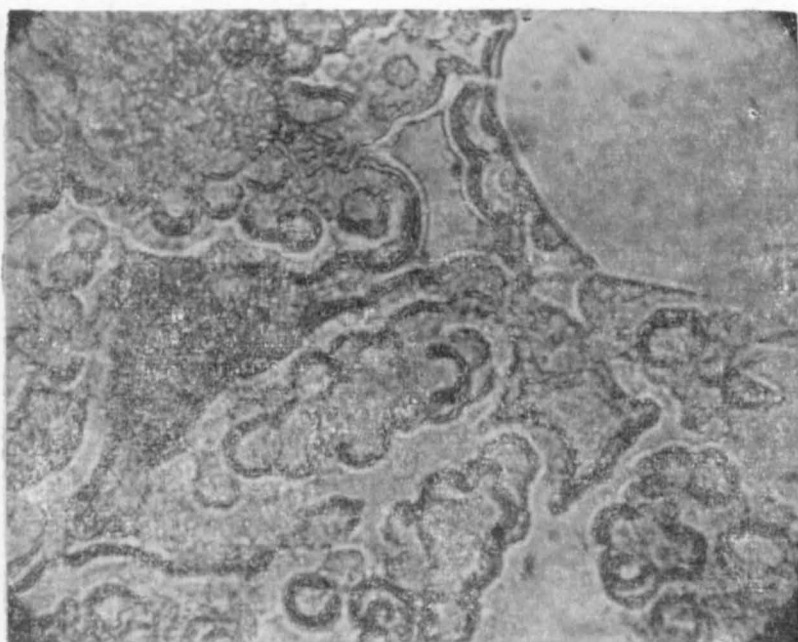


3

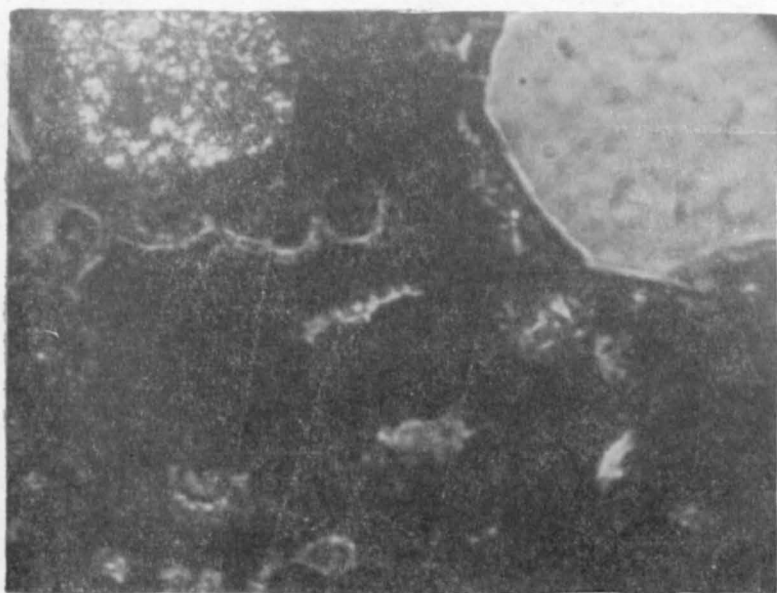
ТАБЛИЦА 37

Фиг. 1 и 2. Халцедоново-опаловая порода с значительной примесью мелкообломочного кварцевого материала. Опал глобулярный. Глобули нередко располагаются на поверхности кварцевых зерен подобно крустификациям. Слабо двупреломляющие внешние обломочки глобуль состоят, по-видимому, из халцедона. Верхний мел. МССР, Северное Приднестровье. Шлиф. $\times 600$. Фиг. 1 — без анализатора; фиг. 2 — с анализатором. Из колл. Ф. С. Переса





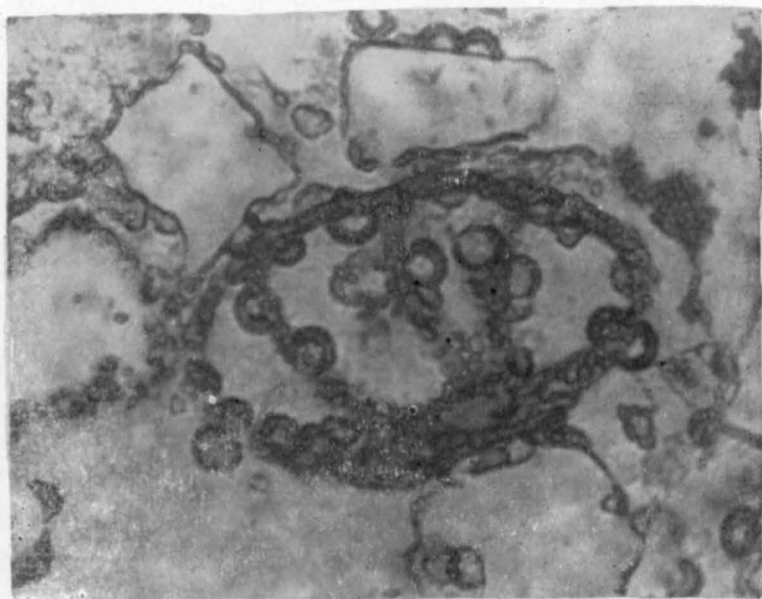
1



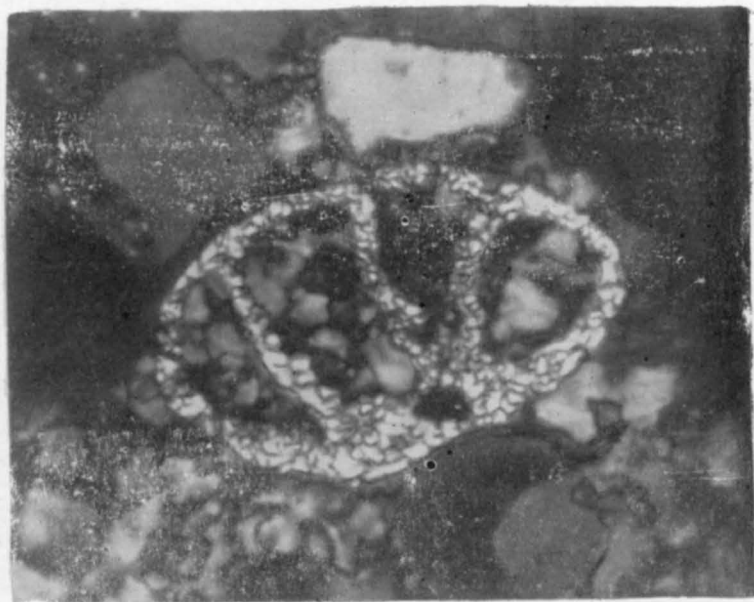
2

ТАБЛИЦА 38

Фиг. 1 и 2. Халцедоново-опаловая порода с примесью мелкообломочного кварцевого материала. Опал глобулярный. Полусферы глобуль нарастают на поверхности кварцевых зерен, на стенках единичных кальцитовых раковинок фораминифер. Верхний мел. МССР, Северное Приднестровье. Шлиф. $\times 170$. Фиг. 1 — без анализатора; фиг. 2 — с анализатором. Из колл. Ф. С. Переса



1



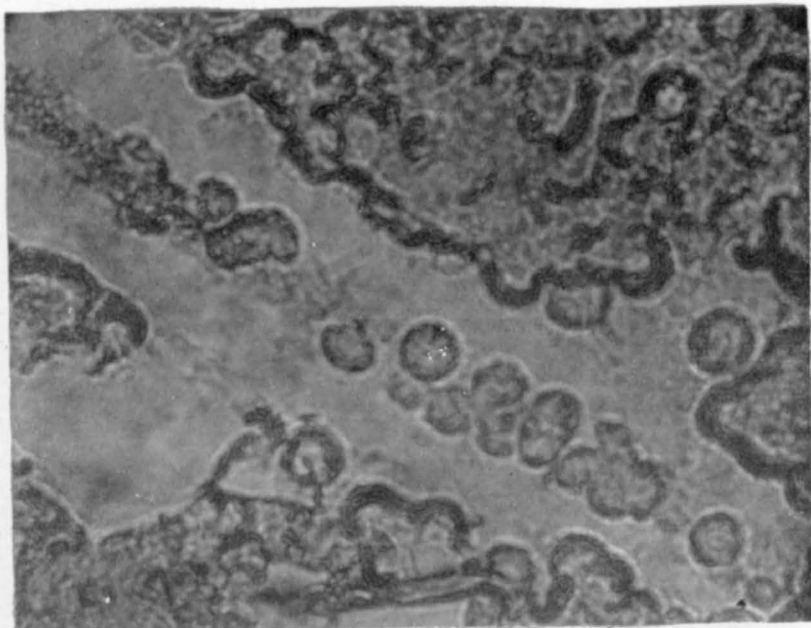
2

ТАБЛИЦА 39

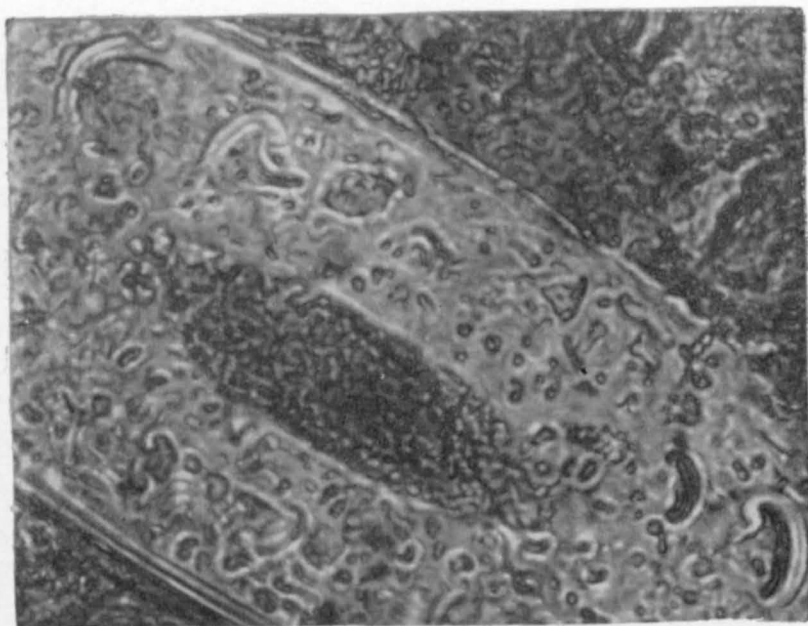
Фиг. 1. Халцедоново-опаловая порода с примесью мелкообломочного кварцевого материала, с немногочисленными спикулами губок. Видна часть спикеры, сложенная халцедоном и глобулярным опалом. Опал расположен по краям и в центральной части спикеры. Иногда различается концентрически-слоистое сложение глобулей. Верхний мел. МССР, Северное Приднестровье. Шлиф. $\times 600$, без анализатора. Из колл. Ф. С. Переса

Фиг. 2. Халцедоново-опаловая порода. Почти все поле зрения занимает спикера, состоящая из опала. В центре спикеры глауконит (темное). Многочисленные серповидные и неправильной округлой формы мелкие частички, возможно, представляют собой зачаточные глобулы. Верхний мел. МССР, Северное Приднестровье. Шлиф. $\times 600$, без анализатора. Из колл. Ф. С. Переса





1

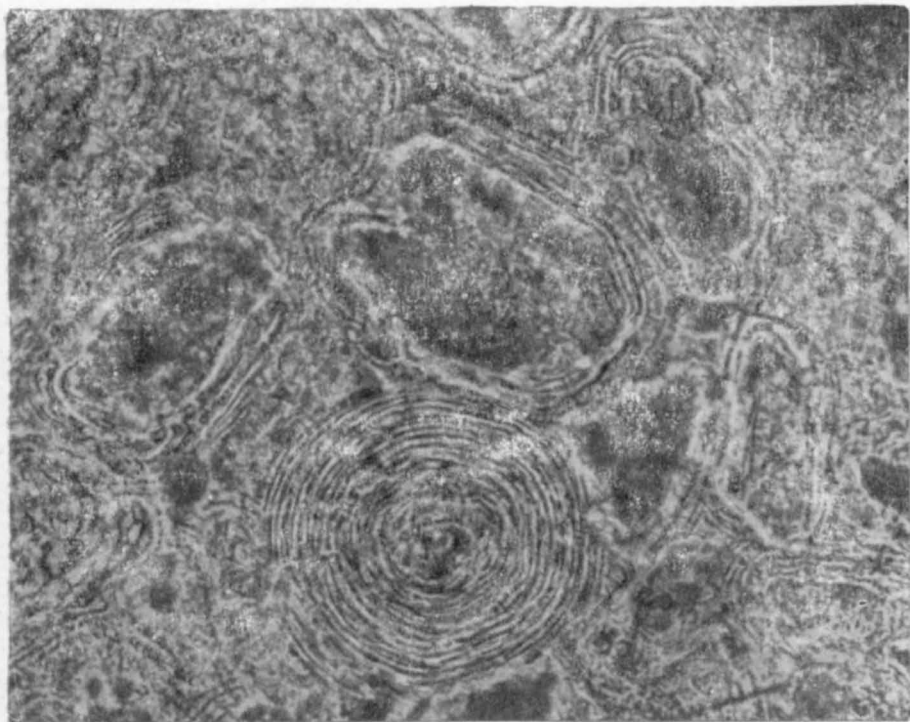


2

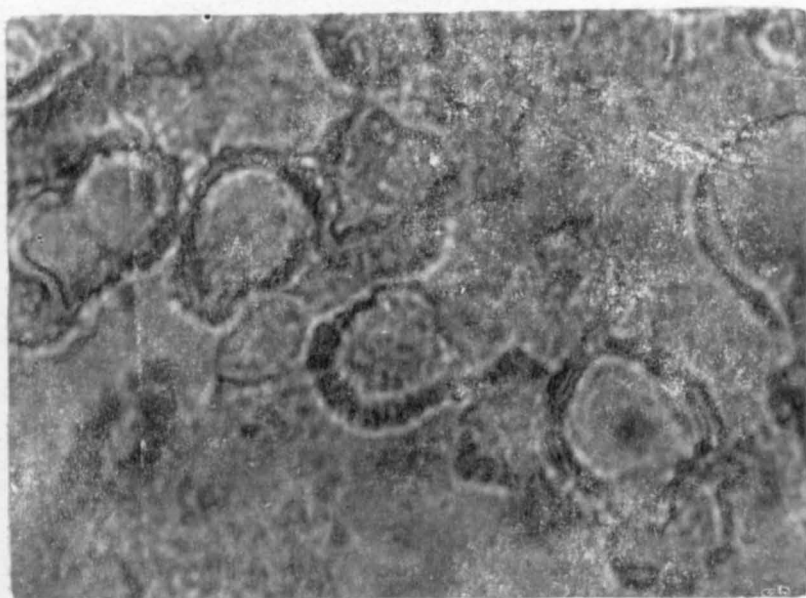
ТАБЛИЦА 40

Фиг. 1. Сферолитовая структура опала. Темные округлые участки — поры. Верхний миоцен. США, Калифорния, г. Сан-Луис. Шлиф. $\times 400$, без анализатора, N. L. Taliaferro, 1935

Фиг. 2. Халцедоново-опаловая порода. Опал глобулярный. Глобулы имеют нечетко выраженную концентрически-слоистую структуру. Верхний мел. МССР, Северное Приднестровье. Шлиф. $\times 900$, без анализатора. Из колл. Ф. С. Переса



1



2

ТАБЛИЦА 41

Фиг. 1. Современный радиоляриевый ил. Видны остатки *Nassellaria* и *Spumellaria* (*Cornutella profunda*, *Peromelissa phalacra*, *Arachnocorallium calvata*, *Lophophaena hispida*, *Cadium* sp.), игла *Sphaerouzoum*, обломки игл радиолярий сем. *Orosphaeridae* и др. Индийский океан, близ побережья Африки. Глубина 5071 м. Координаты станции 4°45' ю. ш. и 48°58,6' в. д. Материалы глубоководной экспедиции «Вальдивия». ×450. J. Murray, E. Philippi, 1908

Фиг. 2. Современный радиоляриевый ил. Индийский океан к югу от Африки, глубина 4418 м. Координаты станции 49°7,5' ю. ш. и 8°40,7' в. д. Материалы глубоководной экспедиции «Вальдивия». ×28. J. Murray, E. Philippi, 1908

Фиг. 3 и 4. Верхнеплиоценовый радиоляриевый ил, взятый на расстоянии 6 м от поверхности дна Индийского океана (глубина 4898 м). Видны многочисленные скелетные остатки радиолярий (*Stichocorys peregrina*, *Cyrtocapsella* sp. и других характерных форм) и обломки игл радиолярий сем. *Orosphaeridae*. Станция № 4599, координаты станции 9°58' ю. ш. и 86°20' в. д. Сборы экспедиционного судна «Витязь» (1959 г.). ×160

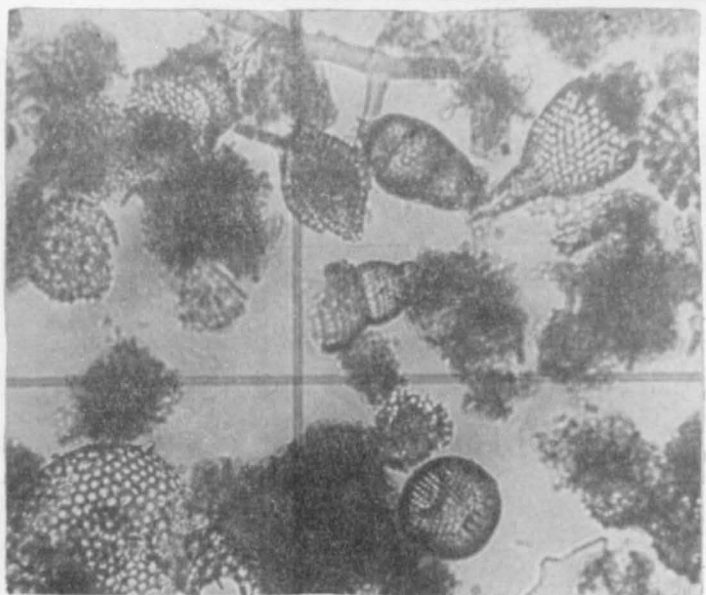
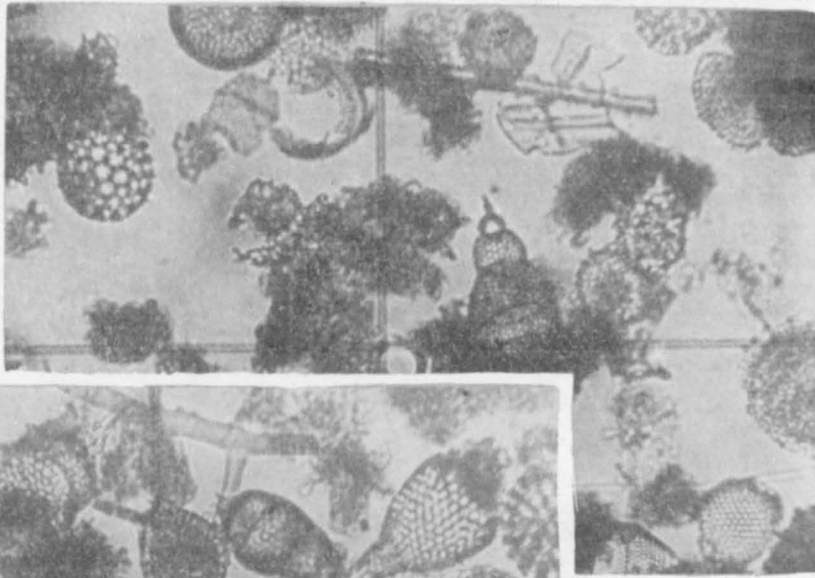
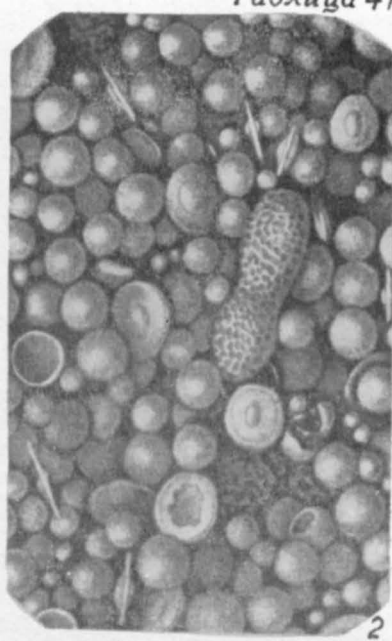
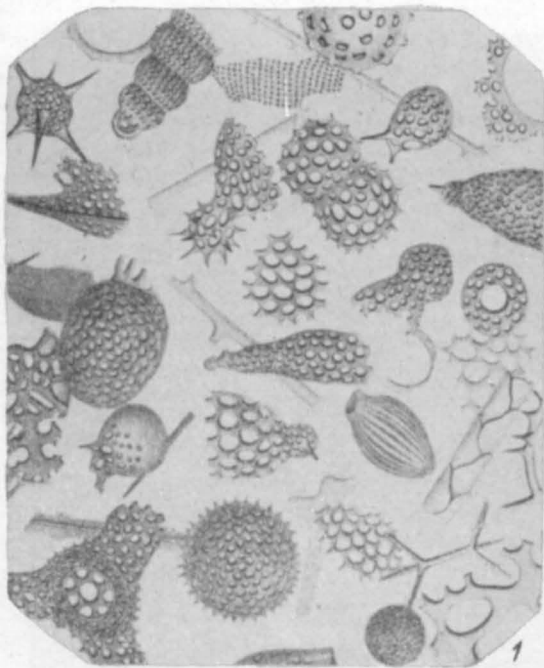


ТАБЛИЦА 42

Разновидности осадков со скелетами радиолярий, характерных для различных климатических зон¹

Фиг. 1. Современный осадок со дна Индийского океана (глубина 2000 м). Видны многочисленные скелеты радиолярий, характерные для антарктической области (*Lithelius nautiloides*, *Spongodiscus*, *Stylatractus* и многочисленный *Antarctissa*) и крупные спикулы губок. Станция № 16, координаты станции 64°08' ю. ш. и 95°44' в. д. Сборы дизельэлектрохода «Обь» (1956 г.). ×200

Фиг. 2. Современный радиоляриевый ил со дна Тихого океана (глубина 4745 м). Среди многочисленных скелетных остатков радиолярий преобладают ажурные тонкостенные формы скелетов *Cornutella*, *Arachnocorallium*, *Lophophaena hispida*, *Botryocystis caputserpentis* и др., а также более массивные кольца представителей *Stephoidea* (сравн. с фиг. 1, таблицы 41). Эти формы характерны для тропической области. Станция № 5117, координаты станции 0°03' с. ш. и 54°09' з. д. Сбор экспедиционного судна «Витязь» (1961 г.). ×200

¹ См. «Геохимия кремнезема». Изд. «Наука», 1966. Стр. 231—232.

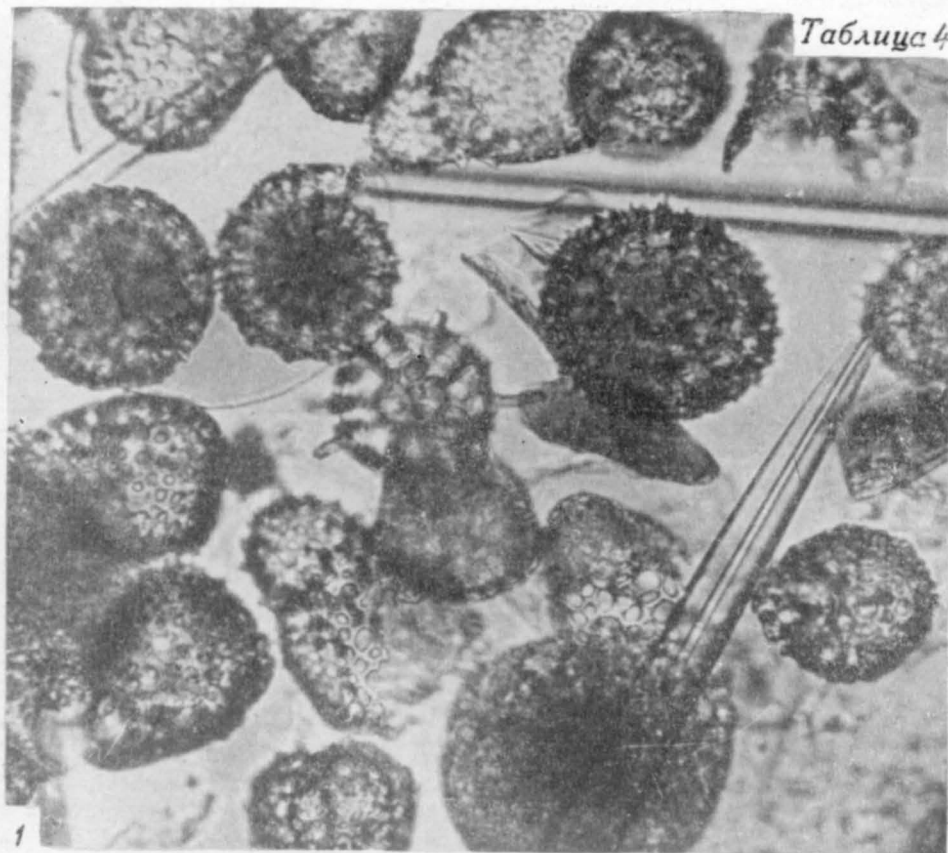
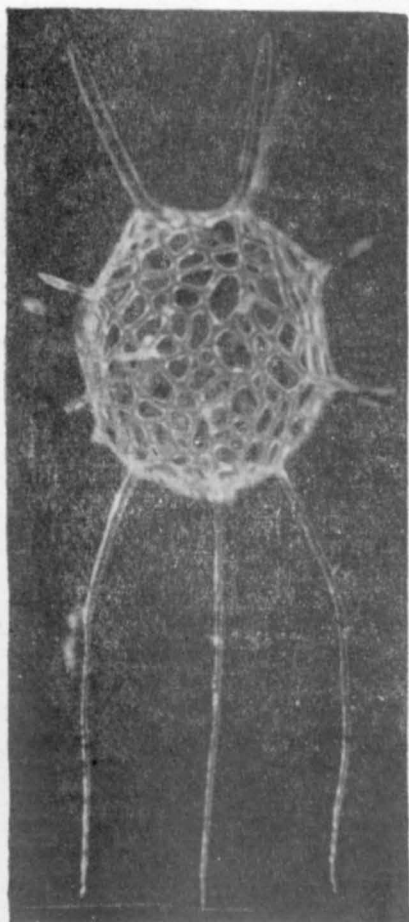


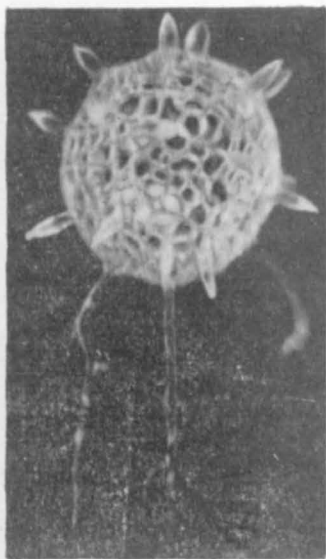
ТАБЛИЦА 43

Фиг. 1 и 2. Радиолярии *Oroscena carolae* из третичных отложений на дне Тихого океана. $\times 26$. J. Friend, W. Riedel, 1967

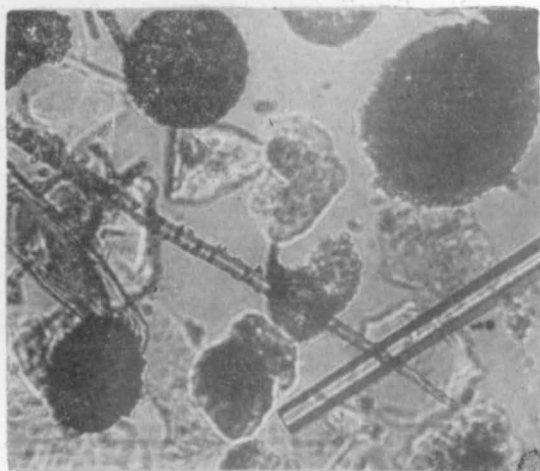
Фиг. 3 и 4. Современный осадок со дна Индийского океана (глубина 2000 м). Видны многочисленные гладкие спикулы губок (а), пористые раковинки радиолярий и шиповатые иглы радиолярий *Thalassothamnidae* (б). (Сравн. «Радиолярии Мирового океана по материалам советских экспедиций». Изд. «Наука», 1971). Станция № 16, координаты станции $64^{\circ}08'$ ю. ш. и $95^{\circ}44'$ в. д. Сборы дизельэлектрохода «Обь» (1956 г.). $\times 70$



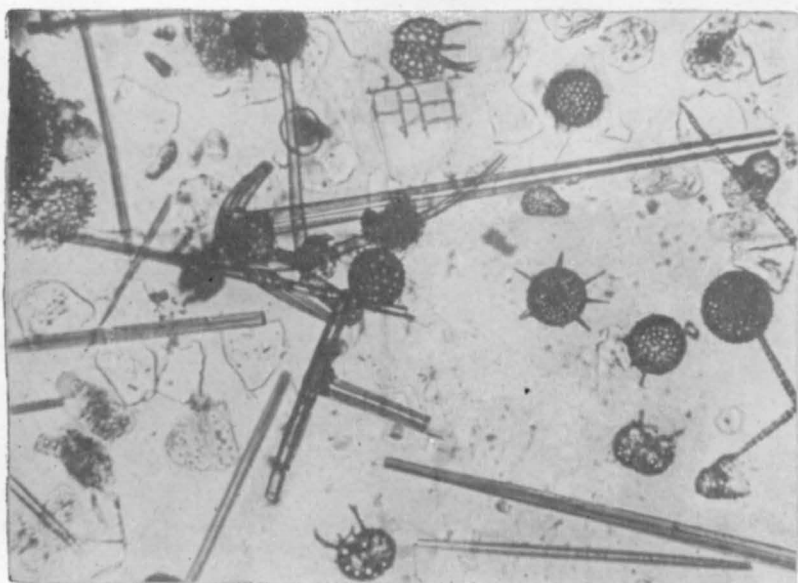
1



2



3

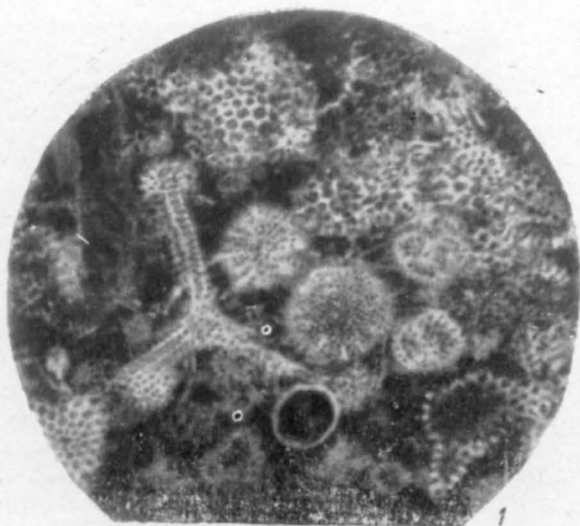


4

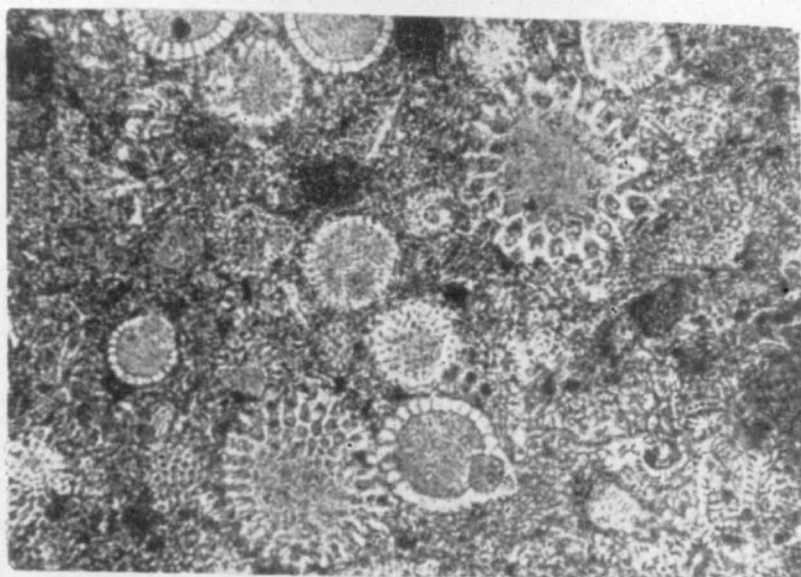
ТАБЛИЦА 44

Фиг. 1. Органогенная структура. Радиолярит. В шлифе наблюдается большое количество радиолярий *Spumellaria* (*Sphaeroidea*, *Discoidea*, *Rhopalastrum* sp., *Spongodiscidae*) и *Nassellaria*, *Stichocapsa* sp. кварц-халцедонового состава, скрепленных криптокристаллической кремнистой массой. Нижняя юра. Дальний Восток, хребет Сихотэ-Алинь, р. Тадуши. Шлиф. $\times 100$, без анализатора. Из coll. Р. Х. Липман

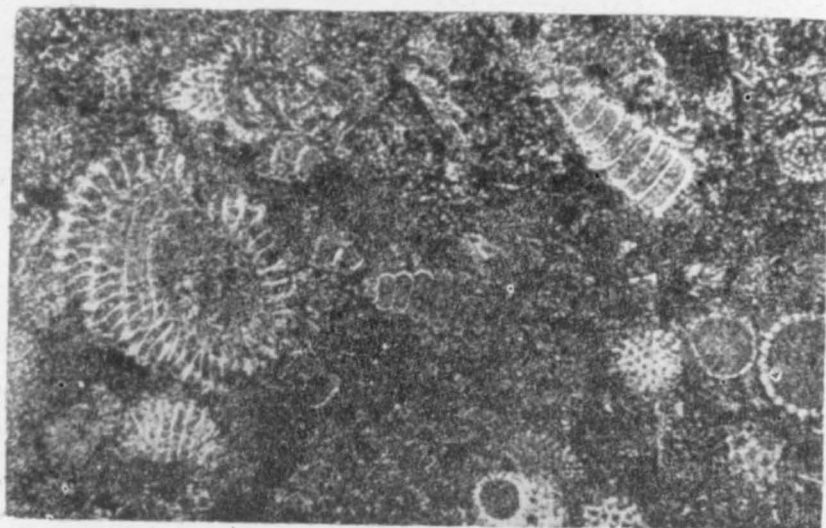
Фиг. 2 и 3. Органогенная структура. Радиолярит. Порода сложена скелетными остатками радиолярий, скрепленных криптокристаллической кремнистой массой. Фиг. 2 — *Sphaeroidea*, *Cenosphaera* cf. *sphaerozoica* *Zhamoida*; *Nassellaria*: *Dicolocapsa* sp., *Tricolocapsa* cf. *pilula* *Hinde*; фиг. 3 — *Spumellaria*, *Discoidea*, *Porodiscidae*, *Nassellaria*, *Lithocampinae*, *Lithocampe*? sp., *Dictyomitra* sp. Нижняя юра. Дальний Восток, хребет Сихотэ-Алинь. Шлиф. $\times 120$, без анализатора. Из coll. Р. Х. Липман



1



2



3

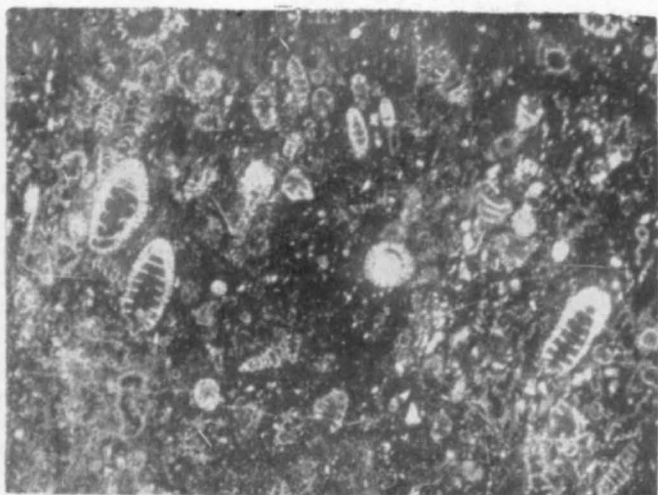
ТАБЛИЦА 45

Фиг. 1. Органогенная структура. Радиолярит. Из радиолярий преобладают *Lithocampinae* (*Stichocapsa* sp., *Dictyomitra* sp., *Lithomitra* sp.). Цемент кремнистый, криптокристаллический. Мел. Корякское нагорье, р. Березовая. Шлиф. $\times 25$, без анализатора. Из колл. Р. Х. Липман

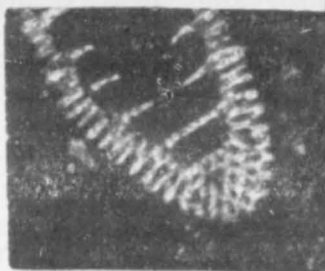
Фиг. 2. Органогенная структура. Видны остатки *Stichocapsa* sp. Та же порода, что на фиг. 1. Шлиф. $\times 100$, без анализатора

Фиг. 3. Органогенная структура. Радиолярит. Видны скелетные остатки радиолярий [*Nasselaria* (*Lithocampinae*, *Eucyrtidium khabakovi* *Zhamoida*) и *Spumellaria* (*Sphaeroidea*, *Discoidea*)], скрепленные криптокристаллической кремнистой массой. Нижний мел, валанжин. Корякское нагорье, р. Талаяны. Шлиф. $\times 100$, без анализатора. Из колл. Р. Х. Липман

Фиг. 4. Органогенная структура. Радиолярит. Скелетные остатки радиолярий [*Spumellaria* (*Sphaeroidea*, *Prunoidea* и *Discoidea*) и *Nasselaria* (*Lithocampinae* — *Lithocampe* sp., *Stichocapsa* sp.)] скреплены криптокристаллической кремнистой массой. Верхний мел, ватынский комплекс. Корякское нагорье, р. Вывенка. Шлиф. $\times 25$, без анализатора. Из колл. Р. Х. Липман



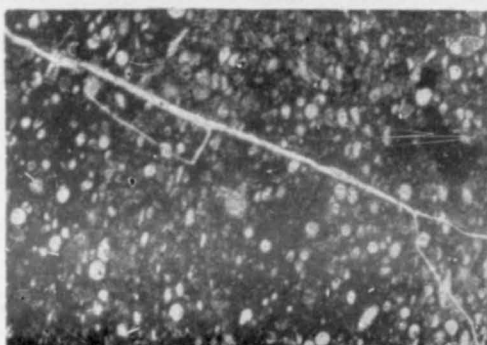
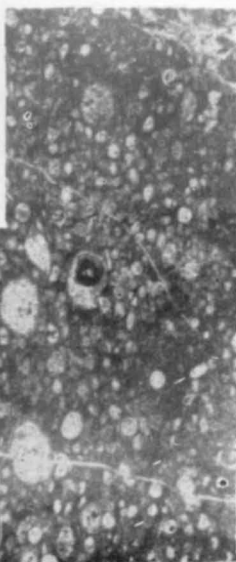
1



2



3



4

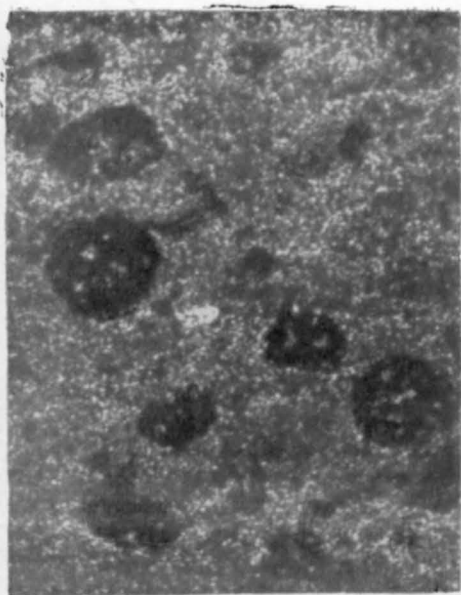
ТАБЛИЦА 46

Кремнистые и содержащие кремнезем породы с остатками радиолярий

Фиг. 1. Скрытокристаллическая, частично органогенная структура. Кремнистый аргиллит с радиоляриями. Наблюдаются псевдоморфозы рудного минерала по скелетам радиолярий *Spumellaria*, *Sphaeroidea*, *Prunoidea*. Девон. Западно-Сибирская низменность. Барабинская опорная скважина. Шлиф. $\times 120$, без анализатора. Из колл. Р. Х. Липман

Фиг. 2. Туффитовая и органогенная структуры. Кремнистый туффит с фауной радиолярий. Порода состоит из обломочного, преимущественно пирокластического материала и содержит большое количество скелетов радиолярий, часто замещенных рудным материалом и глауконитом. Видны скелеты *Spumellaria*, *Thecosphaera* sp. Девон. Западно-Сибирская низменность, Барабинская скважина. Шлиф. $\times 120$, без анализатора. Из колл. Р. Х. Липман

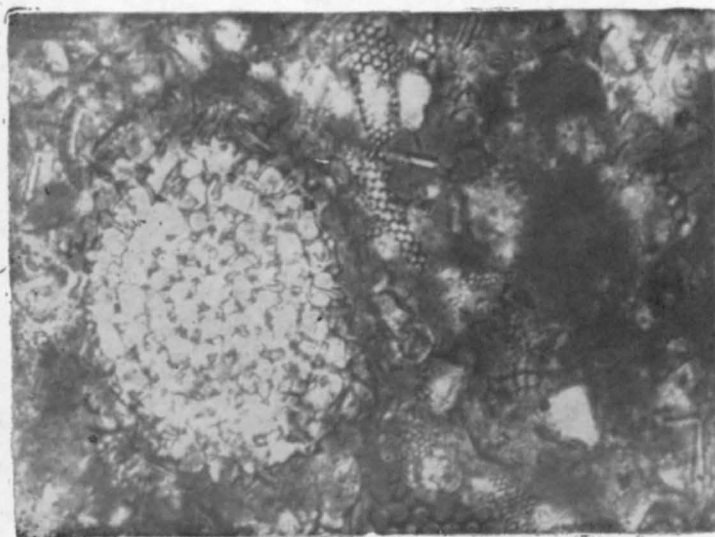
Фиг. 3. Радиолярит глинистый. Структура органогенная. Видны остатки радиолярий *Discoidea*, *Porodiscidae*. Преобладают опаловые раковинки радиолярий, размером 0,06—0,12 мм, отмечаются створки диатомей. Промежуточная масса сложена темным, преимущественно глинистым тонкочешуйчатым материалом, обуславливающим пятнистую (сгустковую) микротекстуру. Эоцен. Пензенская обл., Кузнецкий р-н, близ с. Сухановка. Шлиф. $\times 320$, без анализатора. Из колл. У. Г. Дистанова



1



2

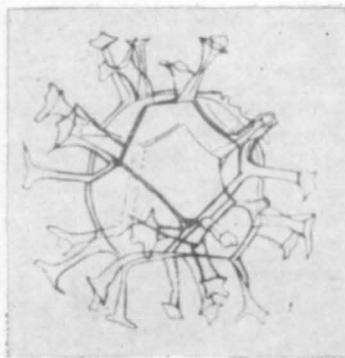


3

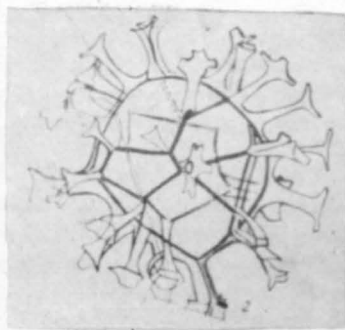
ТАБЛИЦА 47

Фиг. 1—11. Гистрихосфериды и другие малоизученные группы микроорганизмов с кремневым скелетом¹. Фиг. 1 — *Areoligera* Lejeune — Sargrentier из эоцена — верхнего мела Франции. $\times 500$. Н. W. Matthes, 1956. Фиг. 2 — *Hystrihokibotium pseudofurcatum* Klumpp из верхнего эоцена ФРГ. $\times 500$. V. Pokorny, 1958. Фиг. 3 — *Hystrihokolpoma* Klumpp из эоцена ФРГ. $\times 500$. Н. W. Matthes, 1956. Фиг. 4 — *Hystrihosphaera* (Wetzel) Deflandre из меловых кремней ГДР. $\times 500$. Н. W. Matthes, 1956. Фиг. 5 — *Hystrihosphaeridium*. Ранний палеозой Франции. $\times 500$. Н. W. Matthes, 1956. Фиг. 6 — *Leiofusa navicula* Eisenack из ордовика Эстонской ССР. $\times 270$. Н. W. Matthes, 1956. Фиг. 7 — *Leiosphaeridae* Eisenack из силура ФРГ. $\times 500$. Н. W. Matthes, 1956. Фиг. 8 — *Microhystridium* Deflandre. Силур. $\times 500$. Н. W. Matthes, 1956. Фиг. 9 — *Membranilarnax* Wetzel из мезозоя севера ГДР. $\times 500$. Н. W. Matthes, 1956. Фиг. 10 — *Palmnickia lobifera* Eisenack из янтаря верхнего эоцена Литовской ССР. $\times 320$. V. Pokorny, 1958. Фиг. 11 — *Cannosphaeropsis* Wetzel. Кремль из верхнемеловых отложений ГДР. $\times 500$. Н. W. Matthes, 1956

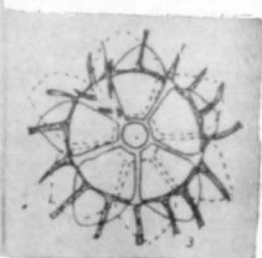
¹ В группе так называемых сферозоматитов (фиг. 4, 5) отмечается постоянное наличие углистости внутри кремнево-кожистого скелета.



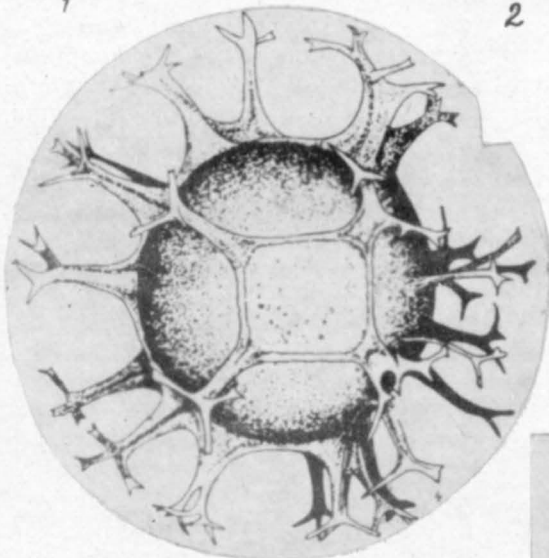
1



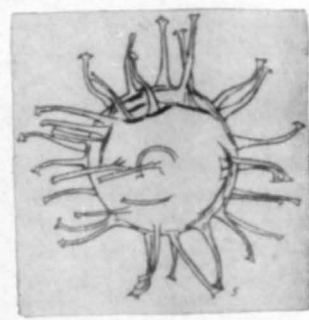
2



3



4



5



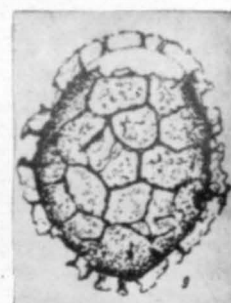
6



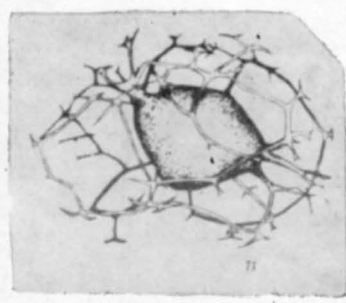
7



8



9



11

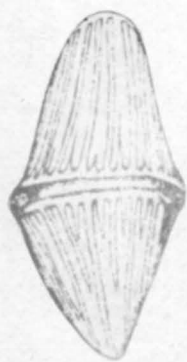


10

ТАБЛИЦА 48

Фиг. 1—8. Динофлагеллаты. Фиг. 1 — *Gymnodinium*. Фиг. 2 — *Spongodinium*. Фиг. 3 — *Palaeoperidinium*. Фиг. 4 — *Stephodinium*. Фиг. 5 — *Palaeoglenodinium*. Фиг. 6 — *Peridinium*. Фиг. 7 — *Dinopterygium*. Фиг. 8 — *Rhynchodiniopsis*. Из меловых отложений Франции. Н. W. Matthes, 1956

Фиг. 9 и 10. Силикофлагеллаты (из рода Эбрия). Верхний эоцен. Казахстан (запад Тургайского прогиба). ×1000. З. И. Глезер, 1968



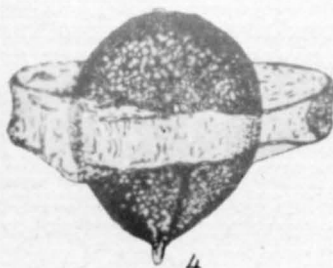
1



2



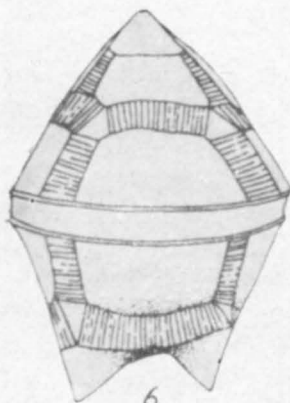
3



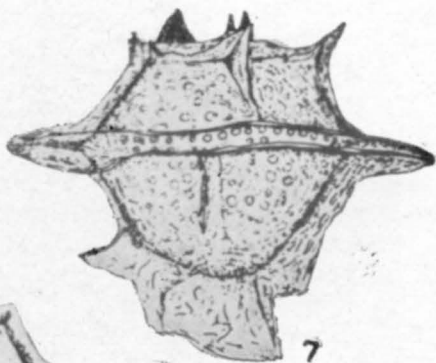
4



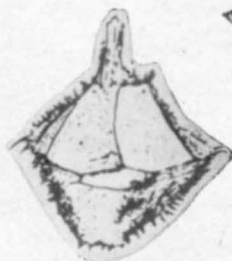
5



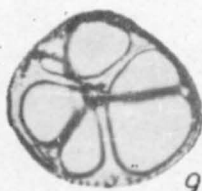
6



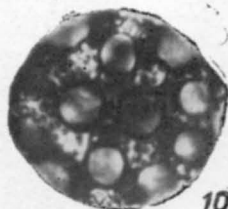
7



8



9



10

ТАБЛИЦА 49

Фиг. 1. Органогенная структура. Красная яшма с большим количеством радиолярий, сцементированных криптокристаллическим кремнистым веществом. Силур. Австралия, штат Квинсленд, окрестности г. Брисбейн. Шлиф. $\times 34$, без анализатора. W. Bryan, O. Jones, 1955

Фиг. 2. Реликтовая органогенная структура. Радиоляриевая яшма (радиолярит)¹. Порода сложена большим количеством деформированных радиолярий. Наблюдаются псевдоморфозы микрозернистого кварца по радиоляриям. Связующая масса представлена криптокристаллическим кремнистым веществом с примесью окислов железа. Верхняя юра. Франция, г. Женевр (Верхние Альпы). Шлиф. $\times 70$, без анализатора. L. Cayeux, 1929

Фиг. 3. Реликтовая органогенная структура. Яшма. Кремнистая масса породы ожелезнена. Наблюдаются реликты деформированных и перекристаллизованных радиолярий и незначительная примесь тончайших алевритовых частиц. Верх и нижнего и низы среднего девона, бугулыгирская толща. Южный Урал. Шлиф. $\times 45$, без анализатора. Из колл. И. В. Хворовой

¹ По L. Cayeux (1929).

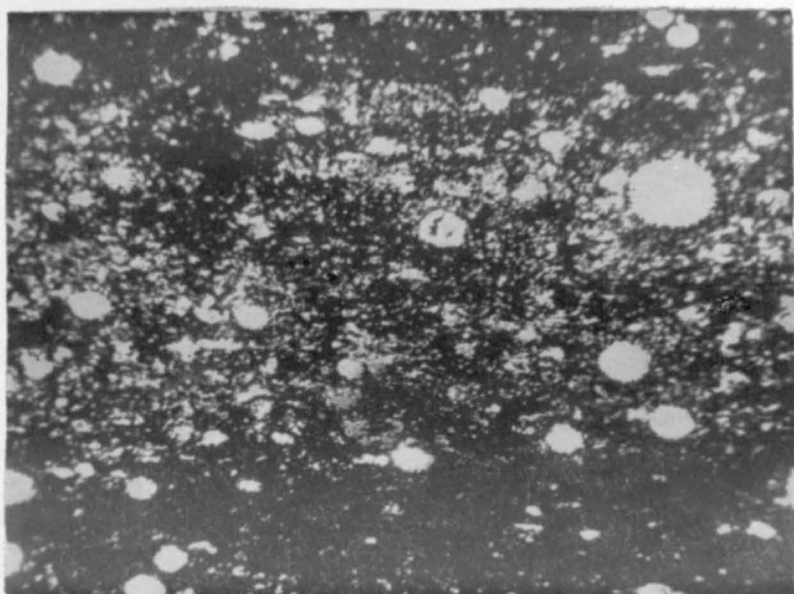
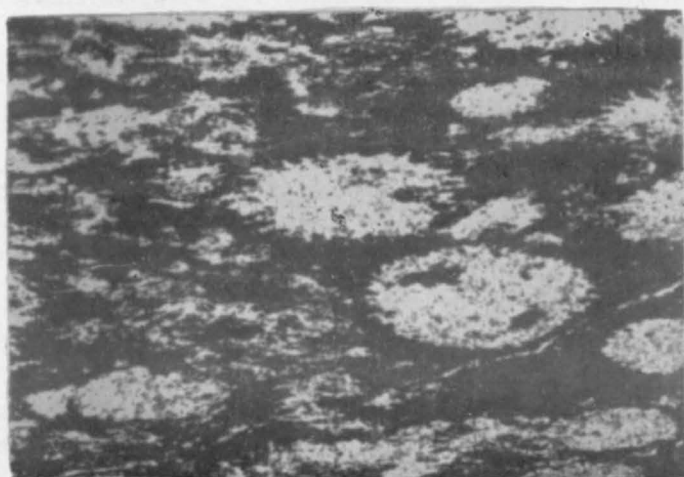
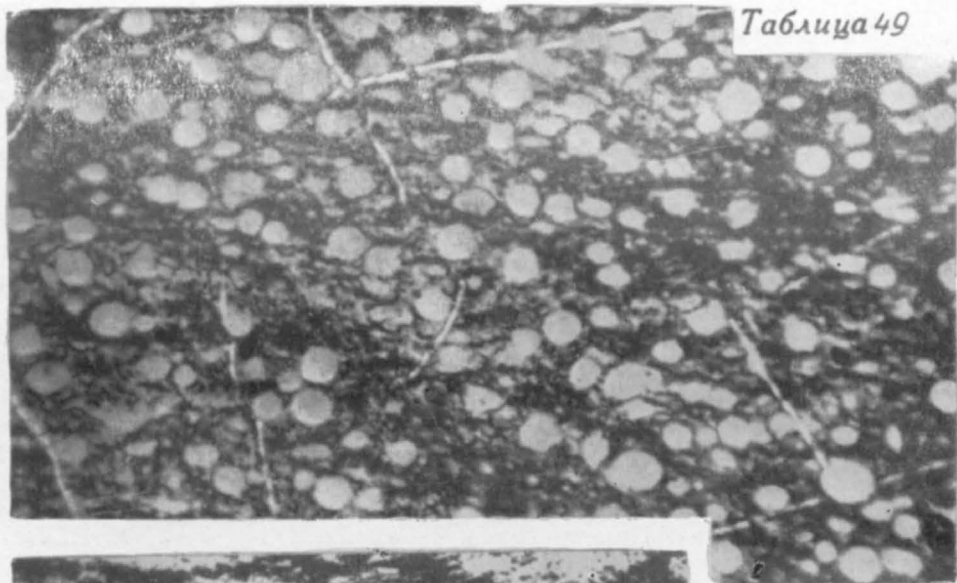


ТАБЛИЦА 50

Фиг. 1. Пятнистая розовая яшма. Кембрий — ордовик(?). Центральный Казахстан, горы Тектурмас, у пос. Аркалык. Пришлифовка. $\frac{1}{2}$ нат. вел. Из колл. А. Д. Петровского

Фиг. 2. Пестрая «перистая» яшма. Верхний кембрий — нижний ордовик. Центральный Казахстан, массив Ельшибай (северо-восточная часть Бетпак-Дала). Пришлифовка. $\frac{1}{2}$ нат. вел. Из колл. А. Д. Петровского



2

ТАБЛИЦА 51

Фиг. 1. Пестрая тонкослоистая яшма. Средний девон (бугулыгырский горизонт). Южный Урал, восточный склон, пос. Барковка. Пришлифовка. Уменьшено в 1,5 раза. Из колл. А. В. Хабакова

Фиг. 2. Яшма с линзовидной слоистостью. Верхний кембрий — нижний ордовик, бурубайтальская свита. Южный Казахстан, Юго-Западное Прибалхашье. Пришлифовка. Нат. вел. Из колл. А. Д. Петровского

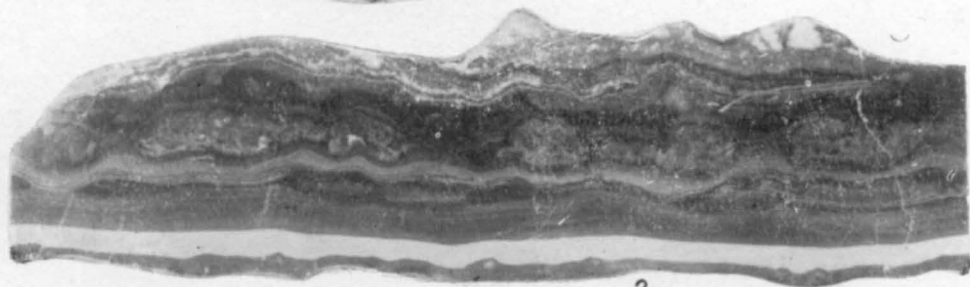
Фиг. 3. Пестрая железистая яшма с волнистой слоистостью. Верхний девон. Центральный Казахстан, месторождение Западный Каражал, карьер. Пришлифовка. Уменьшено в 1,5 раза. Из колл. А. Д. Петровского



1



2



3

ТАБЛИЦА 52

Фиг. 1. Органогенная структура. Радиоляриевая яшма. Мезозой. Приморский край, Кавалеровский район, левобережье ключа Силинского. Шлиф. $\times 75$, с анализатором. Из колл. Н. С. Забалуевой

Фиг. 2. Криптокристаллическая структура с реликтами органогенной. Радиоляриевая яшма. В скрытокристаллической кремнистой массе наблюдаются остатки радиолярий, нацело перекристаллизованных и замещенных микрозернистым кварцем или халцедоном. Верхний палеозой. Дальний Восток, хребет Сихотэ-Алинь. Шлиф. $\times 30$, без анализатора. Из колл. А. И. Жамойды

Фиг. 3. Реликтовая органогенная структура. Радиоляриевая яшма. Порода интенсивно ожелезнена, перекристаллизована и пересечена сетью кварцевых жилок. Полосчатость подчеркивается чередованием более или менее ожелезненных участков породы. В большом количестве присутствуют перекристаллизованные, местами деформированные радиолярии. Верхний палеозой. Дальний Восток, хребет Сихотэ-Алинь. Шлиф. $\times 30$, без анализатора. Из колл. А. И. Жамойды

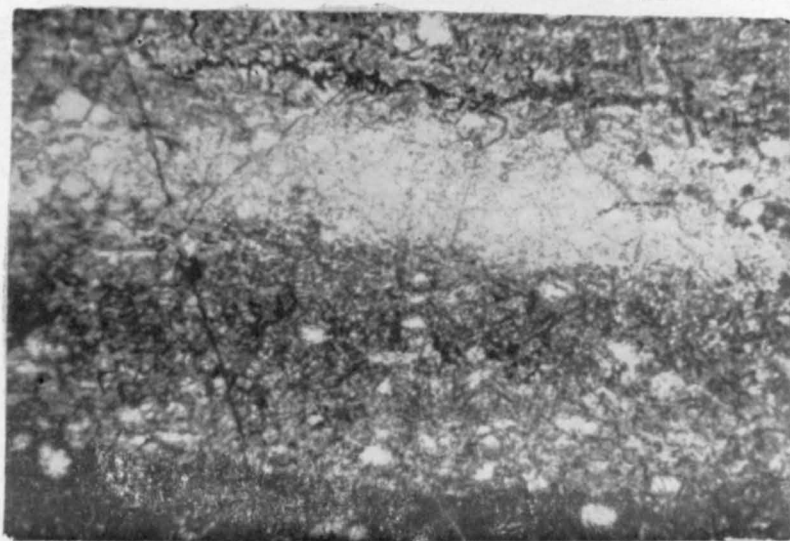
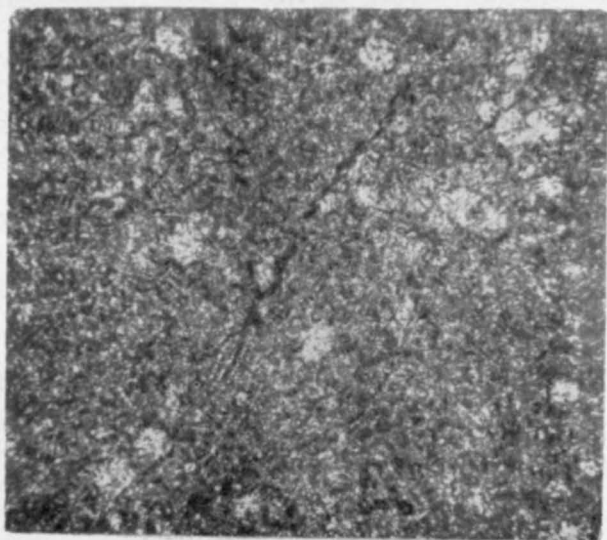
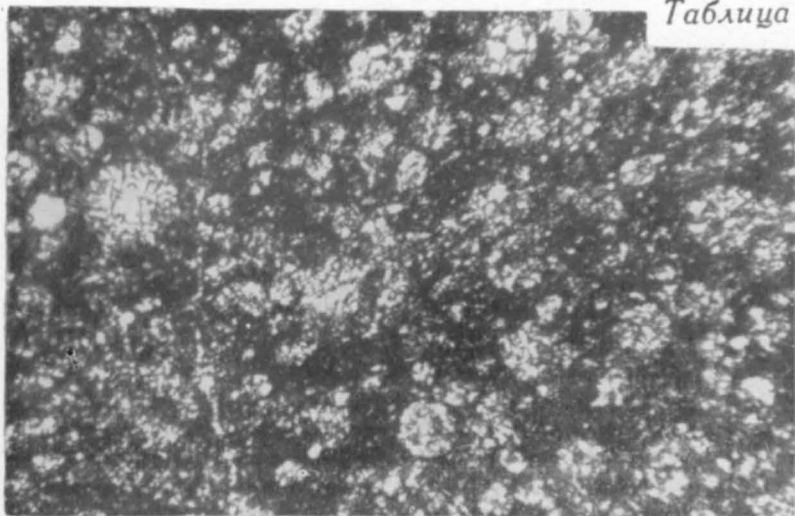
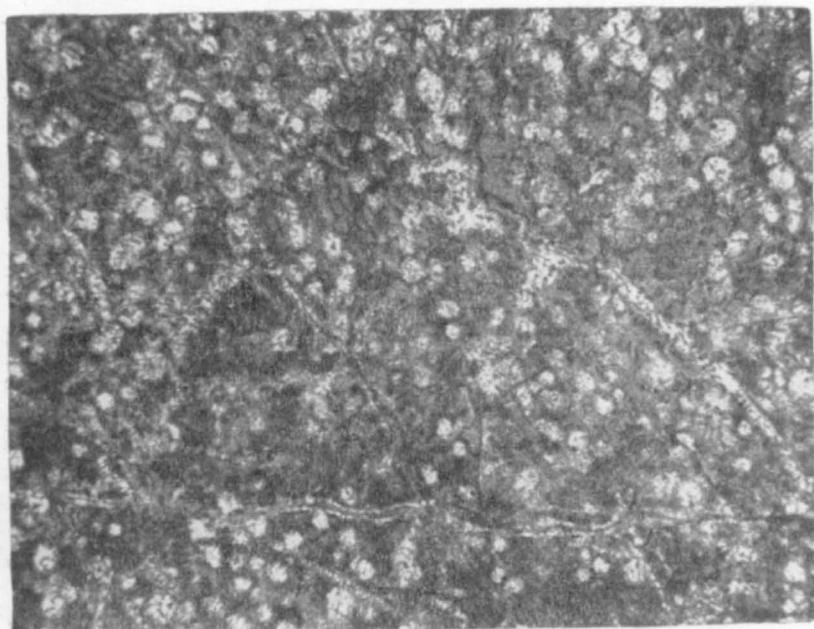


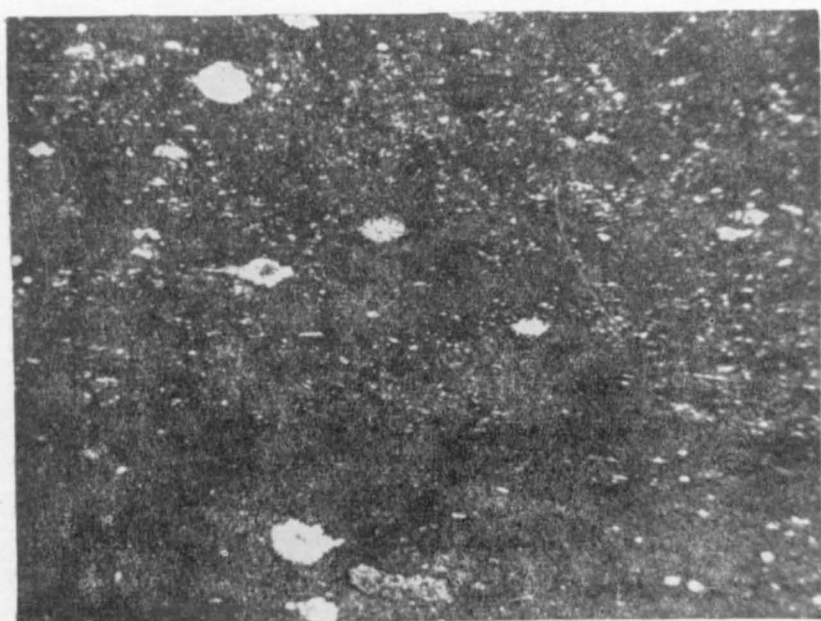
ТАБЛИЦА 53

Фиг. 1. Реликтовая органогенная структура. Радиоляриевая яшма. Порода состоит из криптокристаллического кварца с примесью глинистого вещества и мелкорассеянных рудных зерен и большого количества (до 50%) остатков перекристаллизованных скелетов радиолярий. Верхний палеозой. Дальний Восток, хребет Сихотэ-Алинь. Шлиф. $\times 30$, без анализатора. Из колл. В. Н. Кондитерова

Фиг. 2. Криптокристаллическая структура с реликтами органогенной. Яшма вишневая, слоистая. Наблюдаются деформированные радиолярии, сплюснутые согласно слоистости. Нижний палеозой. Урал, г. Троицк, д. Гумерово. Шлиф. $\times 40$, без анализатора. Из колл. кафедры минералогии Ростовского государственного университета



1

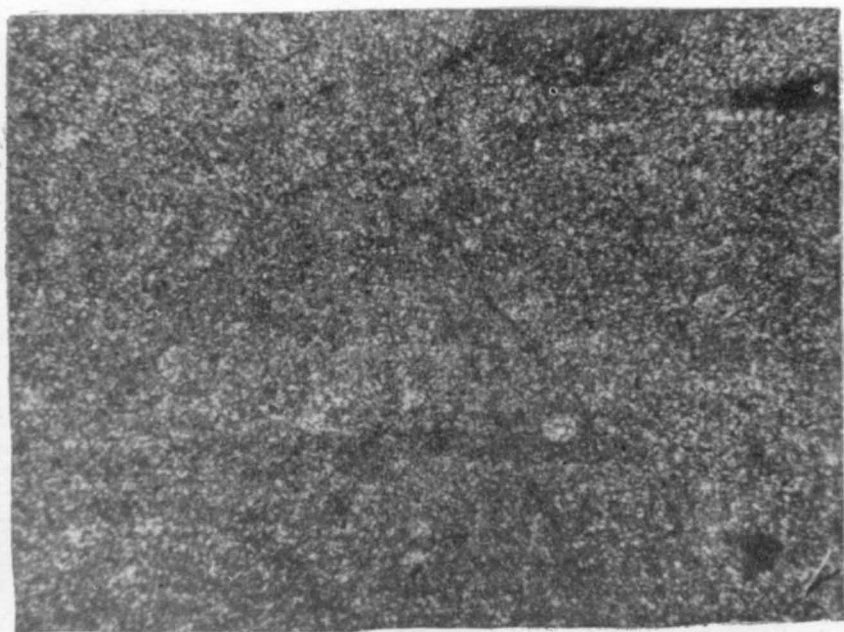


2

ТАБЛИЦА 54

Фиг. 1. Тонкозернистая структура с реликтами органогенной. Яшма. Наблюдаются неясные остатки нацело перекристаллизованных радиолярий, иногда заметно деформированных. Нижний палеозой (?). Восточный Казахстан. Шлиф. $\times 30$, с анализатором. Из колл. кафедры минералогии Ростовского государственного университета

Фиг. 2. Криптокристаллическая структура с реликтами органогенной. Яшма ленточная, радиоляриевая. Слоистость обусловлена различной окраской отдельных прослоев. Наблюдается значительное количество деформированных и перекристаллизованных радиолярий. Нижний палеозой. Урал, г. Верхнеуральск, д. Кушкульда. Шлиф. $\times 35$, без анализатора. Из колл. кафедры минералогии Ростовского государственного университета



1

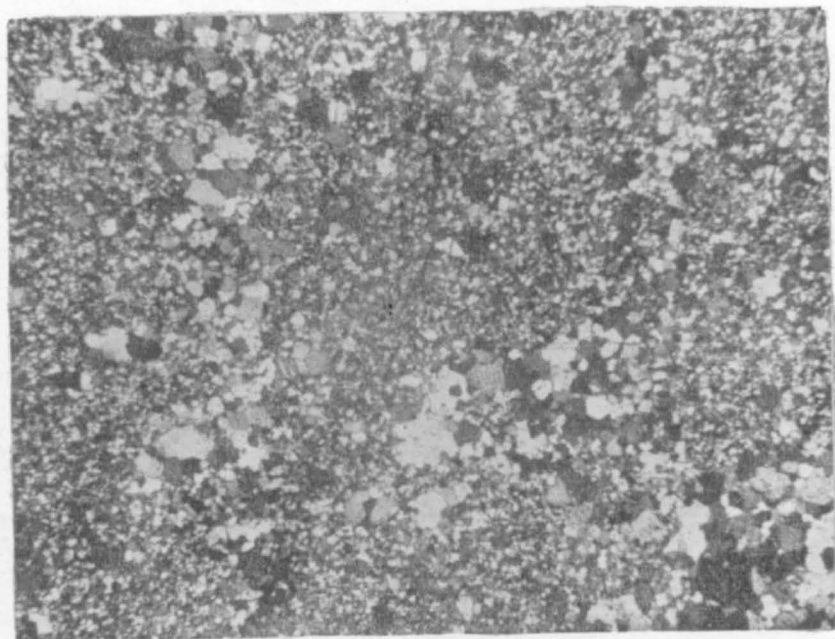


2

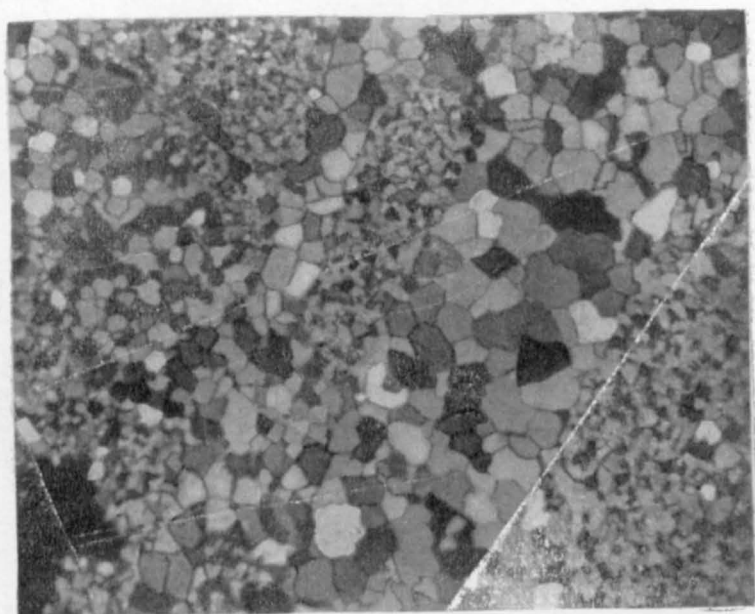
ТАБЛИЦА 55

Фиг. 1. Разнозернистая, местами гранобластовая структура. Яшма кварцитовидная. Порода сложена кристаллическими зернами кварца, иногда перекристаллизованного в более крупные агрегаты. Шлиф сделан из одного из прослоев кремнистой яшмовидной породы. Девон, эльдовакская свита. Центральная часть хребта Сихотэ-Алинь, среднее течение р. Эльдо-Ваки. Шлиф. $\times 30$, с анализатором. Из колл. В. Н. Кондитерова

Фиг. 2. Мелко- и среднезернистая гранобластовая структура. Кварцит по кремнистому сланцу. Протерозой. КазССР, Целиноградская обл., Новочеркасский р-н. Шлиф. $\times 25$, с анализатором. Из колл. А. Н. Неелова



1



2

ТАБЛИЦА 56

Фиг. 1. Пестроокрашенный фтанит. Силур, сюетская свита. Южные отроги Алайского хребта, сай Джалпакташ. Пришлифовка. Нат. вел. Из колл. А. Д. Петровского

Фиг. 2. Черный лидит с характерным раковистым изломом. Силур, сакмарская свита. Северные Мугоджары, р. Медес. Нат. вел. Из колл. А. Д. Петровского

Фиг. 3. Темно-серый кремнистый сланец с волнистой слоистостью. Силур, сюетская свита. Южные отроги Алайского хребта, р. Араван. Пришлифовка. Нат. вел. Из колл. А. Д. Петровского



ТАБЛИЦА 57

Фиг. 1. Фтанит зеленовато-серого цвета с «узловатой» текстурой. Верхний кембрий — нижний ордовик, бурубайтальская свита. Южный Казахстан, Юго-Западное Прибалхашье. Нат. вел. Из колл. А. Д. Петровского

Фиг. 2. Тонкослоистый кремнистый сланец коричневатого цвета. Средний — верхний девон. Южный Урал, р. Коноплянка. Нат. вел. Из колл. А. Д. Петровского

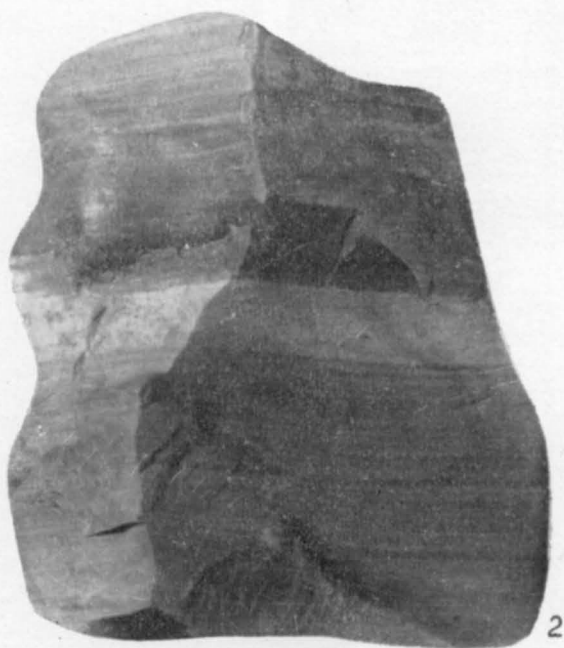
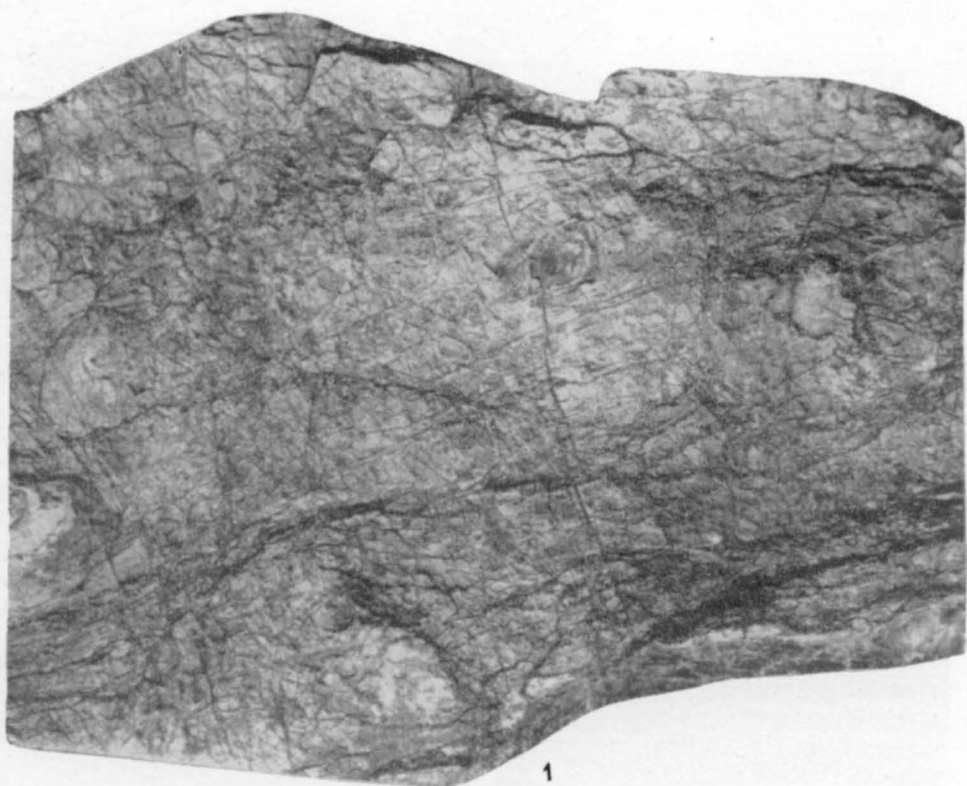


ТАБЛИЦА 58

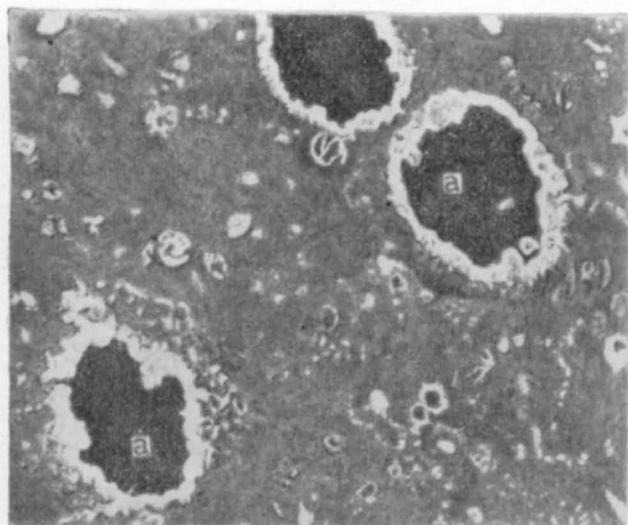
Фиг. 1. Реликтовая органогенная структура. Лидит с *Spongosphära* (a) и мелкими скелетными остатками радиолярий, заполненными битумом. Карбон, кульм. Германия. Шлиф. $\times 61$, без анализатора. С. W. Correns, 1926

Фиг. 2. Схема соотношения минеральных агрегатов кварца, халцедона и пропитывающего их битума в лидите. Силур. Германия. $\times 175$. С. W. Correns, 1926

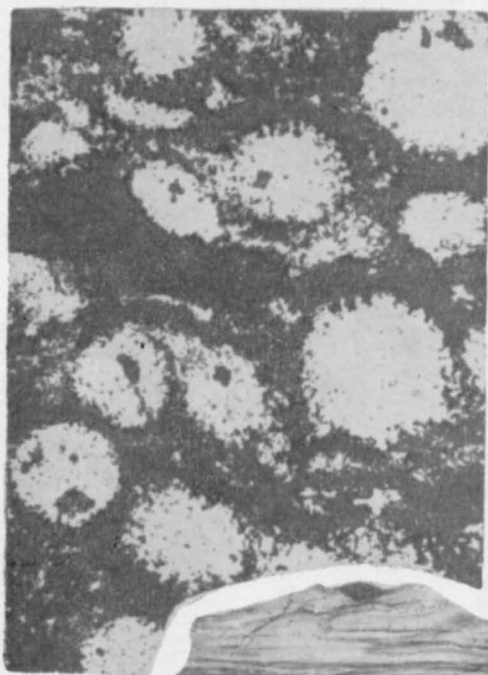
Фиг. 3. Реликтовая органогенная структура. Лидит. Видны хорошо сохранившиеся контуры радиолярий. Кремнистая основная масса породы обогащена углистым веществом. Нижний карбон. Франция, департамент Эро. Шлиф. $\times 100$, без анализатора. L. Saueux, 1929

Фиг. 4. Микрослоистая текстура. Криптокристаллическая структура. Фтанит (Phtanite feuilleté). В. криптокристаллической кремнистой массе породы содержится примесь графита. Докембрий. Франция, Северо-Западный район, департамент Вандея. Шлиф. $\times 70$, без анализатора. L. Saueux, 1929

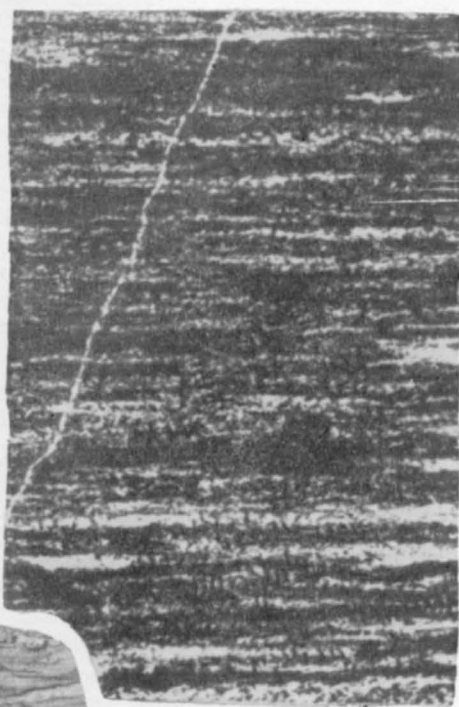
Фиг. 5. Слоистая текстура. Кремнистый сланец. Нижний карбон. Алтае-Саянская обл. Нат. вел. Из колл. ЦНИГР музея им. акад. Ф. Н. Чернышева



2



3



4



5

ТАБЛИЦА 59

Фиг. 1. Конкреционная структура. Фтанит. Порода сложена кварцем, псевдохалцедоном и вторичным кварцем. Визе. Бельгия. Шлиф. $\times 90$, с анализатором. Л. Сауеих, 1929

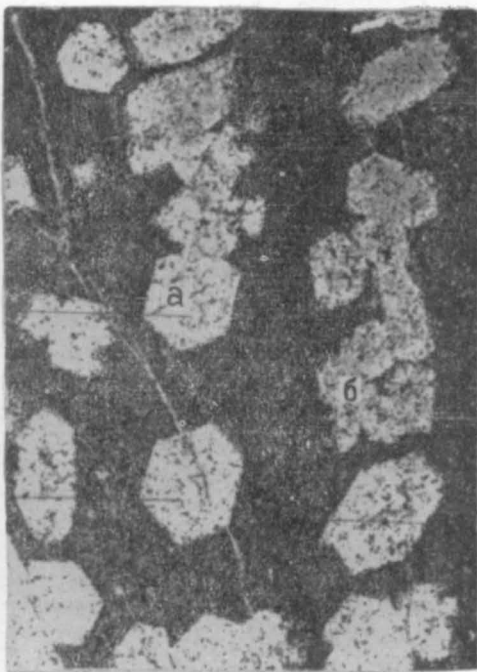
Фиг. 2. Порфиробластовая структура. Фтанит. В углисто-кремнистой криптокристаллической массе содержатся кристаллы (идиобласты) кварца (а) и агрегаты кристаллического кварца (б). Докембрий. Франция, департамент Кот-дю-Нор, близ нас. пункта Пемполь. Шлиф. $\times 60$, без анализатора. Л. Сауеих, 1929

Фиг. 3. Кристаллически-зернистая структура. Фтанит раскристаллизованный. Порода сложена равномерно-микрозернистым кварцем. Докембрий. Франция, департамент Манш, близ нас. пункта Кутанс. Шлиф. $\times 340$, с анализатором. Л. Сауеих, 1929

Фиг. 4. Глобулярная структура. Фтанит. Порода сложена глобулярным опалом, обычным опалом (а) и кварцем (б), присутствует примесь углистого вещества. Франция, департамент Кот-дю-Нор, близ нас. пункта Пемполь. Шлиф. $\times 120$, без анализатора. Л. Сауеих, 1929



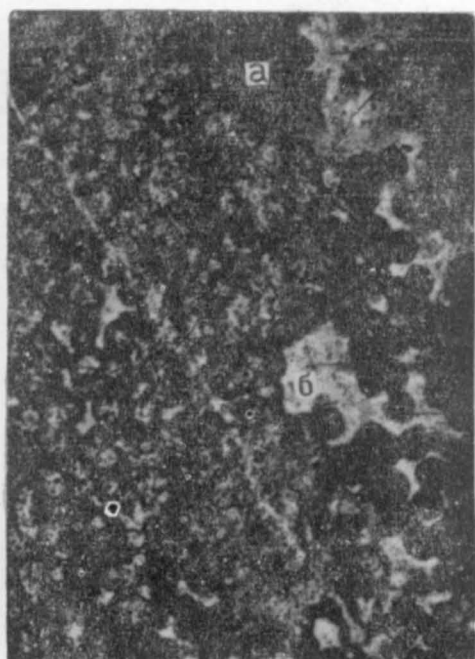
1



2



3



4

ТАБЛИЦА 60

Фиг. 1. Кремнистая черная порода — лидит. Характерен раковистый излом. Силур. Южный Урал, правый склон долины р. Кураган, к северо-западу от пос. Рысаева. Нат. вел. Из колл. А. Д. Петровского

Фиг. 2. Та же порода, что на фиг. 1, под микроскопом. Органогенная структура. Наблюдаются многочисленные остатки радиолярий в криптокристаллической кремнистой массе. Шлиф. $\times 40$, с анализатором. Из колл. А. Д. Петровского

Фиг. 3. Та же порода, что на фиг. 1 и 2, под электронным микроскопом. Наблюдается промежуточный тип поверхности скола кремнистой породы (Folk, Weaver, 1952), указывающий на наличие халцедона и кварца в ее строении. Электронномикроскопический снимок (реплика). $\times 6000$. Из колл. А. Д. Петровского

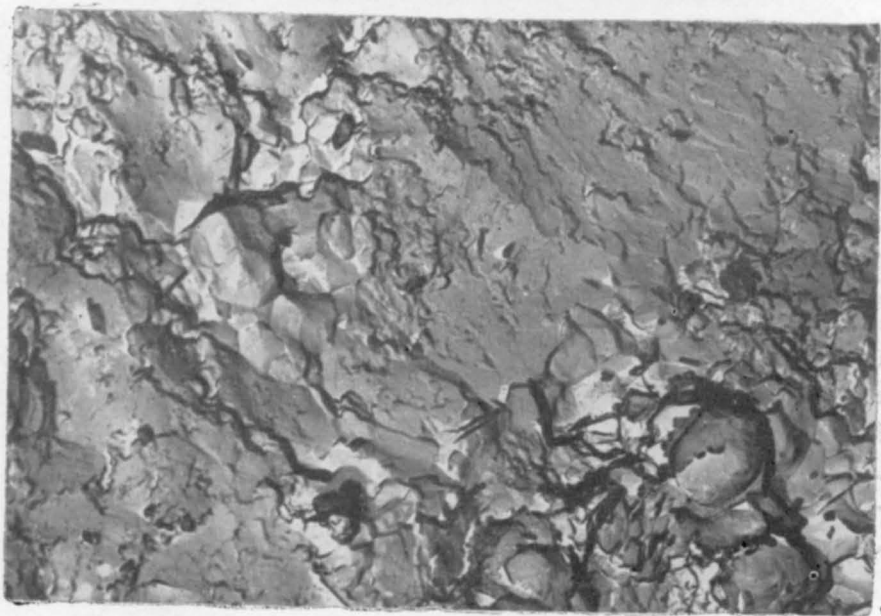
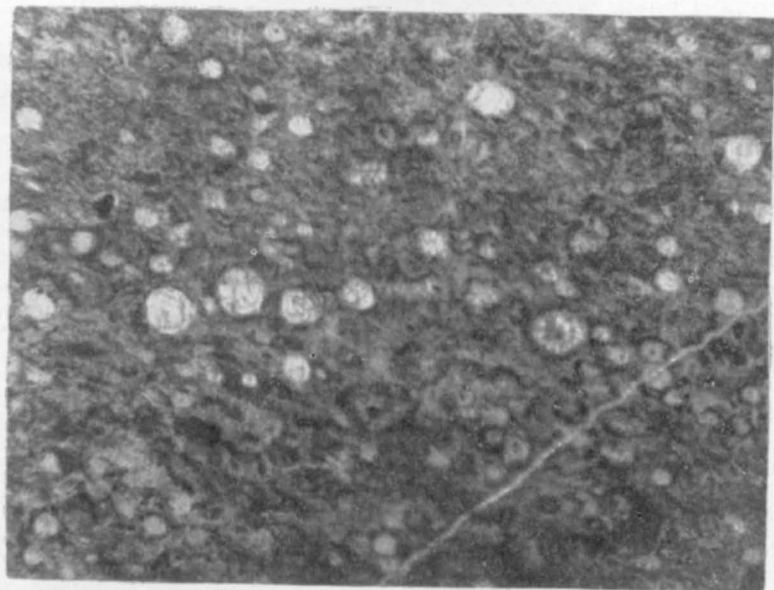
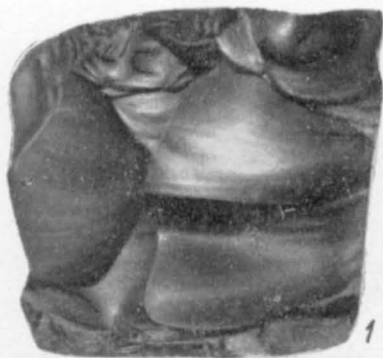


ТАБЛИЦА 61

Фиг. 1. Брекчиевидная структура. Яшмовидная кремнистая плитчатая порода. Силур. Южный Урал, левый берег р. Сакмары. Нат. вел. Из колл. А. Д. Петровского

Фиг. 2. Криптокристаллическая структура с реликтами органогенной. Та же порода, что и на фиг. 1. В криптокристаллической кремнистой массе видны многочисленные реликты перекристаллизованных радиолярий. Силур. Южный Урал, левый берег р. Сакмары. Шлиф. $\times 30$, без анализатора. Из колл. А. Д. Петровского

Фиг. 3. То же, что фиг. 1. Реплика, полученная со скола яшмовидной кремнистой плитчатой породы. Субновакулитовый тип поверхности скола. Наблюдается примесь тонкочешуйчатых глинистых минералов. Силур. Южный Урал, левый берег р. Сакмары. Электронномикроскопический снимок (реплика). $\times 10\,000$. Из колл. А. Д. Петровского

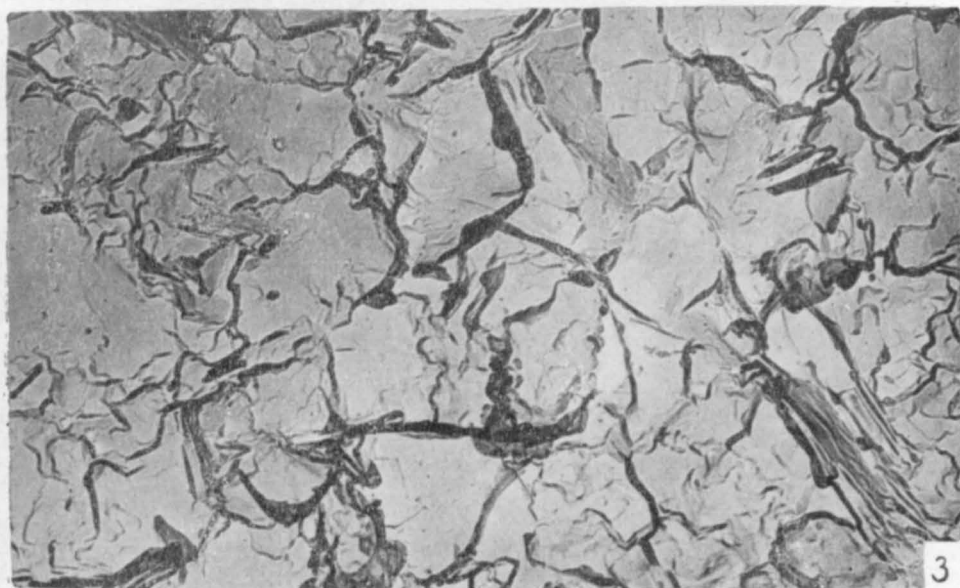
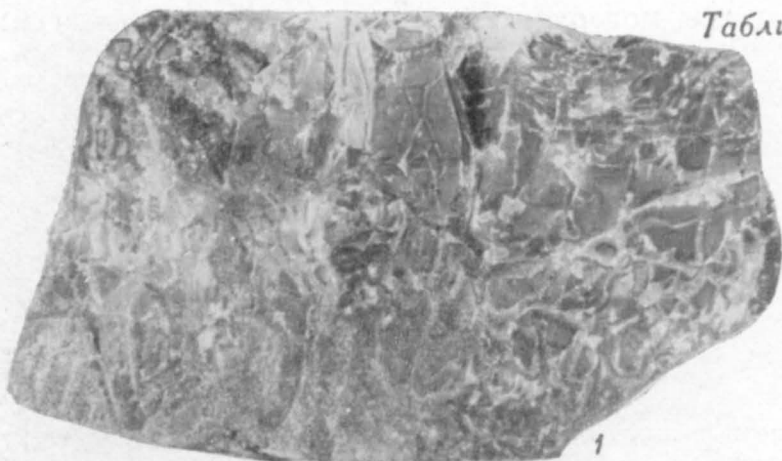


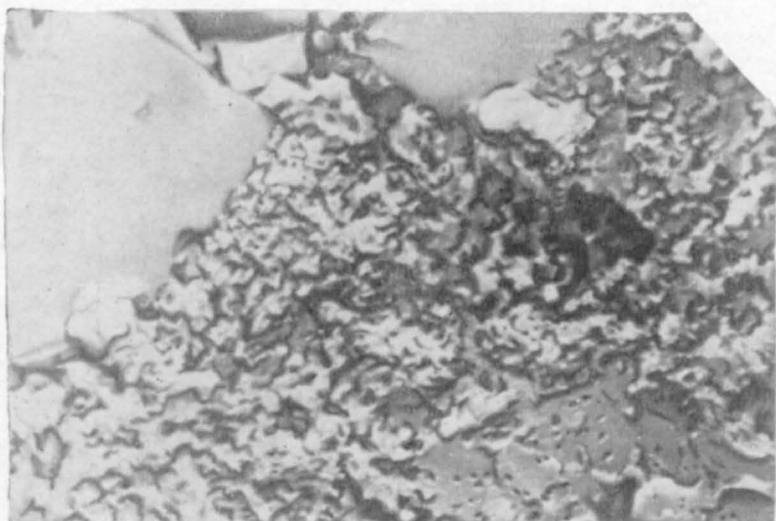
ТАБЛИЦА 62

Впервые выделенные структуры кремнистых пород в электронном микроскопе

Фиг. 1. Губчатый тип поверхности скола кремнистой породы кварц-халцедонового состава (чэрт). США, штат Миссури. Двухступенчатая реплика. $\times 12\,690$. R. Folk, C. Weaver, 1952

Фиг. 2. Промежуточный тип поверхности скола кремнистой породы халцедоно-кварцевого состава (чэрт). Пермская формация «фосфория». США, юго-запад штата Монтана. Двухступенчатая реплика. $\times 11\,750$. R. Folk, C. Weaver, 1952

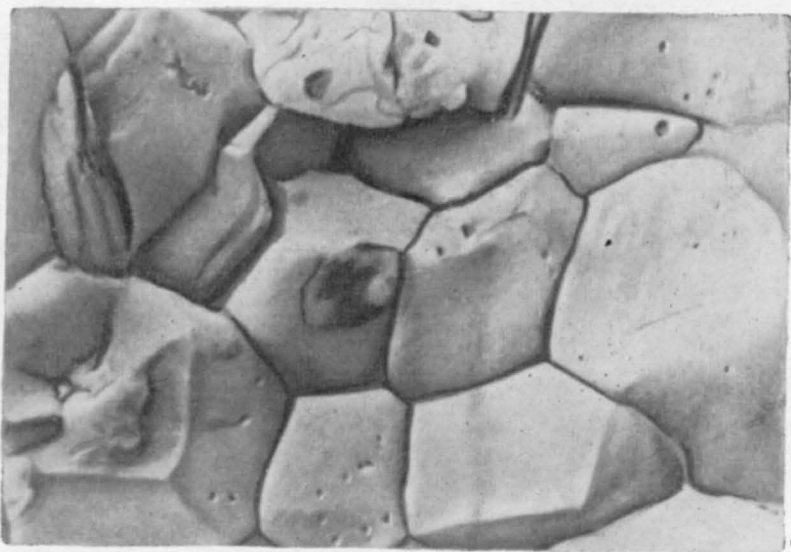
Фиг. 3. Новакулитовый тип поверхности скола кремнистой породы кварцевого состава (чэрт). Пермская формация «фосфория». США, юго-запад штата Монтана. Двухступенчатая реплика. $\times 27\,700$. R. Folk, C. Weaver, 1952



1



2



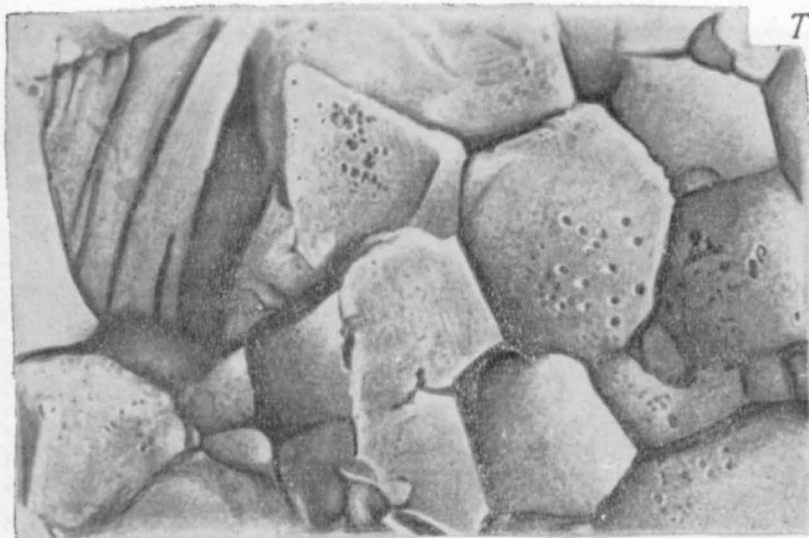
3

ТАБЛИЦА 63

Фиг. 1. Новакулитовый тип поверхности скола кремнистой породы кварцевого состава (чэрт). Пермская формация «фосфория». США, юго-запад штата Монтана. Двухступенчатая реплика. $\times 9400$. R. Folk, C. Weaver, 1952

Фиг. 2. Новакулитовый тип поверхности скола кремнистой породы кварцевого состава (чэрт). Пермская формация «фосфория». США, юго-запад штата Монтана. Двухступенчатая реплика. $\times 3290$. R. Folk, C. Weaver, 1952

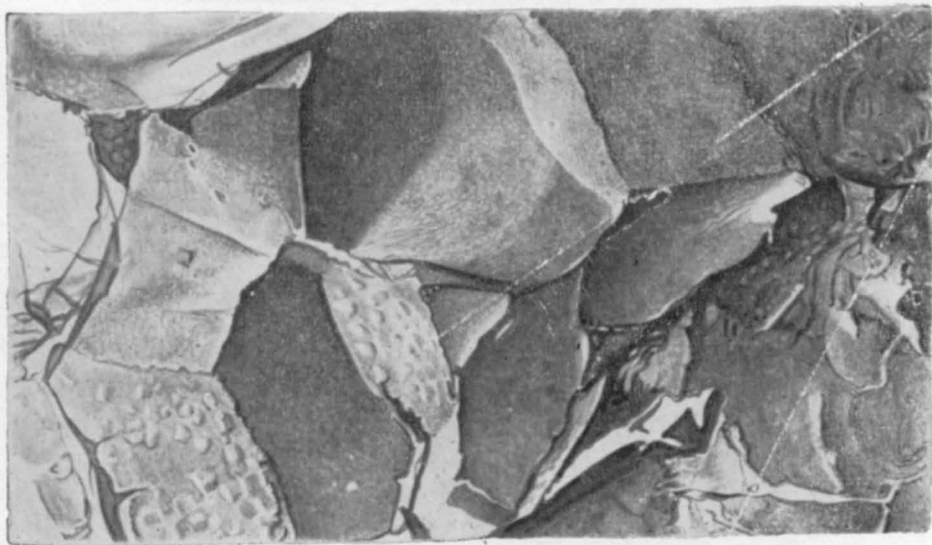
Фиг. 3. Новакулитовый тип поверхности скола кремнистой породы кварцевого состава (чэрт). На гранях кристаллов кварца видны многочисленные вицинальные поверхности. Палеозой. Япония, округ Тамба. Реплика. $\times 10\,000$. Н. Kaibara, 1964



1



2



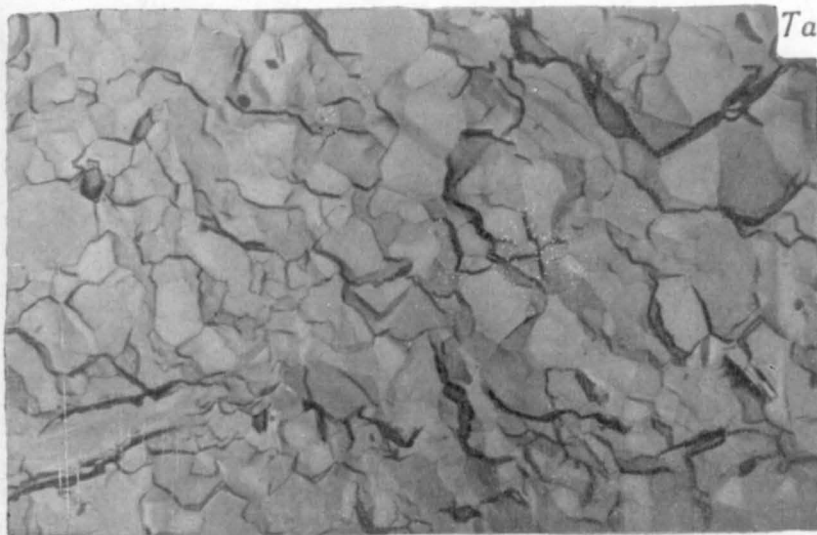
3

ТАБЛИЦА 64

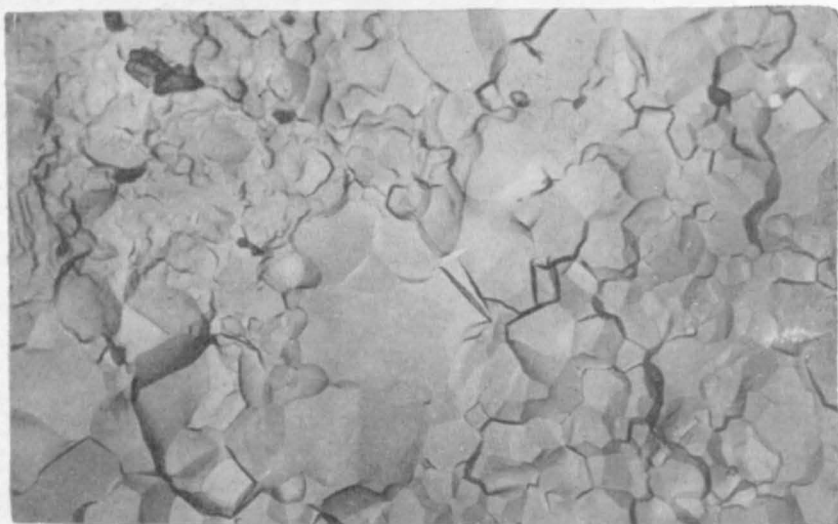
Фиг. 1. Микрозернистая нсвакулитовая структура поверхности скола яшмы. Верхний кембрий — нижний ордовик. Казахстан, Юго-Западное Прибалхашье. Одноступенчатая угольная реплика. $\times 20\,000$. Из coll. Л. Н. Крыськова

Фиг. 2. Разнозернистая (микро- и мелкозернистая) новакулитовая структура поверхности скола яшмы. Мезозой. Приморский край, Кавалеровский район. Одноступенчатая угольная реплика. $\times 12\,000$. Из coll. Н. С. Забалуевой

Фиг. 3. Мелкозернистая новакулитовая структура поверхности скола яшмы. Средний девон. Восточный склон Южного Урала, район месторождения Гай. Одноступенчатая угольная реплика. $\times 7000$. Из coll. А. Д. Петровского



1



2



3

ТАБЛИЦА 65

Фиг. 1. Среднезернистая новакулитовая структура поверхности скола яшмы(?). Верхний палеозой. Центральная часть хребта Сихотэ-Алинь. Одноступенчатая угольная реплика. $\times 14100$. Из колл. В. Н. Кондитерова

Фиг. 2. Крупнозернистая новакулитовая структура поверхности скола яшмы. Средний девон. Восточный склон Южного Урала, район месторождения Гай. Одноступенчатая угольная реплика. $\times 6500$. Из колл. А. Д. Петровского

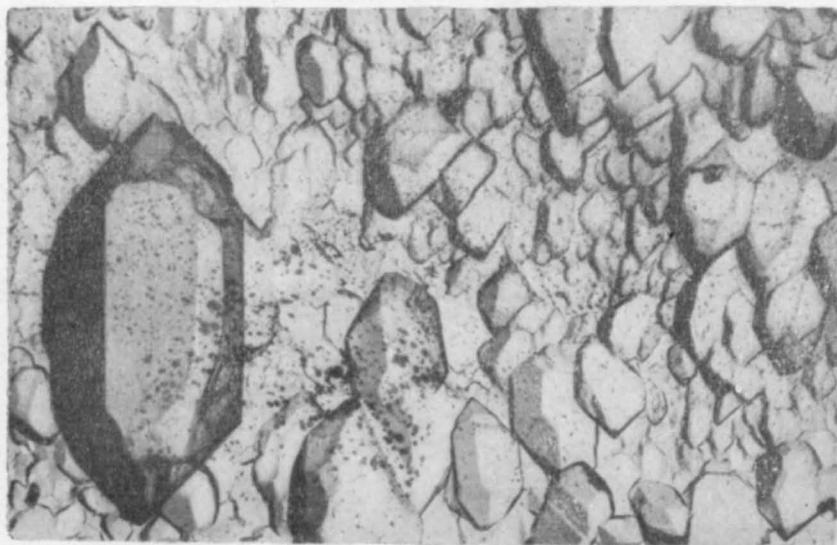
Фиг. 3. Ориентированные кристаллы кварца из жилки в красно-коричневой яшме. Мезозой. Приморский край, р. Кенцухе. Одноступенчатая угольная реплика. $\times 7400$. Из колл. Н. С. Забалуевой



1



2



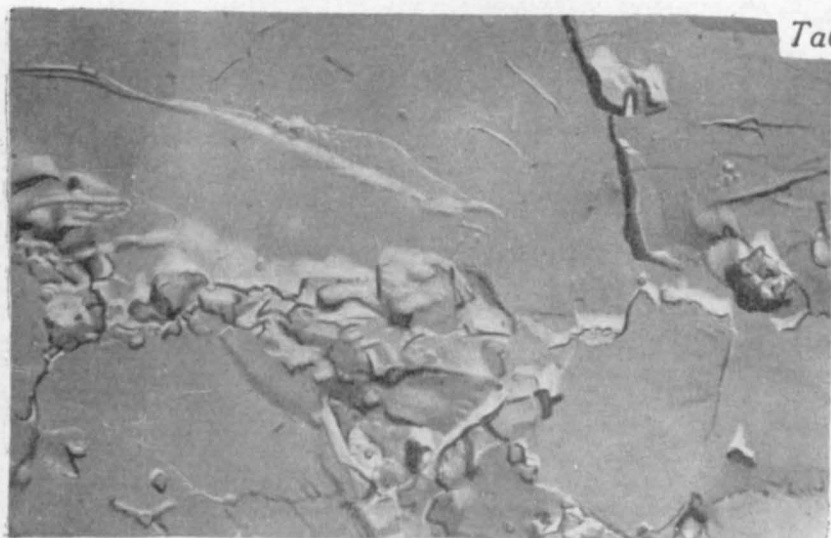
3

ТАБЛИЦА 66

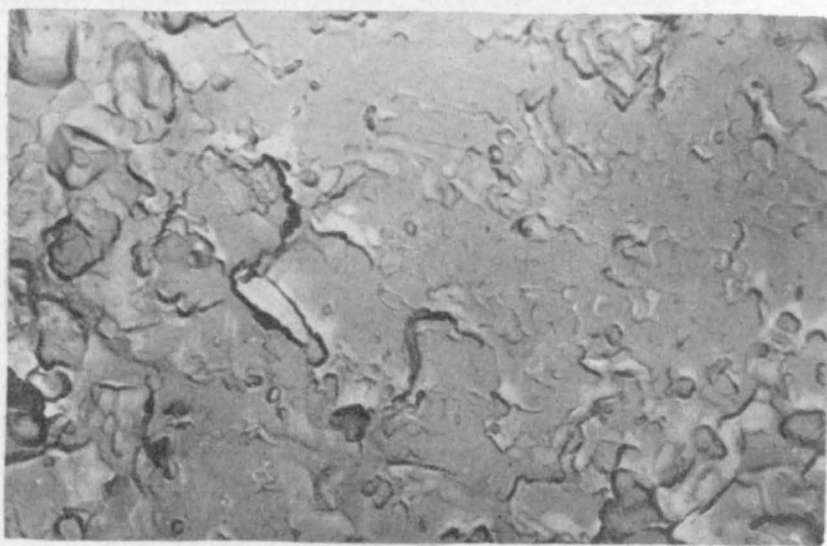
Фиг. 1. Литоидная структура поверхности скола фтанита. Силур. Западный склон Южного Урала, район г. Кувандыка. Одноступенчатая угольная реплика. $\times 10\,000$. Из колл. А. Д. Петровского

Фиг. 2. Псевдоглобулярная структура поверхности скола фтанита. Силур. Западный склон Южного Урала, район г. Медногорска. Одноступенчатая угольная реплика. $\times 14\,700$. Из колл. А. Д. Петровского

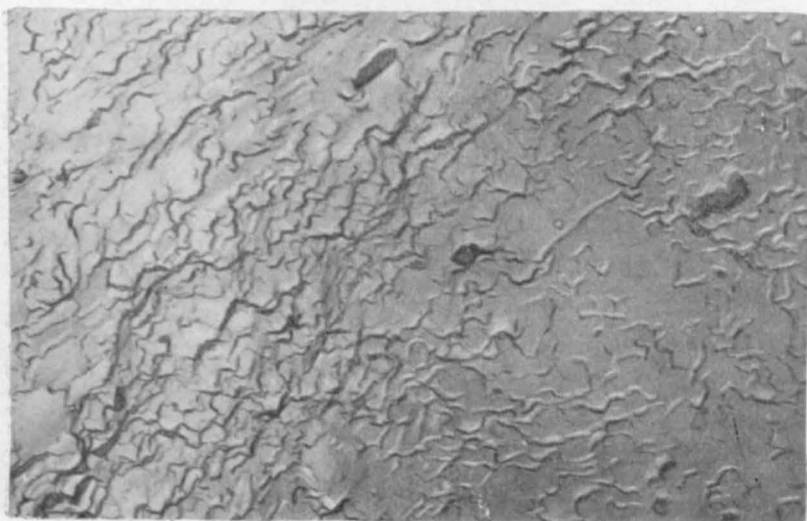
Фиг. 3. Петельчатая структура поверхности скола кремнистого сланца. Верхний кембрий — нижний ордовик. Казахстан, Юго-Западное Прибалхашье. Одноступенчатая угольная реплика. $\times 18\,000$. Из колл. Л. Н. Крыськова



1



2



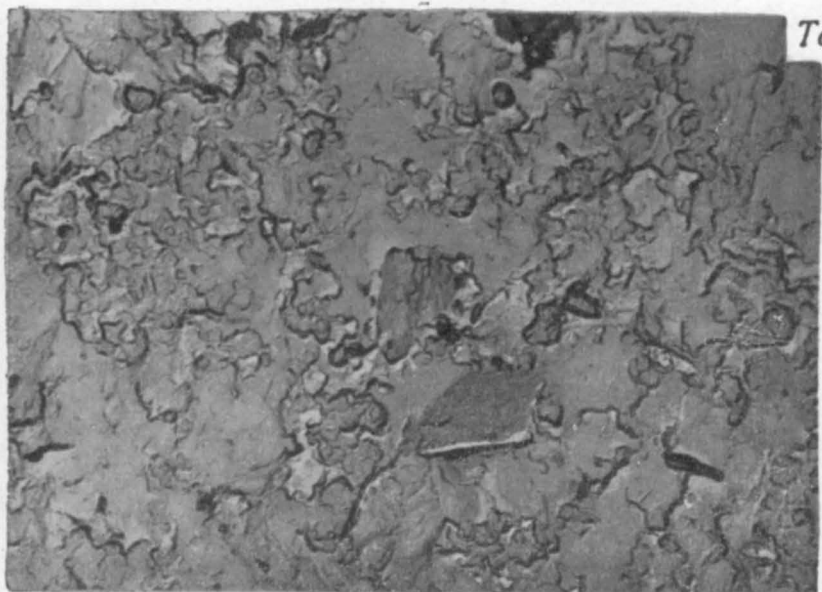
3

ТАБЛИЦА 67

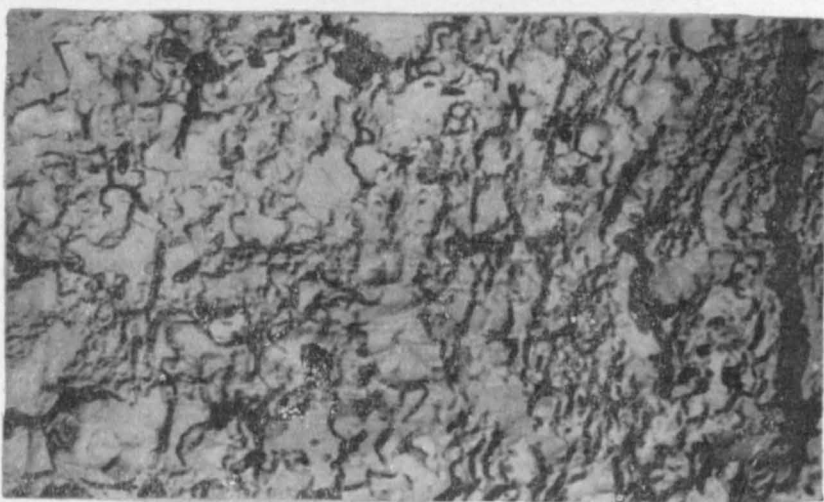
Фиг. 1. Структура поверхности скола кремнистого сланца, переходная от псевдоглобулярной к округлопетельчатой. Силур. Западный склон Южного Урала, окрестности г. Кувандыка, верховье р. Куруил. Одноступенчатая угольная реплика. $\times 11\,500$. Из coll. А. Д. Петровского

Фиг. 2. Угловато-петельчатая структура поверхности скола халцедона. Мел. Кавказ, район оз. Севан (ущелье р. Дара). Одноступенчатая угольная реплика. $\times 6000$. Из coll. Н. С. Забалуевой

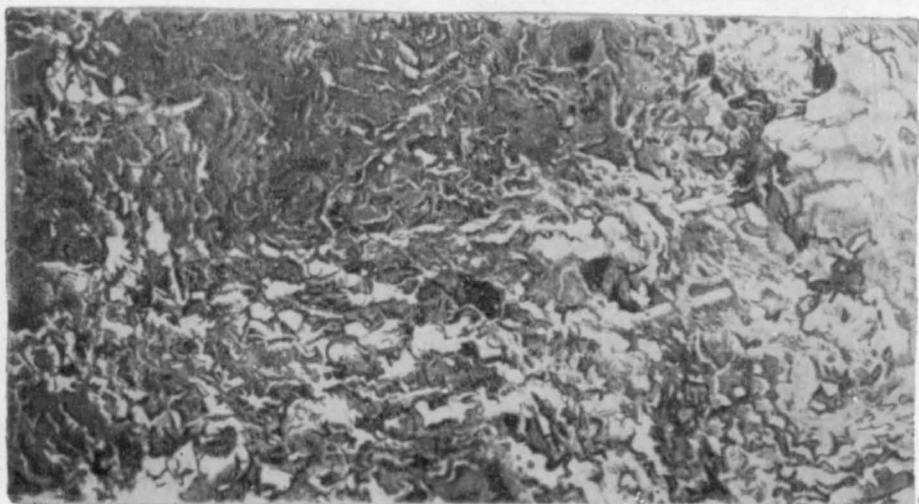
Фиг. 3. Округло-петельчатая структура поверхности скола опала. Япония, префектура Киото. Реплика. $\times 10\,000$. Н. Kaibara, 1964



1



2



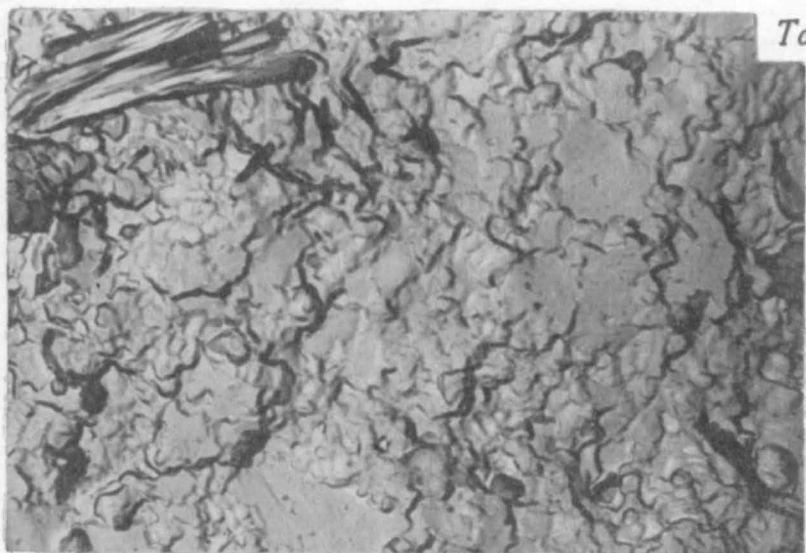
3

ТАБЛИЦА 68

Фиг. 1. Структура поверхности скола кремнистого сланца, переходная от петельчатой к субновакулитовой. Силур. Западный склон Южного Урала, район г. Кувандыка. Одноступенчатая угольная реплика. $\times 16\,000$. Из колл. А. Д. Петровского

Фиг. 2. Субновакулитовая структура поверхности скола фтанита. Силур. Западный склон Южного Урала, район г. Медногорска. Одноступенчатая угольная реплика. $\times 14\,000$. Из колл. А. Д. Петровского

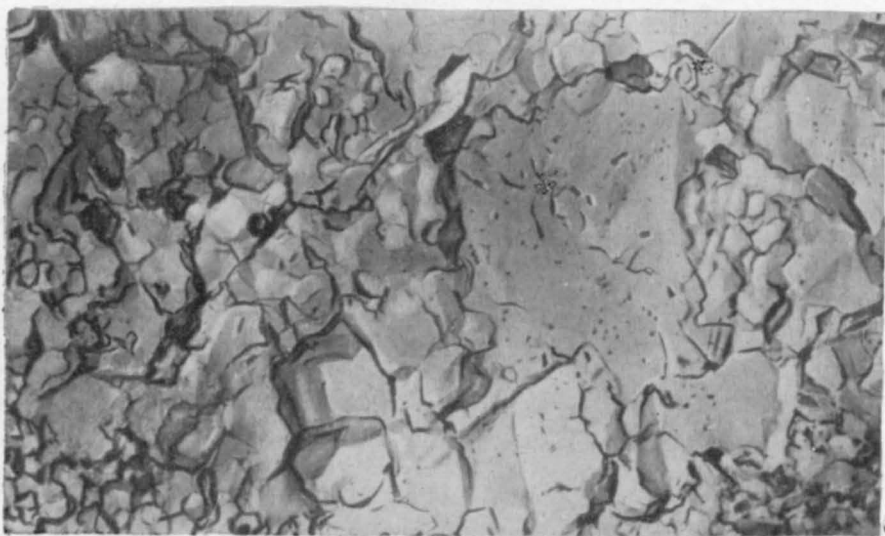
Фиг. 3. Субновакулитовая структура поверхности скола кремнистого сланца. Мезозой. Приморский край, Кавалеровский район, левобережье ключа Силинского. Одноступенчатая угольная реплика. $\times 10\,000$. Из колл. Н. С. Забалуевой



1



2

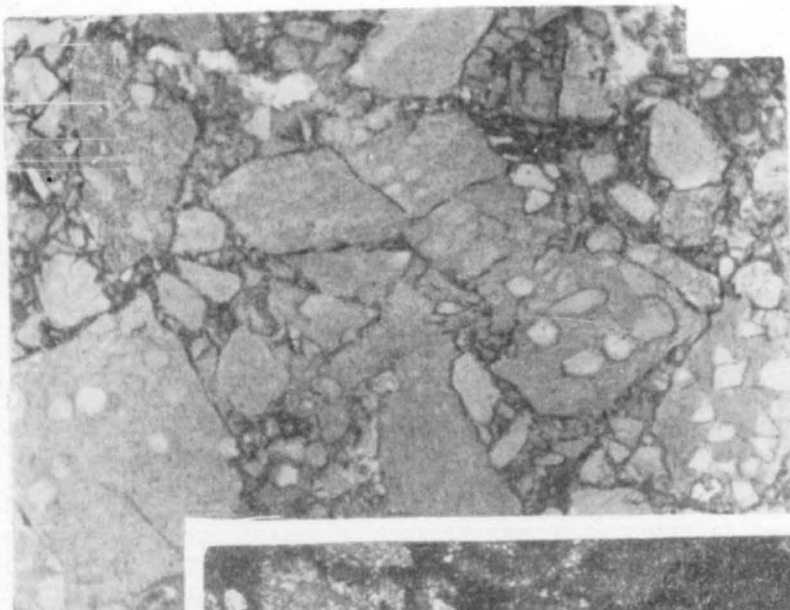


3

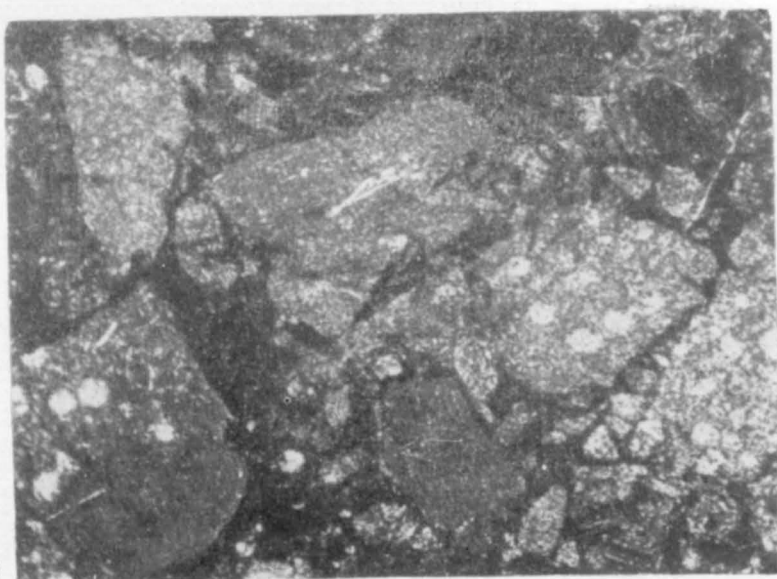
ТАБЛИЦА 69

Фиг. 1 и 2. Силицитовый дресвяник. Структура дресвяная. Обломки различных кремнистых пород сцементированы кремнистым материалом. Светлые округлые образования — остатки радиолярий. Силур. Южный Урал, в 2 км к востоку от д. Ишмуратово. Шлиф. $\times 25$. Фиг. 1 — без анализатора; фиг. 2 — с анализатором. Из колл. А. Д. Петровского

Фиг. 3. Силицитовый гравелито-песчаник. Структура гравийнопсаммитовая. Обломки заметно округлены. Силур. Южный Урал, левый борт долины р. Азям, у пос. Русский Азям. Шлиф. $\times 25$, с анализатором. Из колл. А. Д. Петровского



1



2



3

ТАБЛИЦА 70

Фиг. 1. Силицитовый песчаник (прослой среди брекчий). Силур. Южный Урал, левый борт долины р. Азиям, у пос. Русский Азиям. Шлиф. $\times 25$, без анализатора. Из колл. А. Д. Петровского

Фиг. 2. Карбонатно-кремнистая обломочная порода. Гравелит. Обломки состоят из криптористаллического и тонкозернистого кремнистого вещества. Цемент карбонатно-кремнистый. Верхняя пермь. Донецкий каменноугольный бассейн, северо-западная окраина. Шлиф. $\times 35$, без анализатора. Из колл. Г. У. Соколовой

Фиг. 3. Силицитовый алевропесчаник. Структура алевропсаммитовая. Зерна фтанита (а) сцементированы графитовым веществом. Докембрий. Северная Франция, департамент Кот-дю-Нор, близ нас. пункта Пемполь. Шлиф. $\times 60$, без анализатора. L. Saueux, 1929

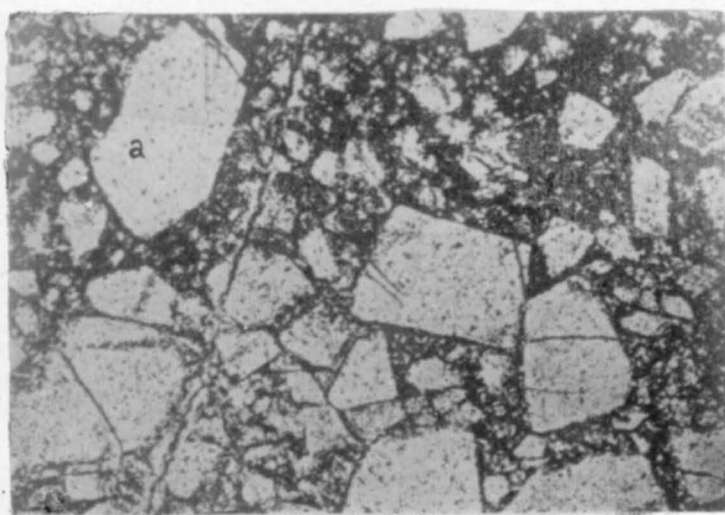
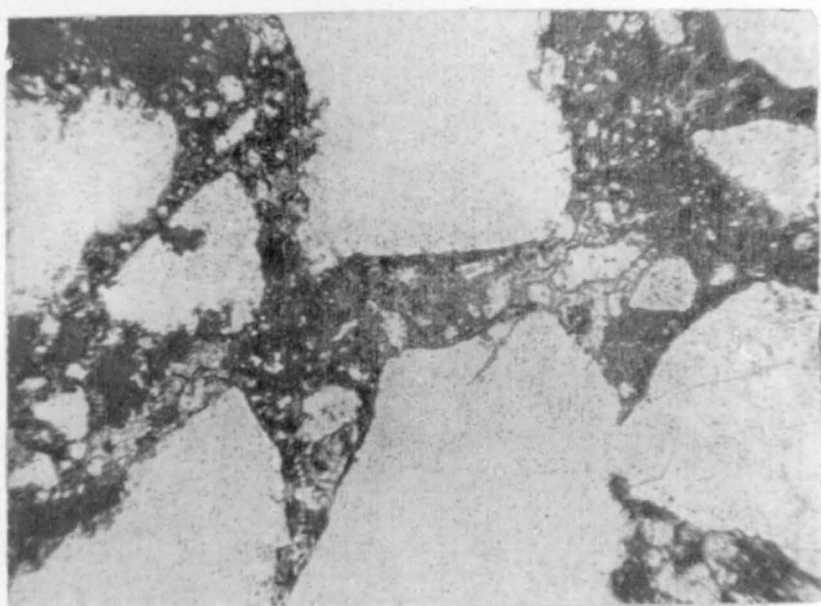
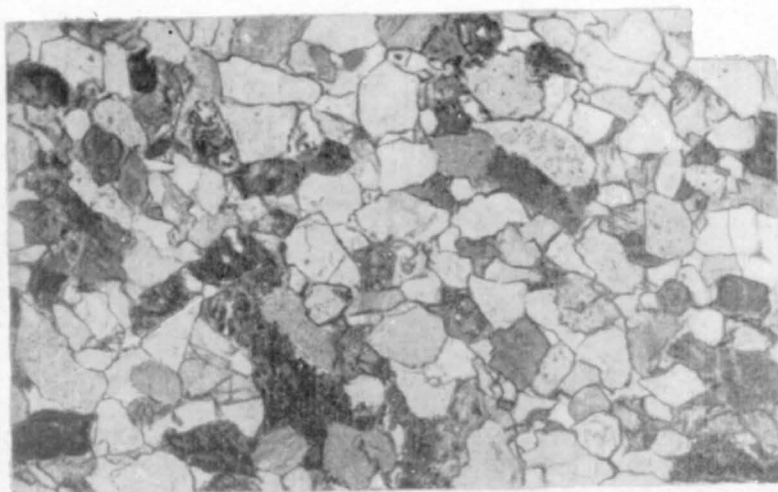
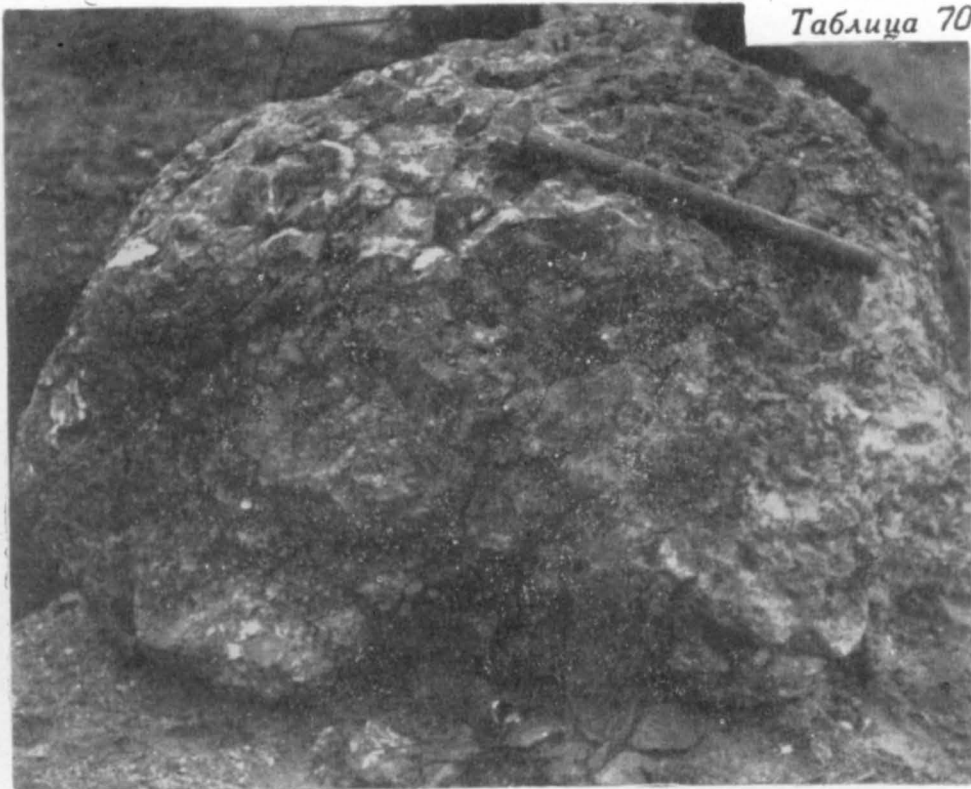


ТАБЛИЦА 70а

Фиг. 1. Блок темно-серой кремнистой брекчии. Четвертичные отложения. Голландия, район г. Лимбург. L. Van Straaten, 1945

Фиг. 2. Обломок той же брекчии с кавернами, стенки которых покрыты корочками кварца. Четвертичные отложения. Голландия, район г. Лимбург. $\frac{3}{4}$ нат. вел. L. Van Straaten, 1945

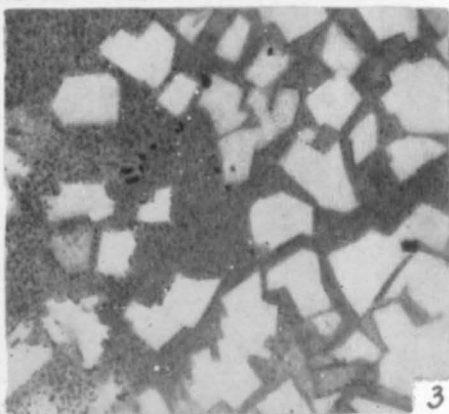
Фиг. 3 и 4. Обломок той же брекчии. Состоит из мелких остроугольных зерен кварца, сцементированных опалово-халцедоновым цементом. Четвертичные отложения. Голландия, район г. Лимбург. Фиг. 3 — шлиф, $\times 70$, без анализатора; фиг. 4 — шлиф, $\times 70$, с анализатором. L. Van Straaten, 1945



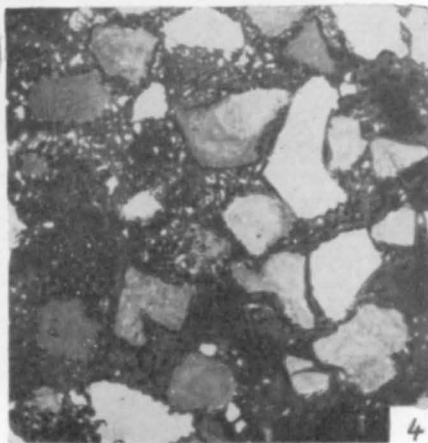
1



2



3



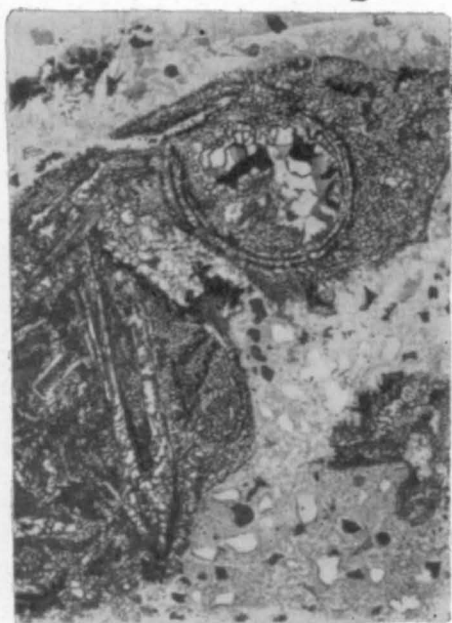
4

ТАБЛИЦА 71

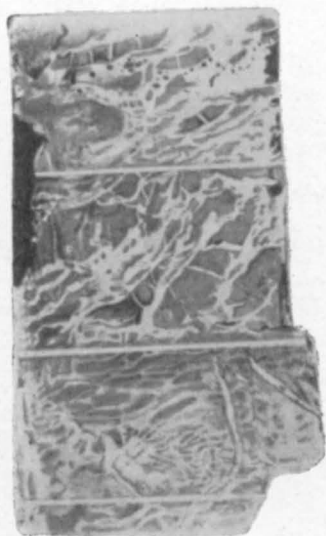
Фиг. 1—4. Различные стадии образования внутриформационных псевдообломочных кремнистых пород во время диагенеза и подводного оползания осадков. Фиг. 1 — окремнение отдельных участков пород с образованием трещин синерезиса, которые заполнены карбонатом, постепенно замещающим кремнь; $\times 40$, с анализатором. Фиг. 2 — в результате дальнейшего замещения карбонатом кремнистые участки обособляются; $\times 40$, с анализатором. Фиг. 3 — общий вид образовавшейся таким образом псевдообломочной породы; нат. вел. Фиг. 4 — псевдообломочная кремнистая порода, образовавшаяся при оползнях и перемыве аналогичных образований. Карсон. Канада, провинция Альберта, район Банф. Нат. вел. J. Rapson, 1962



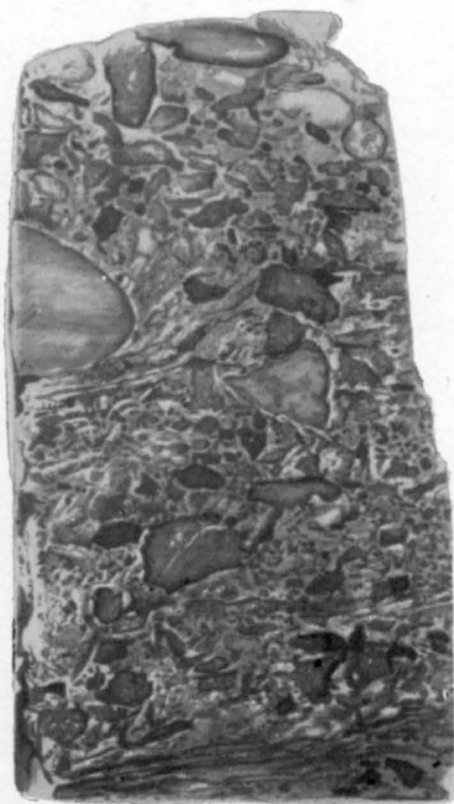
1



2



3



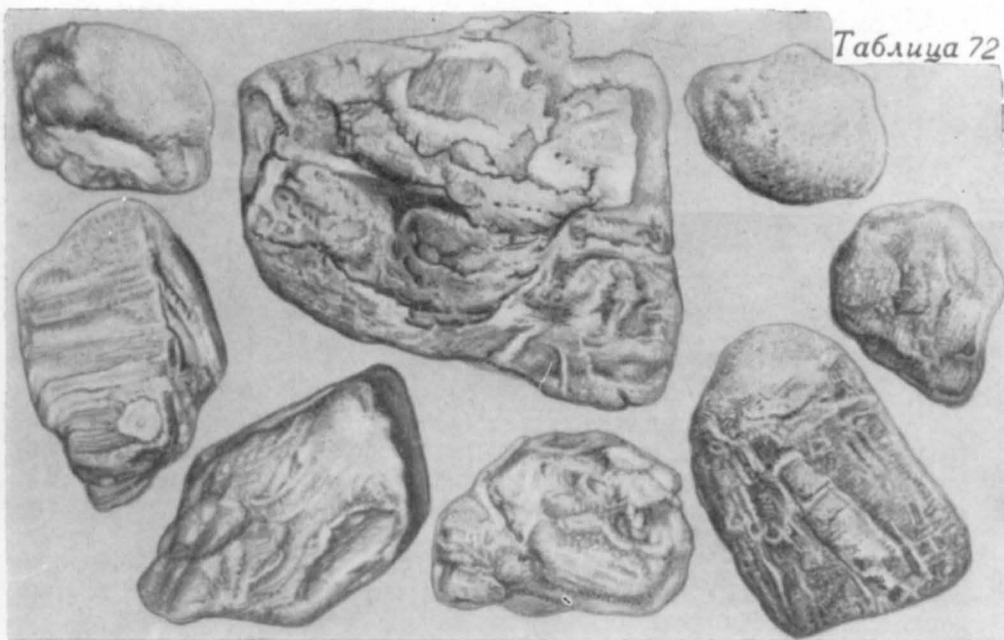
4

ТАБЛИЦА 72

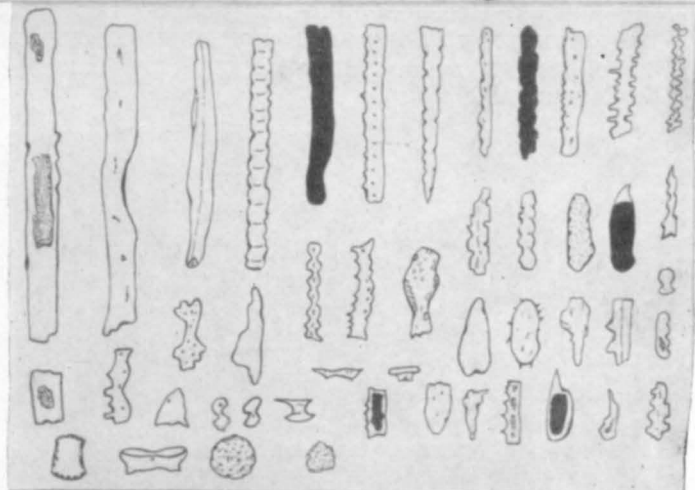
Фиг. 1. Плохо окатанные гальки окремнелой древесины из галечника, в составе которого они играют значительную роль. Карбон. США, штат Массачусетс. Нат. вел. С. Кауе, 1964

Фиг. 2. Опаловые фитоолиты — различной формы обломки окремнелых участков тростника, часто встречающиеся в некоторых четвертичных отложениях Северной Америки. Схематическая зарисовка. $\times 200$. G. Baker, 1960

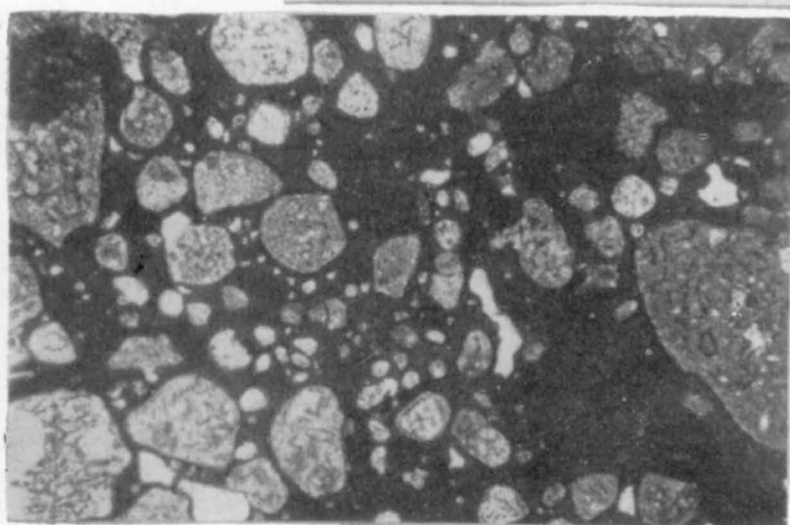
Фиг. 3. Силицитовый гравелито-песчаник. Порода состоит из мелких хорошо окатанных обломков и бобовин опоковых пород, сцементированных бурым, малопрозрачным опалово-железистым цементом. Мел — палеоген. Джекказганская впадина, западный склон нагорья Бетпак-Дала, колхоз Каскудук. Шлиф. $\times 46$, с анализатором. Из колл. В. Н. Разумовой



1



2



3

ТАБЛИЦА 73

Фиг. 1 и 2. Силицитовая псевдобрекчия. Порода сложена угловатыми «обломками», состоящими из мелкозернистого кварца, сцементированными среднезернистой кварцевой массой. Протерозой. КазССР, Целиноградская обл., Новочеркасский р-н. Нат. вел. Из колл. А. Н. Нелова

Фиг. 3. Яшма псевдообломочная. Текстура полосчатая. Нижний кембрий. Дальний Восток. Приморский край, Черниговский р-н, с. Прохора. Нат. вел. Из колл. Ю. Я. Громова

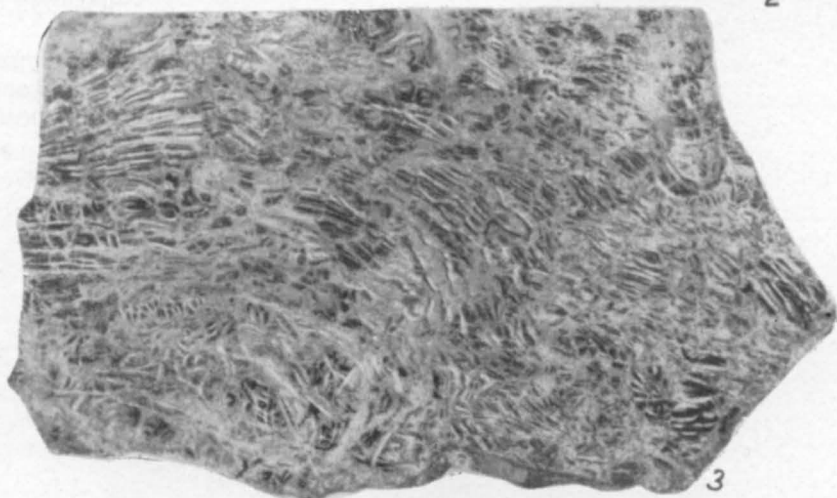
Фиг. 4. Псевдообломочная кремнистая порода (сильнотрещиноватый фтанит с трещинами, выполненными кварцем). Докембрий. Северная Франция, департамент Кот-дю-Нор. Шлиф. $\times 60$, без анализатора. L. Saueux, 1929



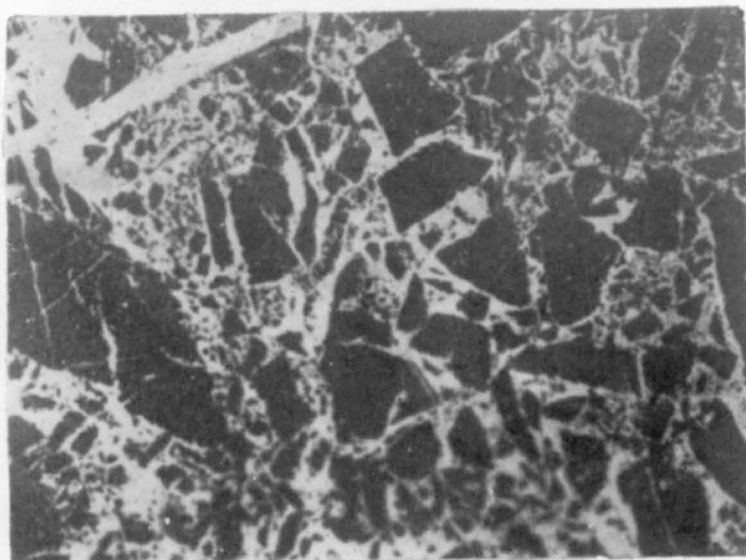
1



2



3



4

ТАБЛИЦА 74

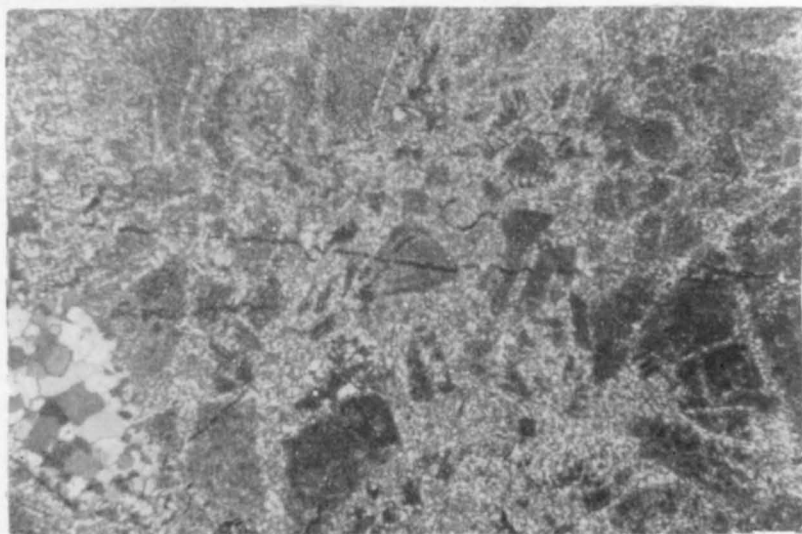
Фиг. 1. Псевдообломочная кремнистая порода (яшма, рассеченная трещинками, выполненными кварцем с примесью серицита и окислов железа). Наблюдается чередование слоев кремнисто-серицитового состава со слоями, содержащими деформированные, сплюснутые согласно напластованию остатки сильно перекристаллизованных радиолярий. Средний палеозой, тудовакская свита. Приморский край, хребет Сихотэ-Алинь, р. Тудо-Вака. Шлиф. $\times 30$, без анализатора. Из колл. В. Н. Кондитерова

Фиг. 2. Псевдообломочная кремнистая порода (яшма, пронизанная жилками тонкозернистого кварца). Верхняя пермь. Приморский край, хребет Сихотэ-Алинь, р. Татибе. Шлиф. $\times 30$, с анализатором. Из колл. В. Н. Кондитерова

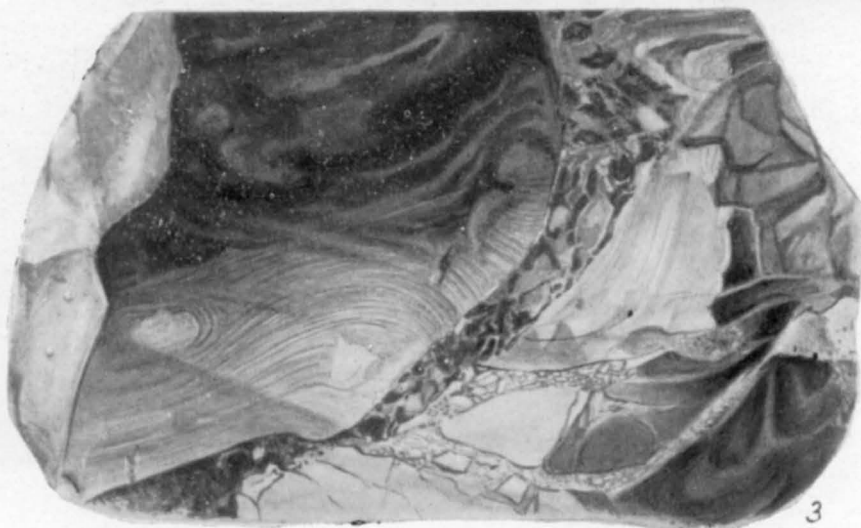
Фиг. 3. Тектоническая кремнистая брекчия. Брекчированию подвергалась яшма. Палеозой. Оренбургская обл., гора Полковник. Нат. вел. Из колл. ЦНИГР музея им. акад. Ф. Н. Чернышева



1



2



3

ТАБЛИЦА 75

Фиг. 1 и 2. Псевдообломочная кремнистая порода (колломорфный подтрепельный кремнь с полигональными призмами — результат синерезиса. Маастрихт. Днепровско-Донецкая впадина, р. Крынка. Нат. вел. Г. И. Бушинский, 1954

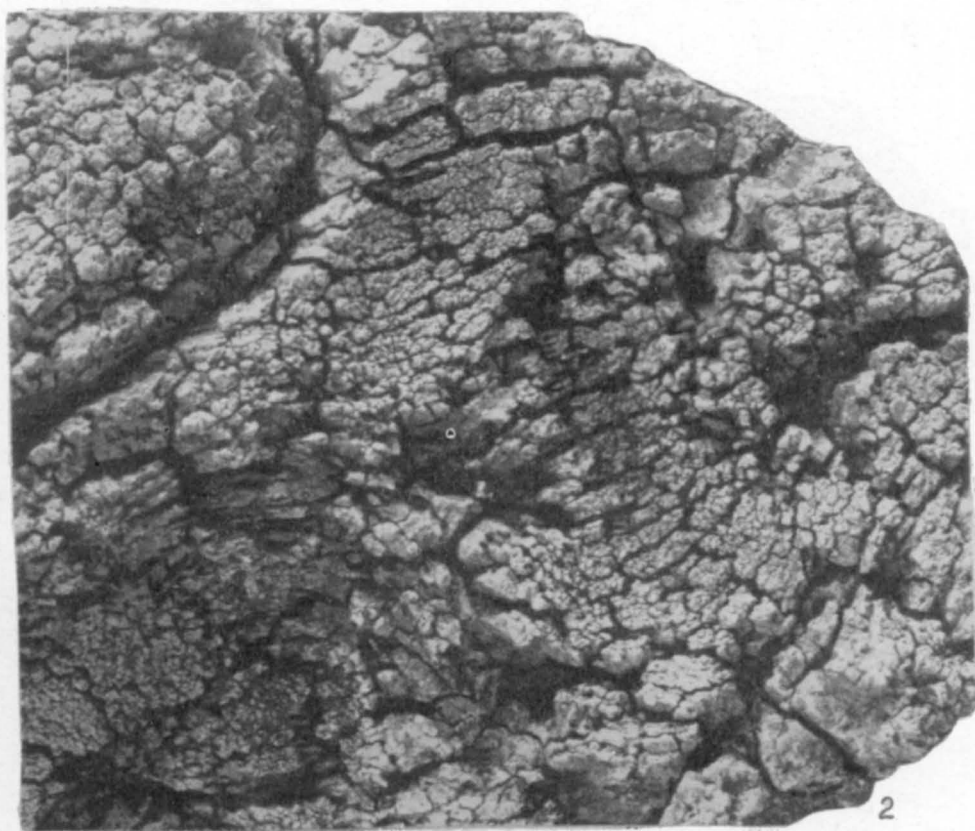
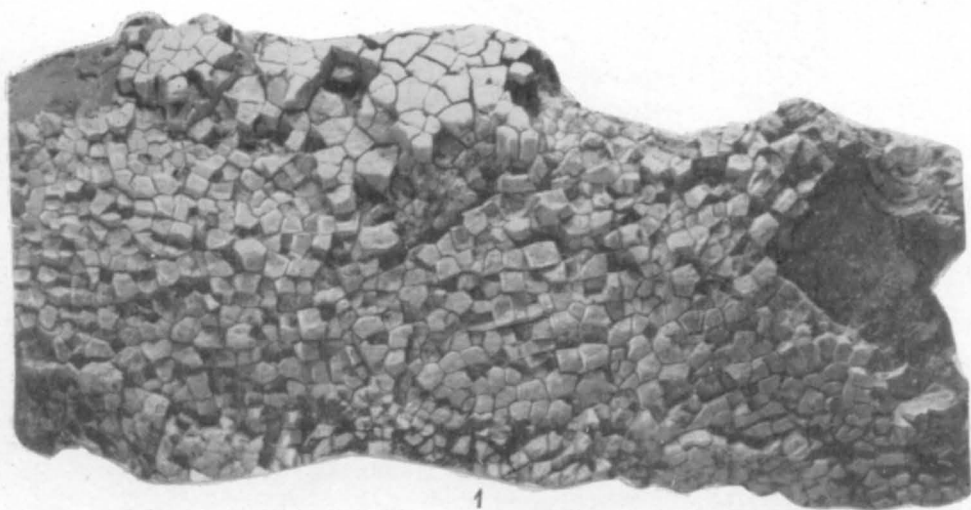


ТАБЛИЦА 76

Фиг. 1—7. Сингенетичные (?) кремневые конкреции. Представляют собой сгустки кремневого геля, разбитые трещинами усыхания и включенные в карбонатную породу. Нижний ордовик. США, штат Висконсин, район г. Эль-Пасо. Нат. вел.

Фиг. 8. Диагенетическая кремневая конкреция сложной формы. Мел, туронский ярус. СССР, район г. Славянска. $1/2$ нат. вел. Г. И. Бушинский, 1954

Фиг. 9. Палочковидная кремневая конкреция, разбитая «сбросами», образовавшимися в еще мягком кремне. Мел, туронский ярус. СССР, район г. Крынка. Нат. вел. Г. И. Бушинский, 1954

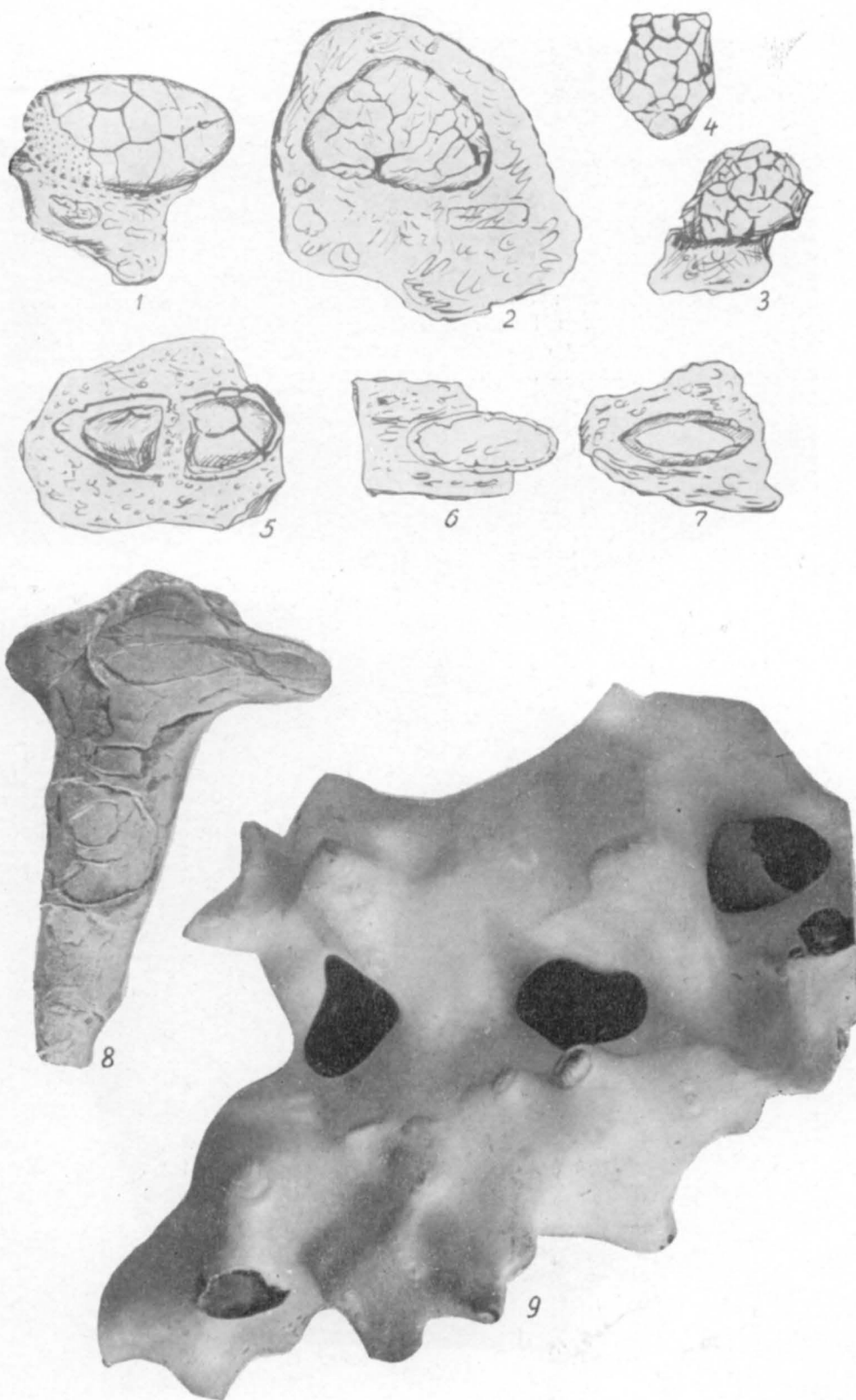
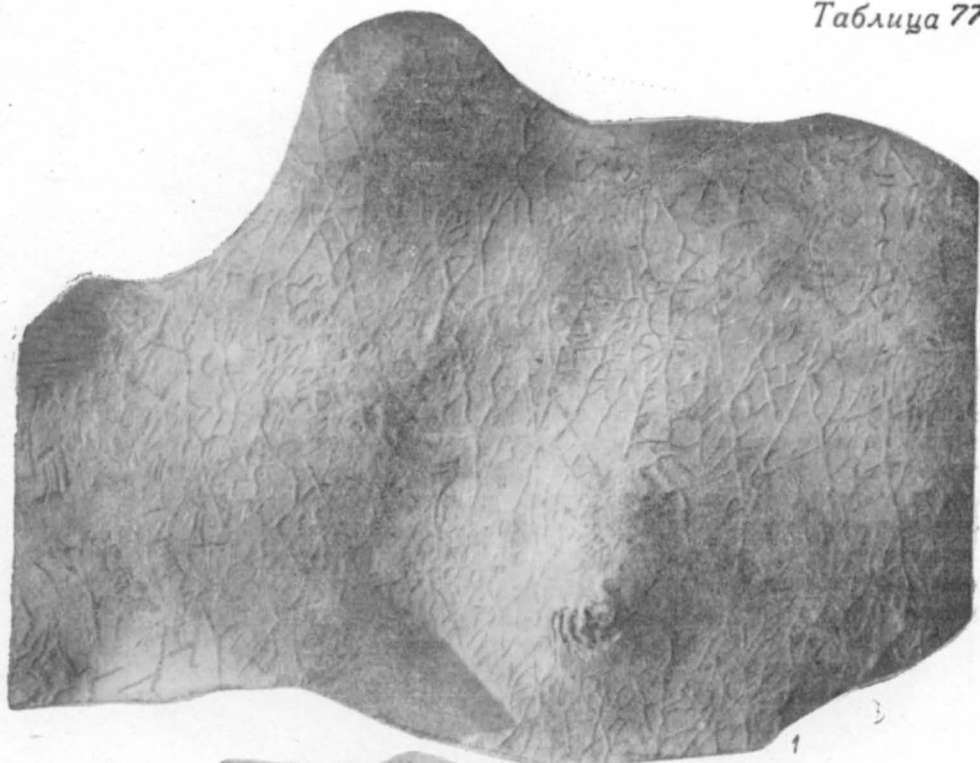


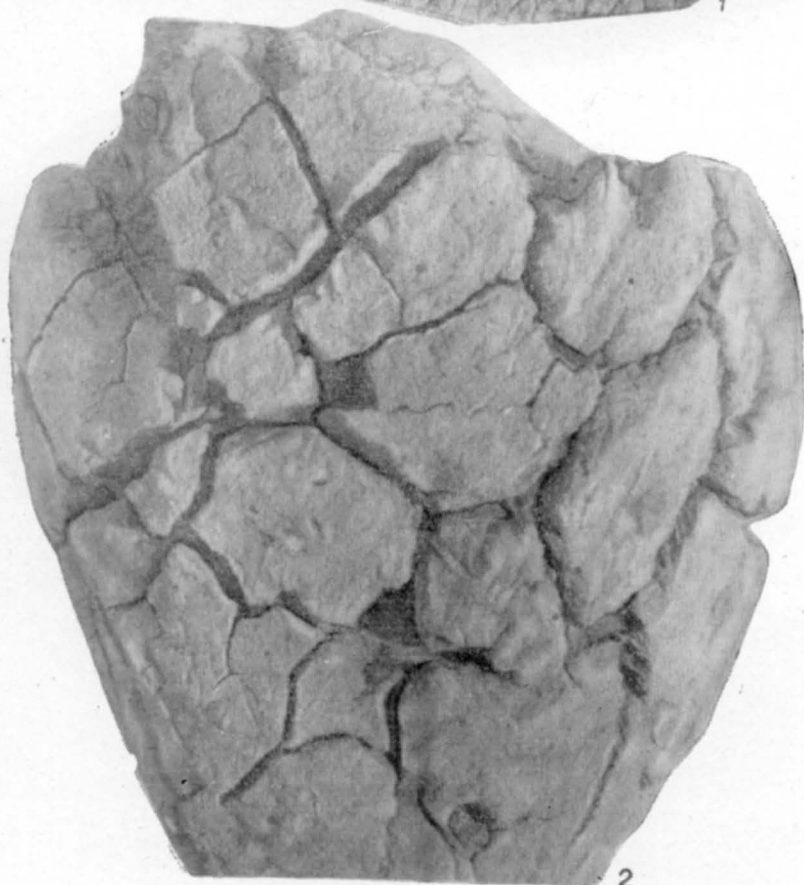
ТАБЛИЦА 77

Фиг. 1. Округлая кремневая конкреция. Мел, туронский ярус. СССР, район г. Крынка. Нат. вел. Г. И. Бушинский, 1954

Фиг. 2. Кремневая септария из хоперского горизонта. СССР, район г. Рыльска. $\frac{1}{2}$ нат. вел. Г. И. Бушинский, 1954



1



2

ТАБЛИЦА 78

Фиг. 1. Кремневая конкреция сучковатой формы. Мел, кампанский ярус. УССР, г. Валуйки. Нат. вел. Г. И. Бушинский, 1954

Фиг. 2. Черная кремневая конкреция с расплывчатыми очертаниями. Виден ее переход в опоковидный кремнь и трепел. Верхний мел, сеноманский ярус. МССР, Северное Приднестровье. Нат. вел. Из колл. Ф. С. Переса

Фиг. 3. Кремневая конкреция концентрической структуры, располагающаяся в толще доломитов. Нижний кембрий. Восточная Сибирь, Енисейский кряж. Нат. вел. Из колл. Г. И. Кириченко

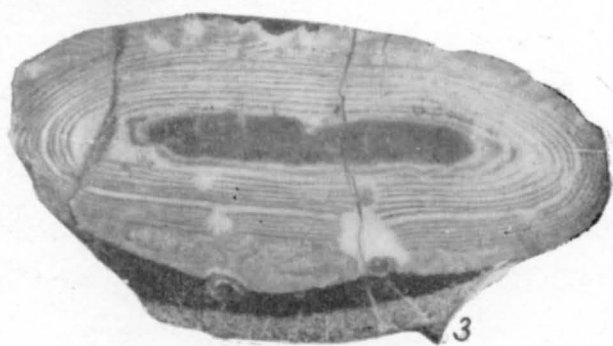
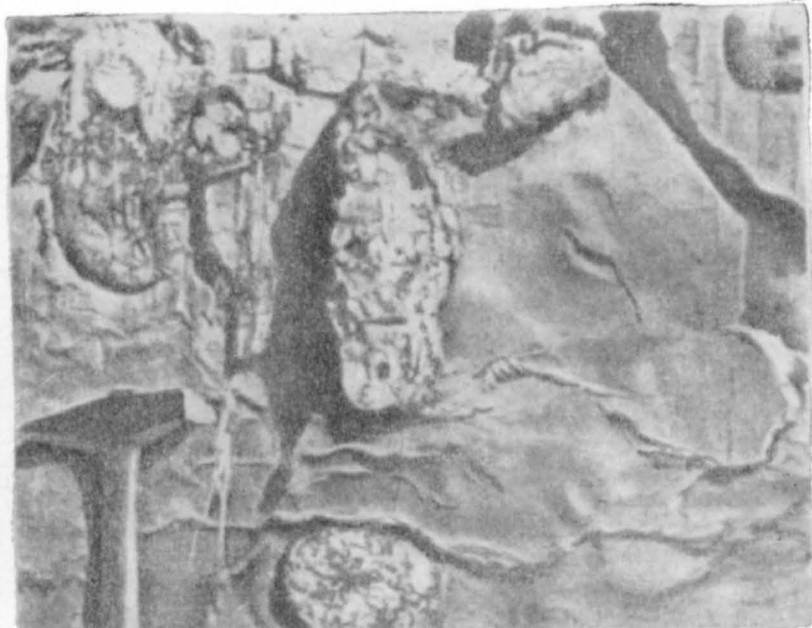


ТАБЛИЦА 79

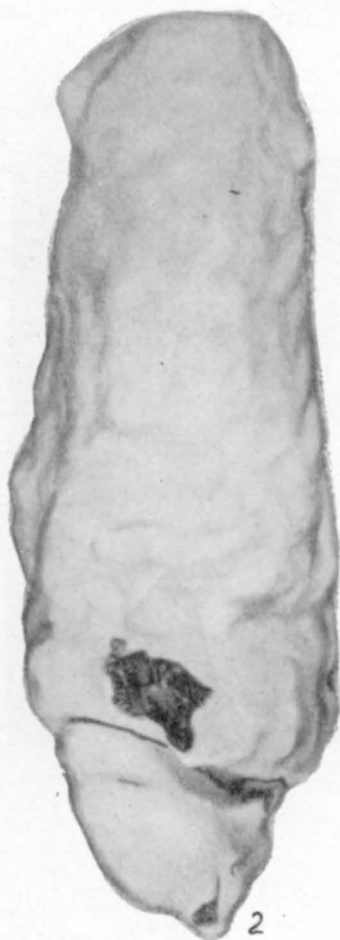
Фиг. 1. Кремневые конкреции мешковидной формы в известняках. Карбон. США, штат Монтана, каньон Халф-Моон. Н. Bissell, 1959

Фиг. 2. Кремневая конкреция мешковидной формы. Мел. МССР, долина Днестра, от с. Неславчи до пос. Каменки. $1/2$ нат. вел. Ф. С. Перес, 1964

Фиг. 3. Верхняя часть кремневой конкреции (черное) на границе с включающей ее карбонатной породой. Отчетливо видны трещины синерезиса, развивающиеся в периферийной части конкреции, благодаря чему эта ее часть разделена на ряд «лепестков». Карбон. Канада, штат Альберта, район Банф. Нат. вел. J. Rapson, 1962



1



2



3

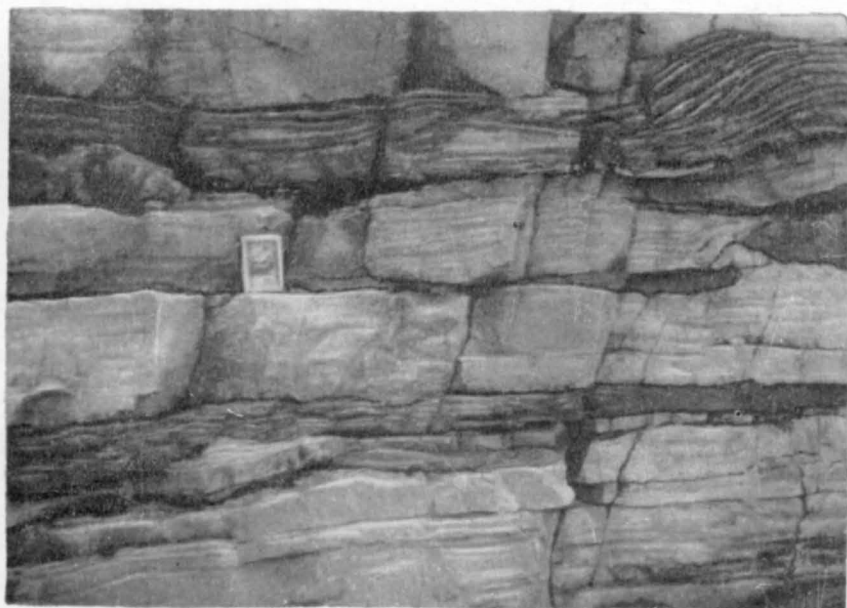
ТАБЛИЦА 80

Фиг. 1. Пластово-линзовидные конкреции черного кремня с «отростками» в известняках. Карбон, визейский ярус. Урал, р. Чусовая. Г. А. Смирнов, 1957

Фиг. 2. Пластово-линзовидные конкреции черного кремня в строматолитовых доломитах. Докембрий, билляхская серия. Восточная Сибирь, р. Котуйкан. Фото М. И. Злобина



1



2

ТАБЛИЦА 81

Фиг. 1—9. Различные формы кремневых конкреций. Фиг. 1—3 — палочковидные кремни; фиг. 4 — пальцевидный кремнь с гофрировкой, фиг. 5, 6 — сучьевидные кремни, фиг. 7, 8 — узловатые или неправильные кремни, фиг. 9 — пластообразные кремни с петельчатой структурой. Мел. МССР, Приднестровье. $\frac{1}{2}$ нат. вел. Ф. С. Перес, 1964

Фиг. 10. Кремневая конкреция в известняке. На снимке хорошо видны белая корочка и светлые пятна незамещенного или полузамещенного реликтового известняка внутри конкреции. Мел. Северо-восточная часть МССР, долина р. Днестра, от с. Неславчи до пос. Каменки. $\frac{1}{2}$ нат. вел. Ф. С. Перес, 1964

Фиг. 11 и 12. Форма кремневых конкреций, обусловленная формой окремнелых остатков организмов *Flinthsonella*, находящихся внутри них. Мел, верхний сенон. ФРГ, о. Рюген, близ г. Засниц. $\frac{1}{2}$ нат. вел. A. Müller, 1956

Фиг. 13—15. Кремневые отложения, представляющие собой предположительно псевдоморфозы по корням мангровых растений. Юра. Франция, Северо-западный район, департамент Кальвадос. Фиг. 13 — $\frac{7}{9}$ нат. вел.; фиг. 14 — нат. вел.; фиг. 15 — $\frac{1}{2}$ нат. вел. L. Dangeard, M. Rioult, 1961

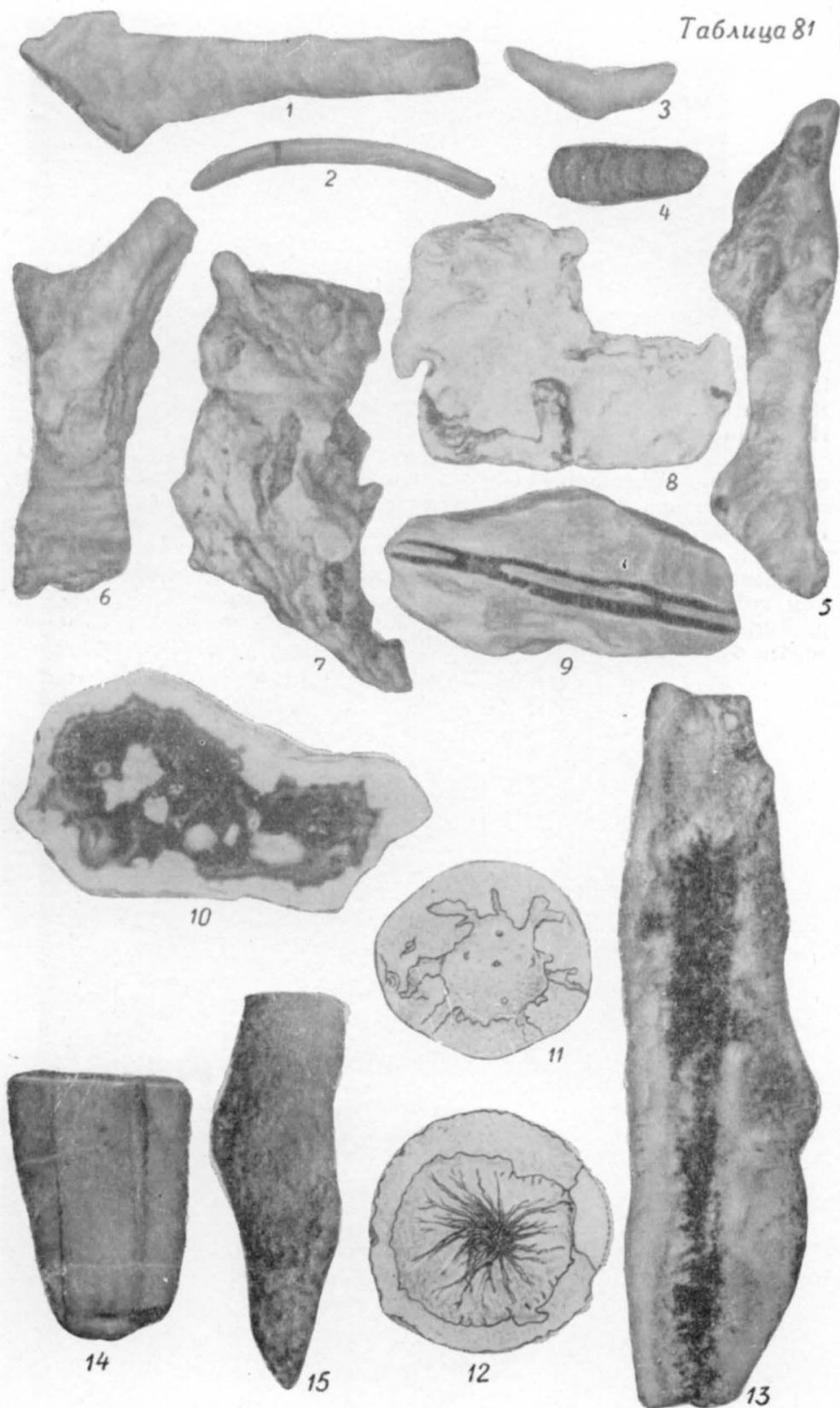


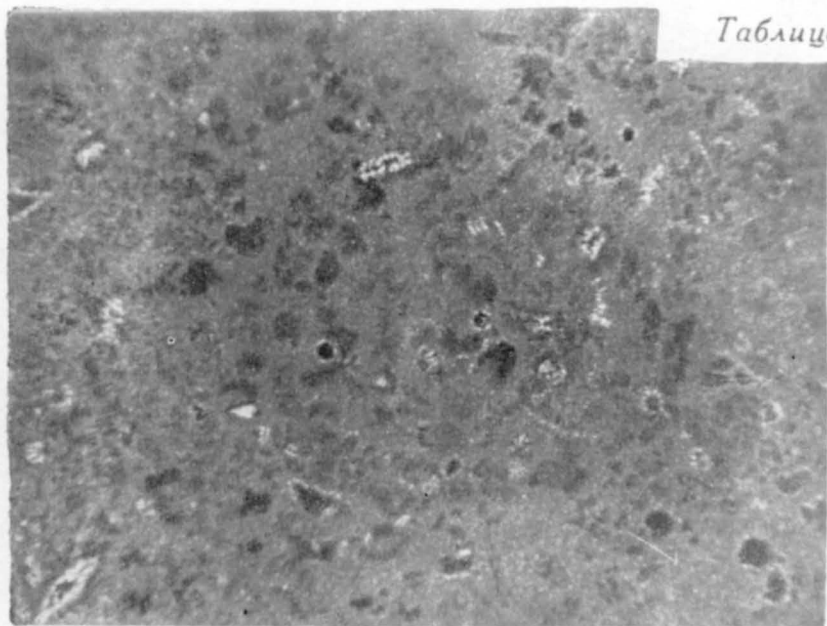
ТАБЛИЦА 82

Структуры диагенетических кремневых конкреций

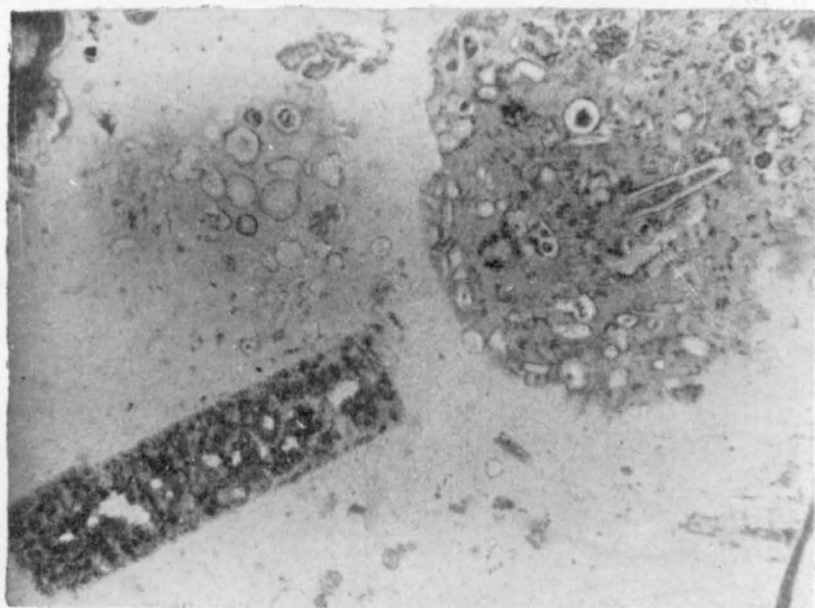
Фиг. 1. Криптокристаллическая структура кремневой конкреции. По-видимому, нацело окремненная известково-глинистая порода. Верхний мел. СССР, р. Белая. Шлиф. $\times 35$, с анализатором. Из колл. И. А. Шамрай

Фиг. 2. Кремневая конкреция криптокристаллической структуры с реликтами органогенной — фораминиферы, спикулы губок, ходы червей(?). Верхний мел. СССР, р. Белая. Шлиф. $\times 35$, без анализатора. Из колл. И. А. Шамрай

Фиг. 3. Реликтовая органогенная структура известняка в кремневой конкреции. Сохраняются псевдоморфозы по фораминиферам и спикулам губок. Мел. Северо-восточная часть Молдавской ССР, долина р. Днестра, от с. Неславчи до пос. Каменки. Шлиф. $\times 40$, с анализатором. Ф. С. Перес, 1964



1



2



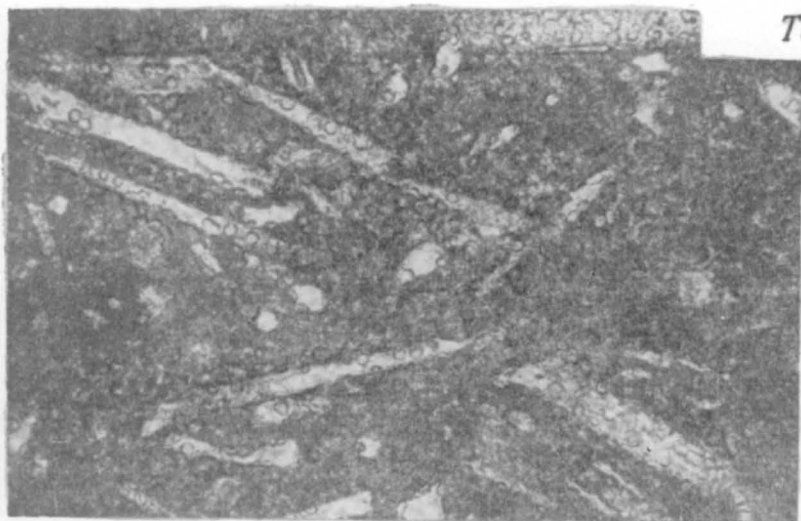
3

ТАБЛИЦА 83

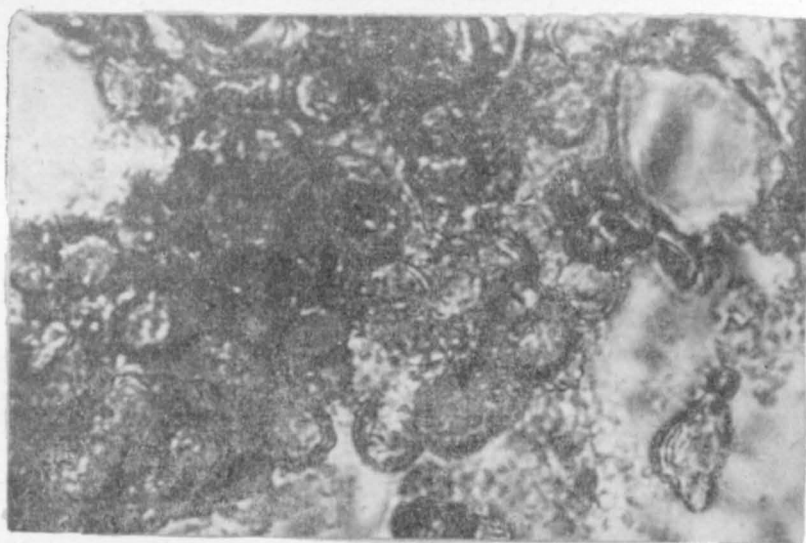
Фиг. 1. Смешанная криптокристаллическая, органогенная и глобулярная структура в конкреции. На спикулах губок и между ними видны отдельные глобулы кремнезема. Цементирующая масса криптокристаллической структуры. Мел. МССР, Северное Приднестровье, пос. Каменка. Шлиф. $\times 120$, без анализатора. Из колл. Ф. С. Переса

Фиг. 2. Глобулярная структура конкреций. Внешняя зона глобулей раскристаллизована с образованием оолитоподобных образований. Мел. МССР, Северное Приднестровье. Шлиф. $\times 600$, с анализатором. Из колл. Ф. С. Переса

Фиг. 3. Микрослоистая текстура, обусловленная наличием тонких прослоек волокнистого халцедона среди мелкозернистой кремнистой массы. Халцедоновая конкреция в доломитизированном известняке. Макроскопически удается различить ритмические кольца халцедона. Основная масса мелкозернистая. Карбон, мячковский горизонт. Московская обл., с. Шурово. Шлиф. $\times 20$, с анализатором. Из колл. В. И. Степанова



1



2

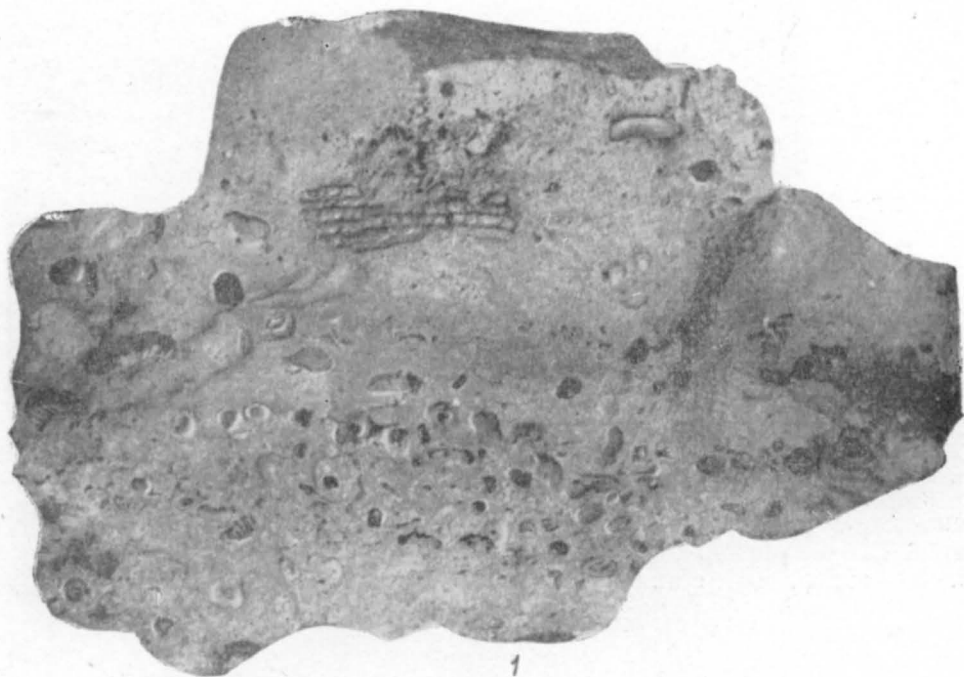


3

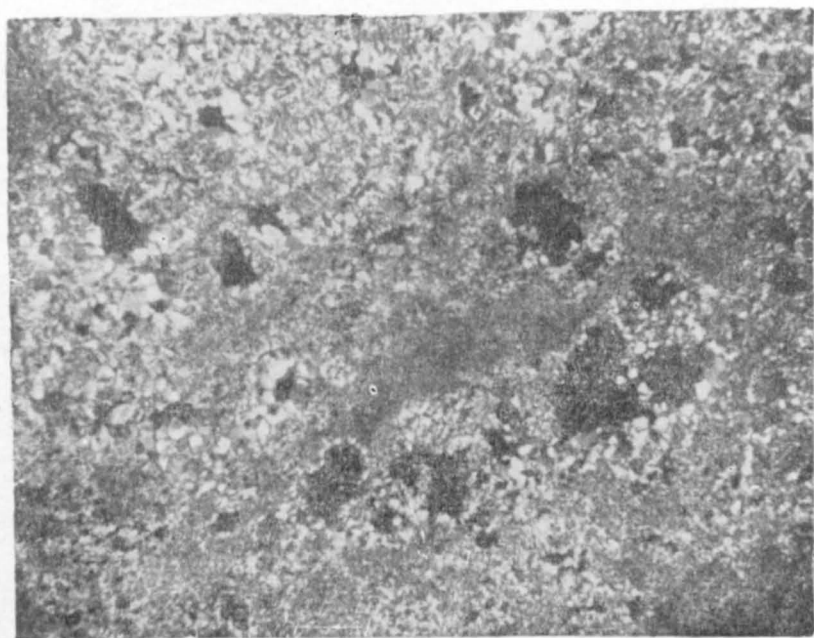
ТАБЛИЦА 84

Фиг. 1. Линзовидно-пластовые конкреции диагенно-гипергенного(?) происхождения, располагающиеся на границе морских верхнекаменно-угольных и лагунных пермских отложений. Видны многочисленные каверны от выщелоченных раковин, а также отдельных выщелоченных участков породы. Структура кремня разнотекстурная. Верхний карбон, швагериновый горизонт. Волго-Уральская обл., Самарская Лука. Нат. вел. Из колл. И. А. Гвоздицкого

Фиг. 2. Разнотекстурная структура, кавернозная микротекстура диагенно-гипергенной кремневой конкреции. Величина зерен кварца зависит от пористости (увеличивается с увеличением размера пор). Мелкие каверны инкрустированы зернами кварца. Верхний девон, истрасская свита. ЛитССР, Биржайский р-н. Шлиф. $\times 20$, с анализатором. Из колл. Э. Вордзинкас



1

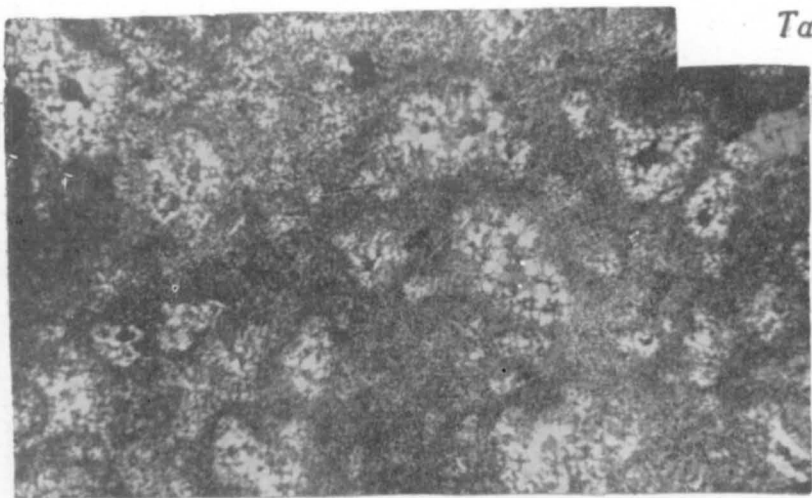


2

ТАБЛИЦА 85

Фиг. 1. Пятнистая микротекстура и разномзернистая структура диагенно-гипергенной кремневой конкреции. Пятна представляют собой каверны, заполненные агрегатом более крупных кристаллов кварца. Верхний девон, истрасская свита. ЛитССР, Биржайский р-н. Шлиф. $\times 20$, с анализатором. Из колл. Э. Вордзинкас

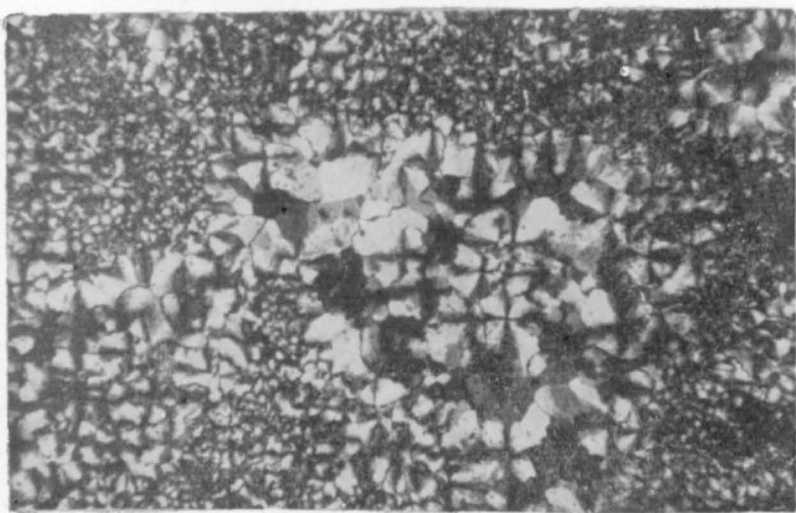
Фиг. 2 и 3. Сферолитовая структура халцедоново-кварцевой диагенно-гипергенной конкреции. Верхний девон, истрасская свита. ЛитССР, Биржайский р-н. Фиг. 2 — шлиф, $\times 20$, с анализатором; фиг. 3 — шлиф, $\times 40$, с анализатором. Из колл. Э. Вордзинкас



1



2



3

ТАБЛИЦА 86

Фиг. 1. Гипотетическая схема образования гипергенных кремневых конкреций путем просачивания по трещинам вод, содержащих кремнезем, и избирательного замещения участков пластов карбонатных пород. V. Orpenheim, 1934

Фиг. 2. Жеода в карбонатной породе с оторочкой из слоистого халцедона. В центре жеоды — открытая каверна. Мел. Франция, г. Аврэ. Шлиф. $\times 70$, без анализатора. Н. Douvillé, 1935

Фиг. 3. Предполагаемая жеода в карбонатной породе, заполненная слоистым халцедоном. Хорошо видна инкрустация этим халцедоном стенок каверны. Мел. Франция, г. Аврэ. Шлиф. $\times 30$, без анализатора. Н. Douvillé, 1935

Фиг. 4. Жеода в карбонатной породе со сферолитовой структурой. Сложена кварцитом, опалом и халцедоном. Карбон. Московская обл. Шлиф. $\times 20$, с анализатором. Из coll. В. И. Степанова

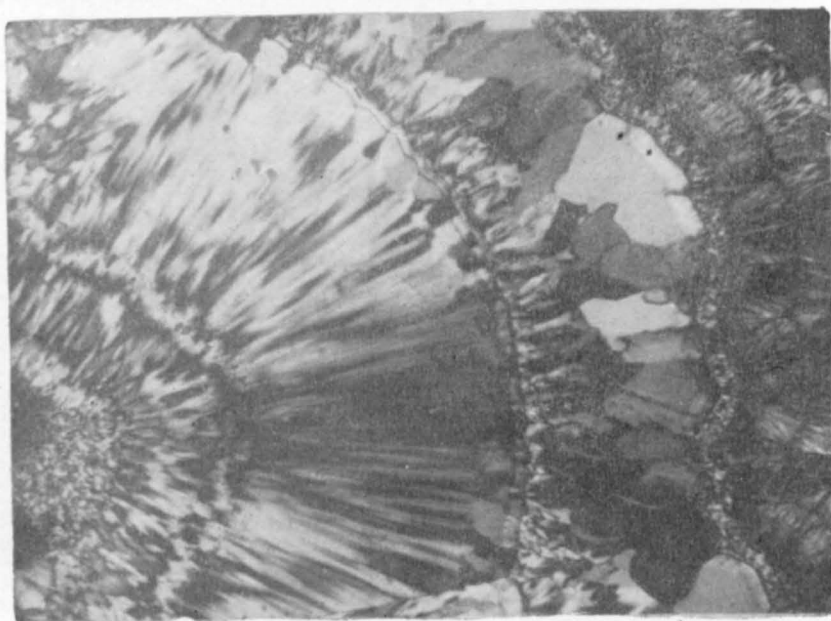
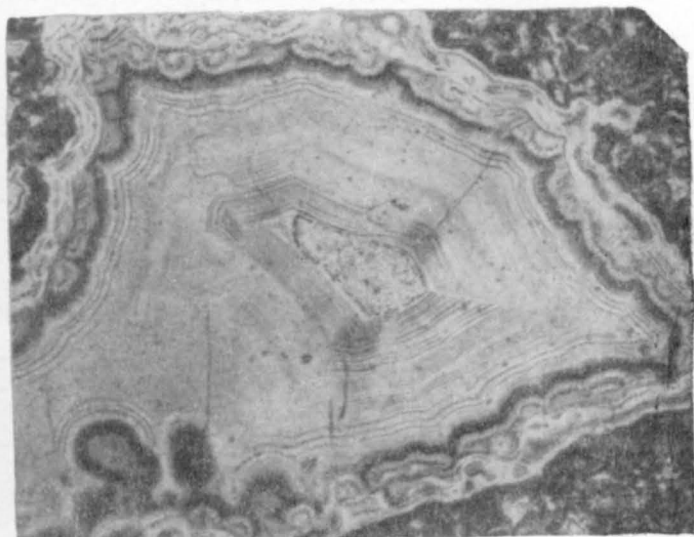
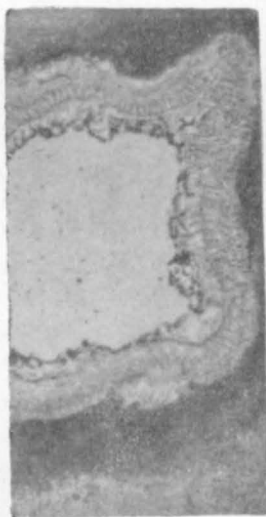
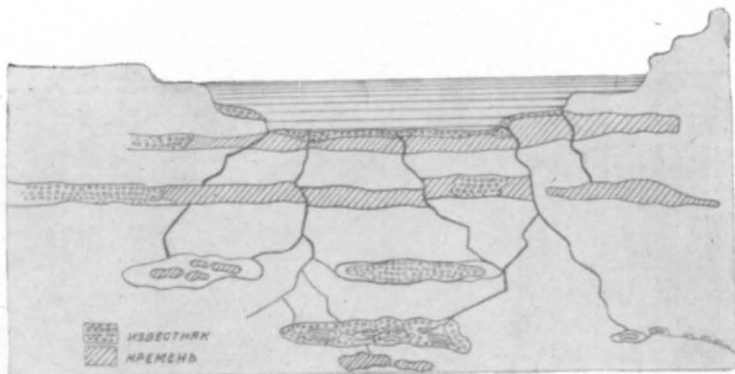


ТАБЛИЦА 87

Фиг. 1. Кремень буровато-серый с псевдоморфозами по остаткам кораллов *Syringopora* и брахиопод. Верхний карбон. Владимирская обл., ст. Тучково. Нат. вел. Из колл. Н. Л. Сибирцева, ЦНИГР музей им. акад. Ф. Н. Чернышева

Фиг. 2. Окремнелый известняк с псевдоморфозами кремня по членикам кринсидей. Нижний карбон, турнейский ярус. Казахская ССР, среднее течение р. Селеты. Нат. вел. Из колл. А. Н. Неелова

Фиг. 3 и 4. Концентрические фигуры на поверхности створок ископаемых раковин устриц, вызванные окремнением (створки протравлены соляной кислотой). Фиг. 3 — *Ostrea mirabilis* Rouss; фиг. 4 — *Griphaea antiqua* Schwetz. Третичные отложения, танетский ярус. Крым, Бахчисарайский р-н, с. Старосельское. Нат. вел. Л. С. Белокрыс, 1959

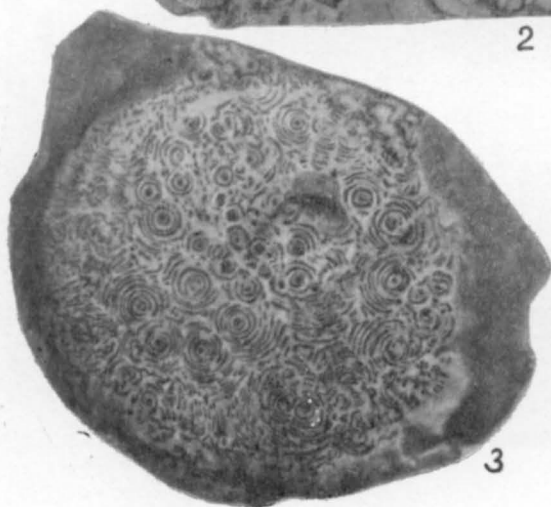
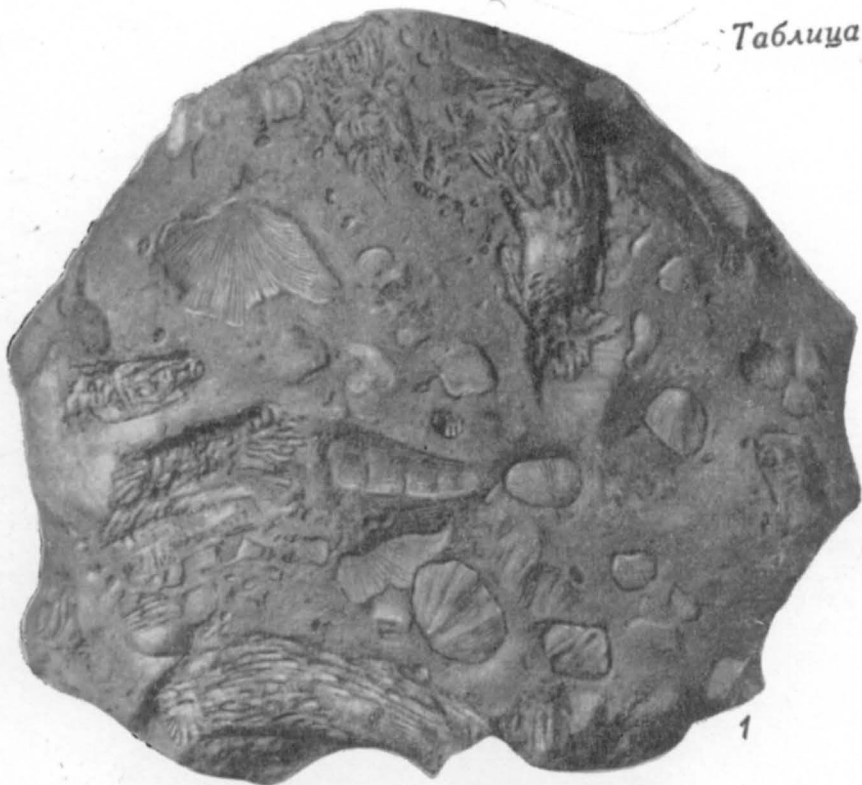


ТАБЛИЦА 86

Псевдоморфное замещение кремнем органических остатков

Реликтовая органогенная структура

Фиг. 1. Раковина *Inoceramus inconstans* Wood с кремневым ядром. Хорошо сохранилась шаровидная форма раковины. УССР, район г. Славянска. Нат. вел. Г. И. Бушинский, 1954

Фиг. 2. Раковина *Inoceramus civieri* с окремнелым ядром. Поверхность ядра несет борозды и тонкие клиновидные трещины. УССР, район г. Славянска. Нат. вел. Г. И. Бушинский, 1954

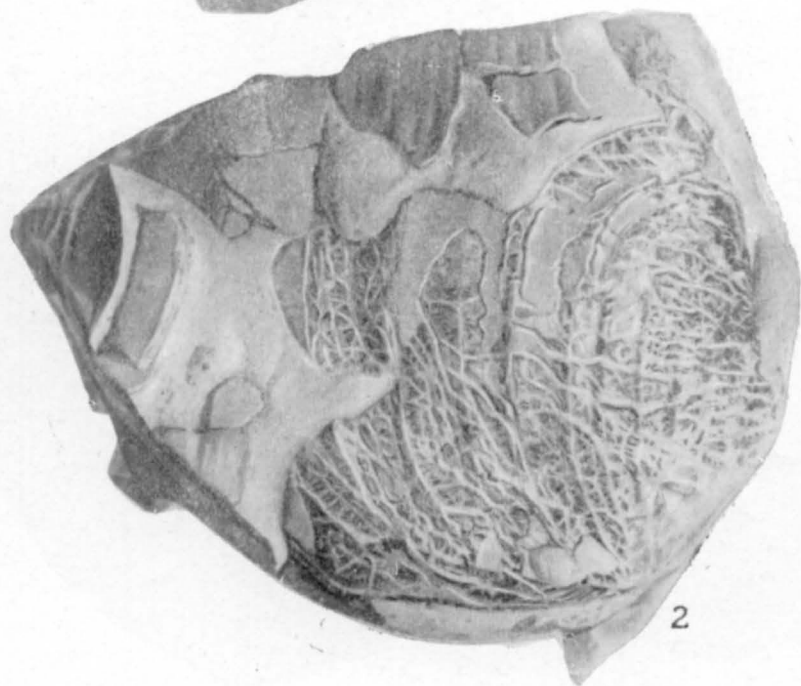
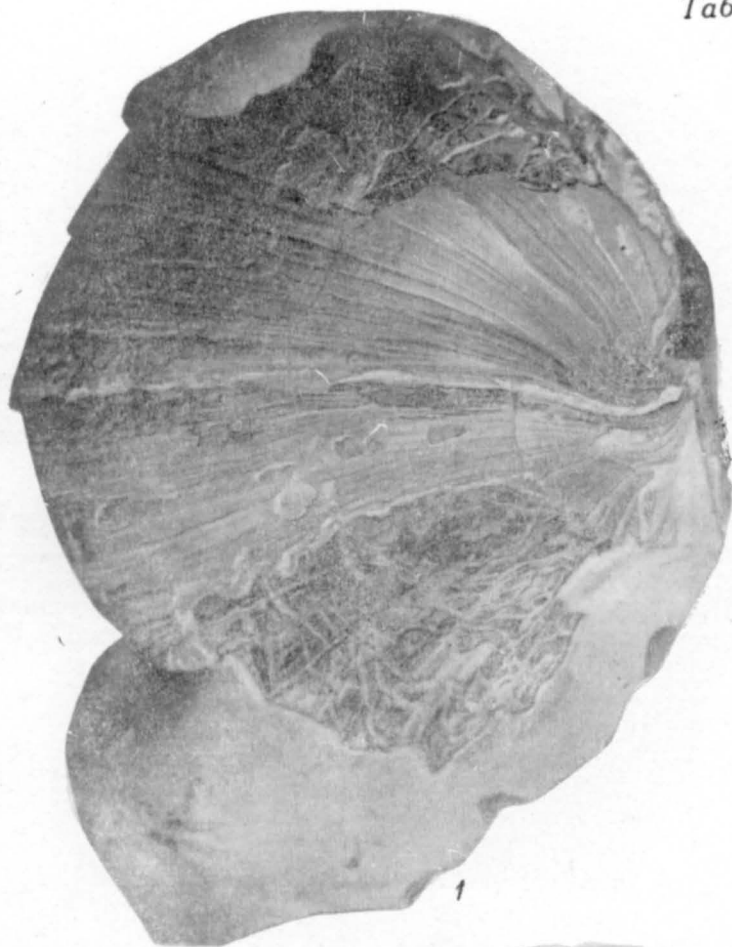


ТАБЛИЦА 89

Следы деформации и раздробления остатков фауны, происшедших до их окремнения

Фиг. 1. Раковина иноцерама. Массивная створка слегка раздроблена раздавливанием, происшедшим до окремнения. Верхний мел. УССР, район г. Славянска, $1\frac{1}{5}$ нат. вел. Г. И. Бушинский, 1954

Фиг. 2. Раковина *Inoceramus lamarcki* P a g k. с окремнелым ядром, несущим следы раздавливания. Мел. УССР, район г. Славянска. $1\frac{1}{5}$ нат. вел. Г. И. Бушинский, 1954

Фиг. 3. Панцирь морского ежа, несущий следы раздавливания перед окремнением. Мел. УССР, район г. Славянска. $\frac{4}{5}$ нат. вел. Г. И. Бушинский, 1954



ТАБЛИЦА 90

Фиг. 1. Образование кольцевидной структуры — кольца Лизеганга(?) на окремнелом ядре раковины *Terebratula*. Мел. ФРГ, образец из Сенкенбергского музея, г. Ганновер. $\times 9$. V. Wroost, 1936

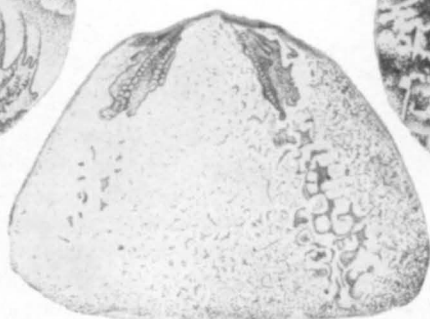
Фиг. 2 и 3. Кремнистые «арабески», возникающие при окремнении ядра морского ежа на его поверхности. Мел. ФРГ, образец из Сенкенбергского музея, г. Ганновер. Фиг. 2 — нат. вел.; фиг. 3 — $\times 1,7$. V. Wroost, 1936

Фиг. 4. Поверхность окремнелого панциря ежа *Echinocorys* со следами окремнелых полостей, образованных моллюсками (просверлены до окремнения). Мел. ФРГ, образец из Сенкенбергского музея, г. Ганновер. $3\frac{1}{2}$ нат. вел. V. Wroost, 1936

Фиг. 5—7. Метасоматическое замещение карбонатов раковин устриц минералами кремнезема. Фиг. 5 — образование кварцитовых сферолитов; фиг. 6 — замещение кварцем (черное) призматического слоя раковин (серое с пунктиром), белое — скаленоэдрические кристаллики кальцита; фиг. 7 — замещение призматического слоя (серое) халцедонитом (черное). Верхний мел — третичные отложения, маастрихтский и танетский ярусы. $\times 40$. Л. С. Белокрыс, 1959



1



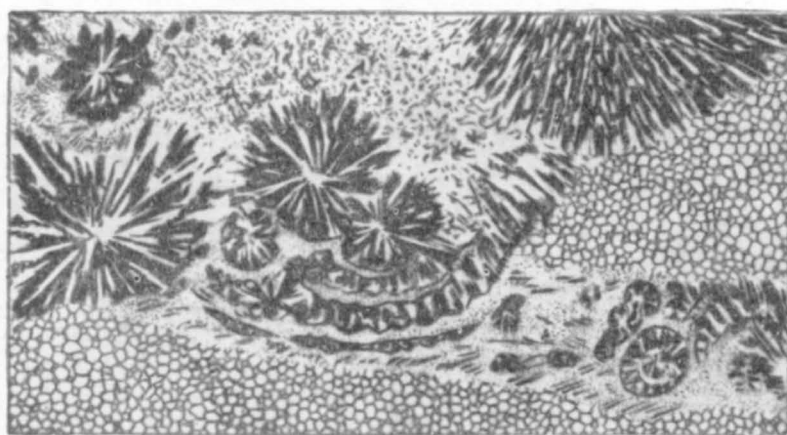
3



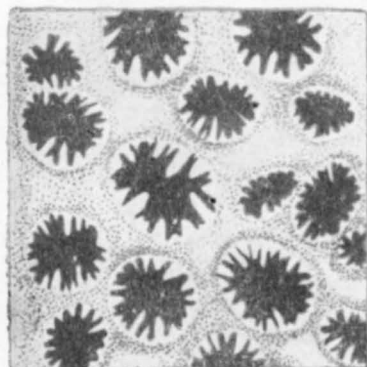
2



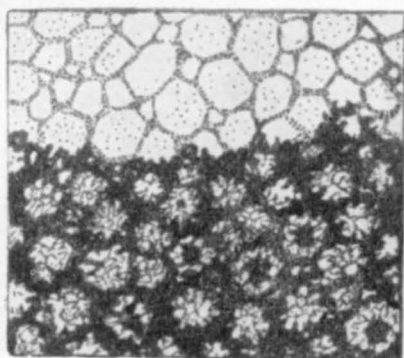
4



5



6



7

ТАБЛИЦА 91

Фиг. 1. Стадия преобразования панциря ежа *Echinocorys*, сопровождающиеся раздавливанием и окремнением. Сверху вниз: *а* — погребение панциря ежа в меловом осадке, *б* — при диагенезе под давлением вышележащих слоев осадок уплотнился и превратился в твердый мел, панцирь оказался раздавленным, *в*, *г* — после выхода породы в зону гипергенеза грунтовые воды приносили сверху углекислоту, которая проникала в разломы и несколько растворяла мел, *д* — после окремнения ядро сохранило следы перечисленных процессов. $\frac{3}{5}$ нат. вел. V. Wroost, 1936

Фиг. 2. Аналогично фиг. 1 (*д*) — общий вид окремнелого деформированного ядра ежа

Фиг. 3. Деформированная радиолярия в радиолярите, испытавшем интенсивную складчатость. Пример вторичной (тектонической) деформации остатков кремневых организмов. Силур. Австралия, штат Квинсленд, окрестности г. Брисбен. $\times 170$, без анализатора. W. Bryan, O. Jones, 1955

Фиг. 4. Рассланцованный радиолярит с интенсивно раздавленными радиоляриями. Юра. Франция, Высокие Альпы, перевал Мон-Же-невр. $\times 60$, без анализатора. L. Cayeux, 1929

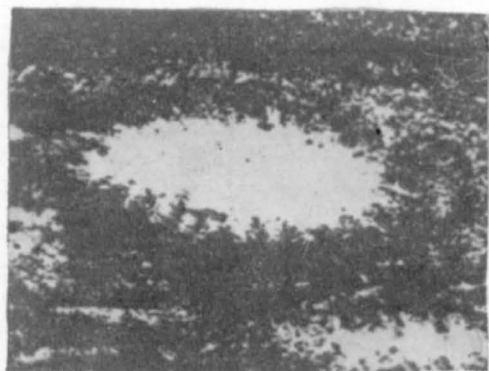
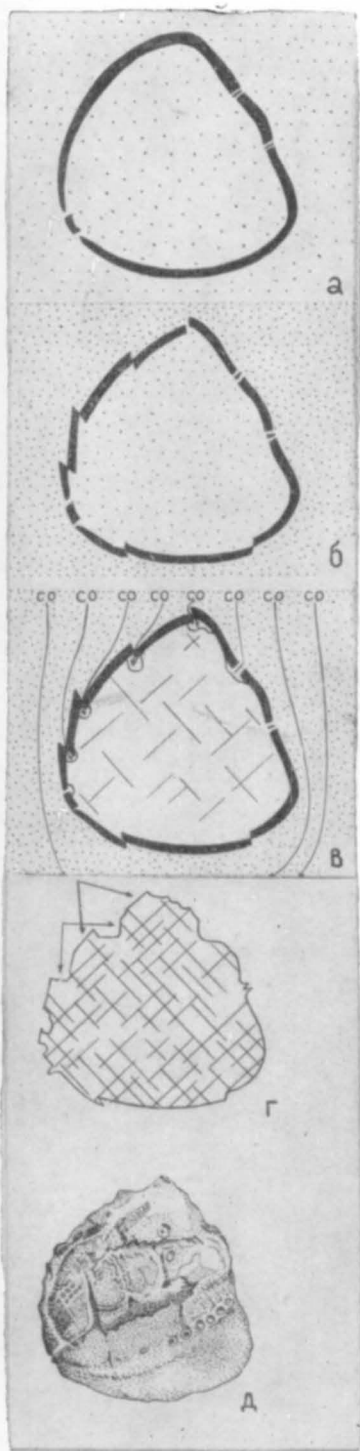


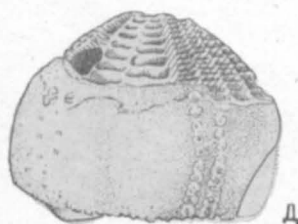
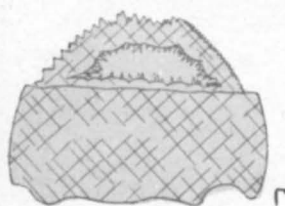
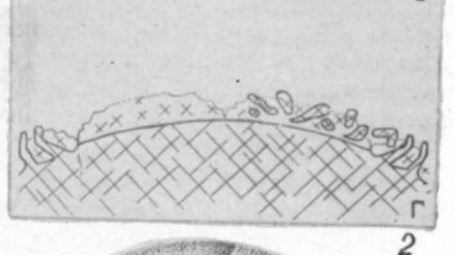
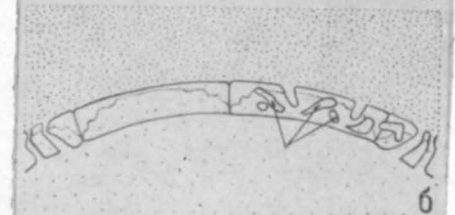
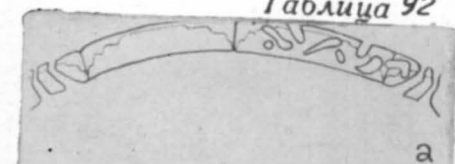
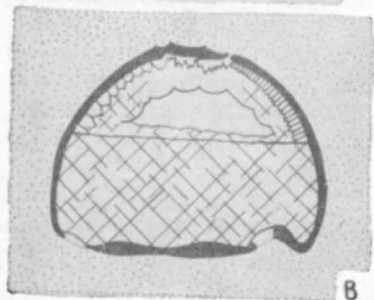
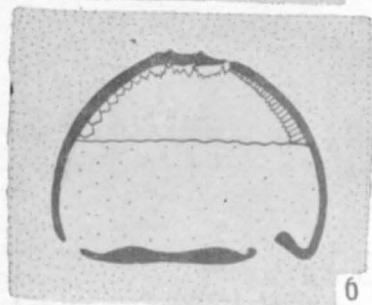
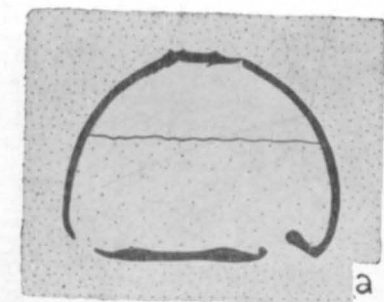
ТАБЛИЦА 92

Фиг. 1. Стадии захоронения и окремнения остатков морских ежей *Echinocoris* (сверху вниз): *а* — захоронение морского ежа в карбонатном осадке и частичное заполнение внутренней полости, *б* — диагенез — образование щетки кристаллов кальцита на внутренней поверхности панциря ежа в незаполненном осадком участке, *в* — гипергенез — окремнение ядра ежа — ядро сложено халцедоном, *г* — высвобождение кремневого ядра ежа из карбонатной породы при выветривании, *д* — то же, но не разрез, а внешний вид окремненного ядра ежа. V. Wroost, 1936

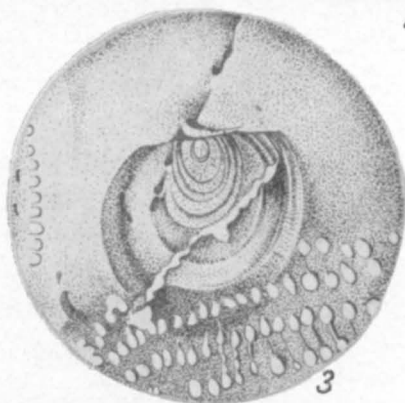
Фиг. 2. Схема преобразования источенной сверлящими организмами стенки панциря морского ежа в различные стадии литогенеза (сверху вниз): *а* — разрез участка панциря, источенного сверлящими организмами до его захоронения в осадке, *б* — тот же участок, погруженный в мел (полости от сверления заполнены мелом), *в* — окремнение ядра панциря ежа во время гипергенеза — полости от сверления, ранее заполненные мелом, претерпевают окремнение, *г* — строение наблюдаемого в современных обнажениях окремненного ядра ежа. V. Wroost, 1936

Фиг. 3. Поверхность окремненного ядра морского ежа с отпечатком раковины *Gyrohaea*. Мел. Англия. Нат. вел. V. Wroost, 1936

Фиг. 4. Агатоподобные кремнистые образования в теке граптолита. Силур. ФРГ, р. Майн. Шлиф. $\times 60$, с анализатором. W. Stürmer, 1955



1



4

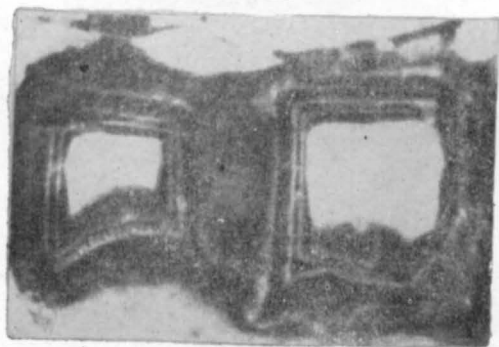


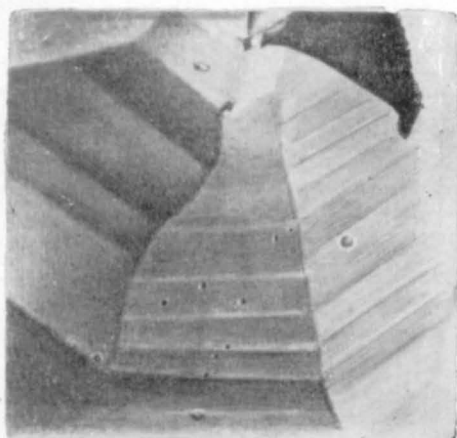
ТАБЛИЦА 93

Фиг. 1. Окремнелая древесина (псевдоморфоза по древесине). Сечение продольное. Хорошо видны слойки древесины (годовые кольца). Мел, альб — сеноман. Средняя Азия, горы Султануиздаг. Нат. вел. Из колл. С. С. Шульца

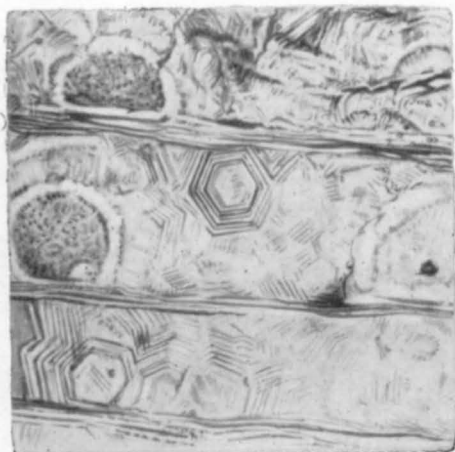
Фиг. 2—4. Детали строения окремнелой древесины из породы хвойных. Фиг. 2 — видны волокна древесины и заполняющий пространства между ними агрегат зональных кристаллов кварца; шлиф, $\times 350$, без анализатора. Фиг. 3 — аналогичный зональный кристалл кварца; электронномикроскопический снимок (реплика), $\times 7200$. Фиг. 4 (а и б) — ультрамикроволокнистая структура окремнелой древесины; третичные отложения; ФРГ, районы Флиден, Нидер-Фаноф, Риксдорф и Бимин; Электронномикроскопические снимки (реплики), $\times 13\,000$. R. Eicke, 1954



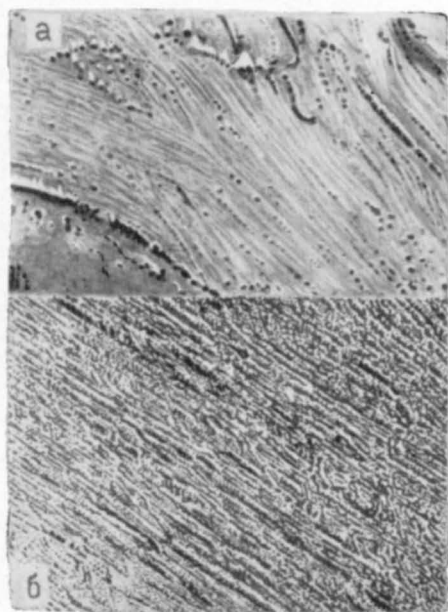
1



3



2

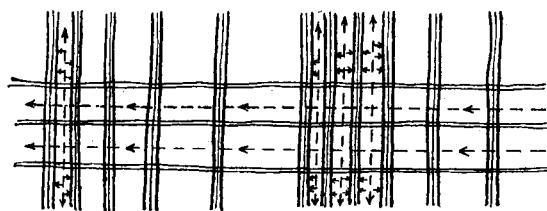


4

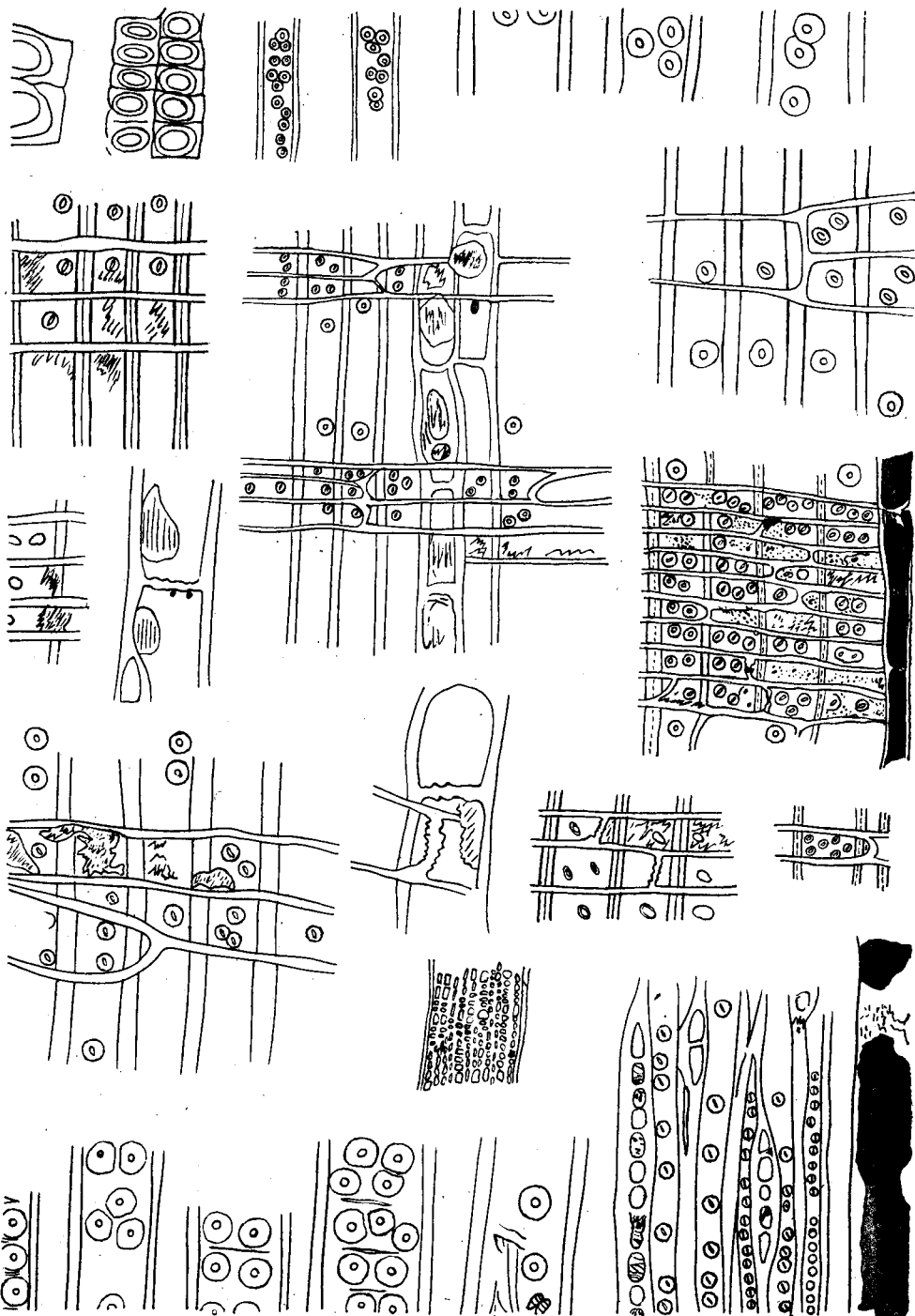
6

ТАБЛИЦА 94

Фиг. 1 и 2. Схема путей движения растворов кремнезема и различные формы окремнения древесины *Cupressinoxylon* и *Podocarpoxylon*. Фиг. 1 — зависимость путей движений растворов кремнезема в древесине от ее волокнисто-клеточного строения (два взаимно перпендикулярных направления движения растворов). Фиг. 2 — схемы различных форм окремнения древесины — образование округлых сгустков кремня, заполнение клеток с образованием оолитоподобных образований и сплошное замещение волокон. Нижний олигоцен. ГДР. E. Schönfeld, 1955



1



2

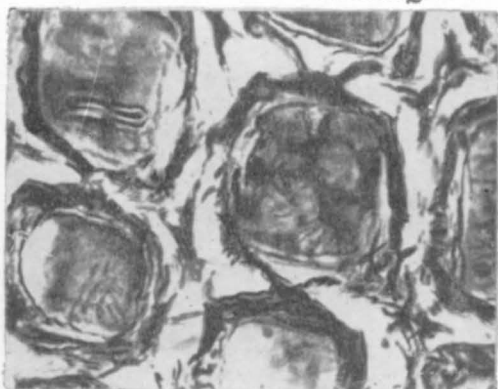
ТАБЛИЦА 95

Фиг. 1—3. Структура заполнения клеток опалом и халцедоном окремневшего дерева *Cupressinoxylon polonicum*, напоминающая оолитовую. Фиг. 1 и 2 — форма клеток хорошо сохранена. Фиг. 3 — в результате «прорастания» и перекристаллизации халцедона форма клеток сохранилась плохо. Нижний олигоцен. ГДР, окрестности г. Лейпцига. Шлиф. $\times 495$, с анализатором. E. Schönfeld, 1955

Фиг. 4 и 5. Сгустковые образования кремня в древесине *Taxodioxylon sequoianum*. Нижний олигоцен. ГДР, окрестности Лейпцига. Шлиф. Фиг. 4 — продольное сечение; $\times 245$; фиг. 5 — тангенциальное сечение, $\times 80$. E. Schönfeld, 1955



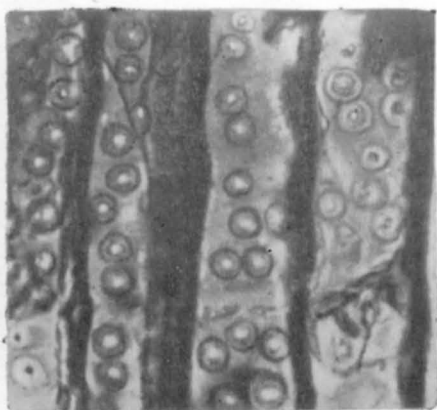
1



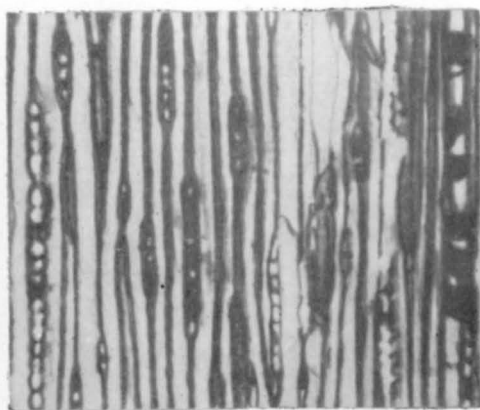
2



3



4



5

ТАБЛИЦА 96

Реликтовые водорослевые структуры в окремненных известняках

Фиг. 1. Частично окремненные (светло-серые) онколитовые желваки в кремнистой основной массе. Докембрий, билляхская серия. Якутская АССР, р. Котуйкан. Шлиф. $\times 33$, без анализатора. Из колл. В. Е. Мильштейн

Фиг. 2. Кремнистая онколитовая порода. Докембрий, билляхская серия. Якутская АССР, р. Котуйкан. Шлиф. $\times 8$, с анализатором. Из колл. В. Е. Мильштейн

Фиг. 3. Кремневая конкреция с окремненными ходами илоедов, сохранившихся в виде валиков и бугорков. Верхний мел, коньякский ярус. УССР, район г. Славянска. Нат. вел. Г. И. Бушинский, 1954

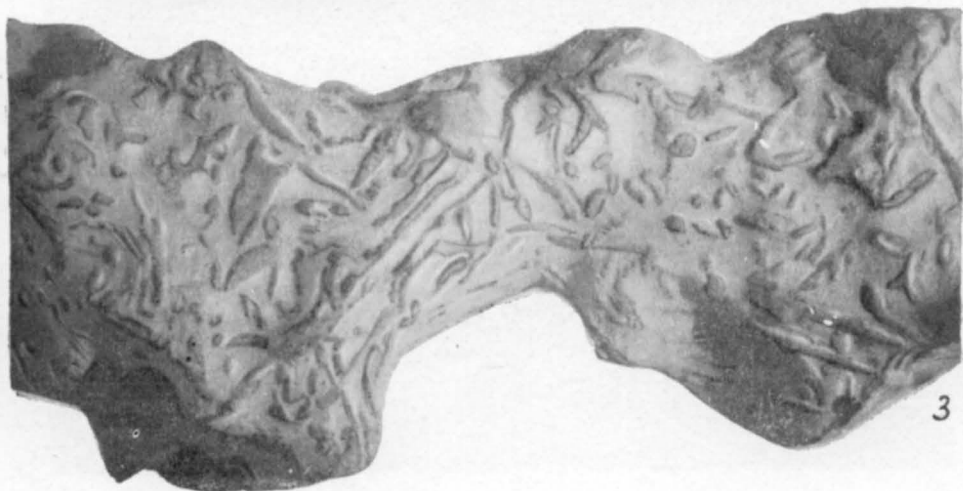
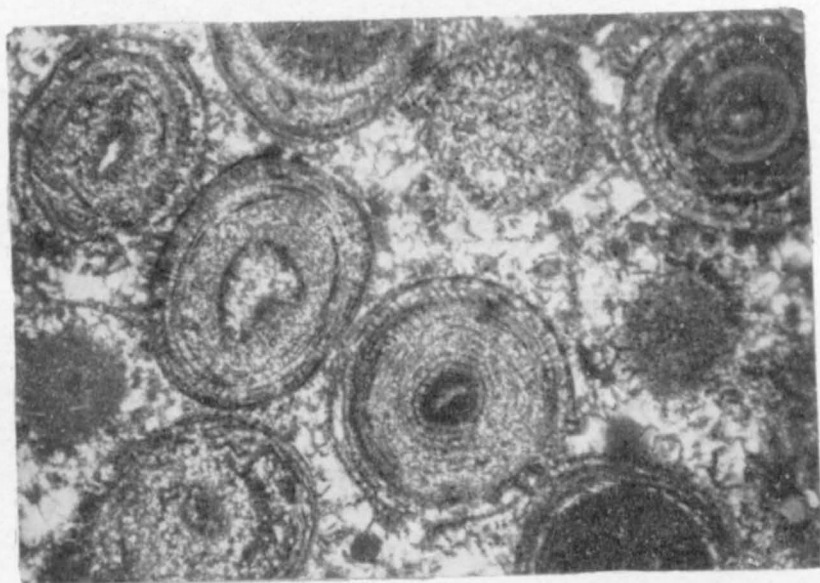
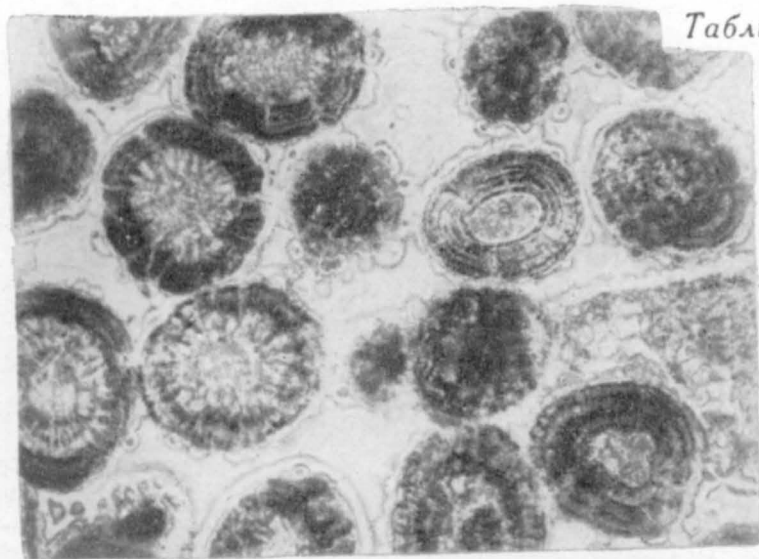
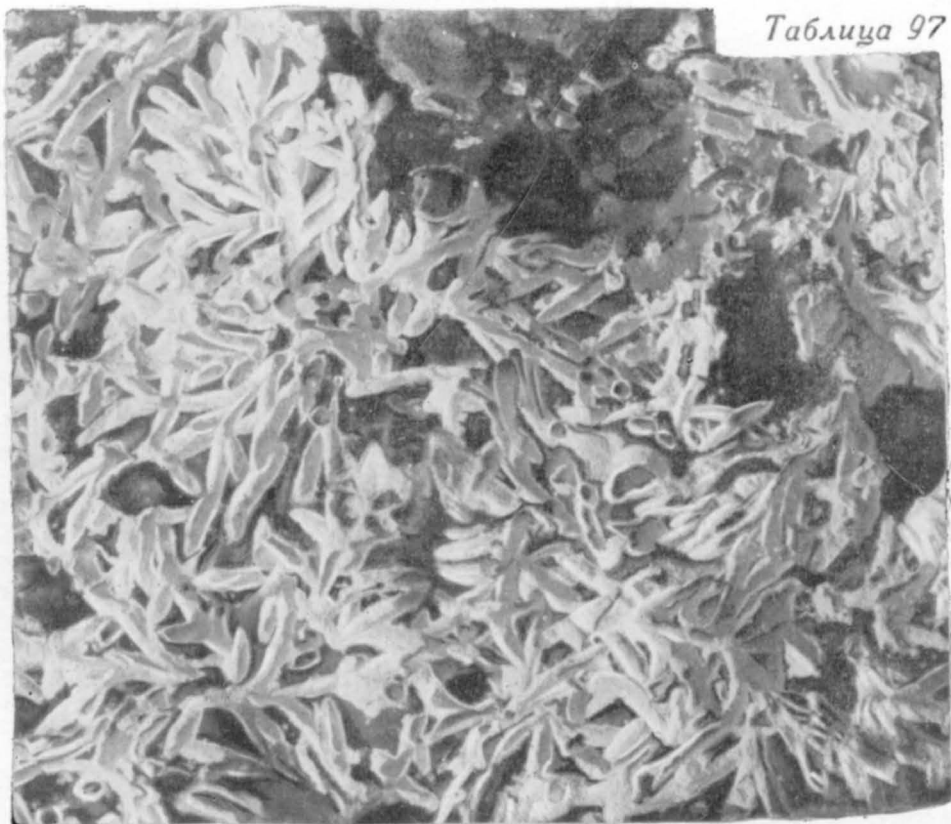


ТАБЛИЦА 97

Следы жизнедеятельности илоедов, сохранившиеся в кремневых конкрециях

Фиг. 1. Неокремнелые ходы илоедов внутри кремневой конкреции (вид сверху). Белое — опал, черное — халцедон. Верхний мел, коньякский ярус. СССР, район г. Славянска. Нат. вел. Г. И. Бушинский, 1954

Фиг. 2. Поверхность плитки кремня со следами ходов илоядных животных. Верхний мел, туронский ярус. СССР, район г. Славянска. Нат. вел. Г. И. Бушинский, 1954



1



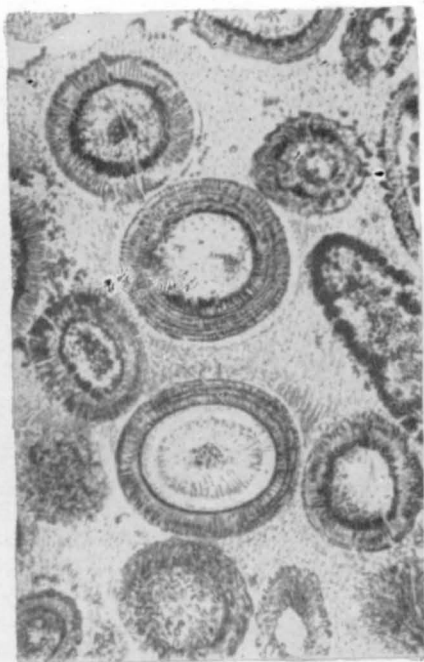
2

ТАБЛИЦА 98

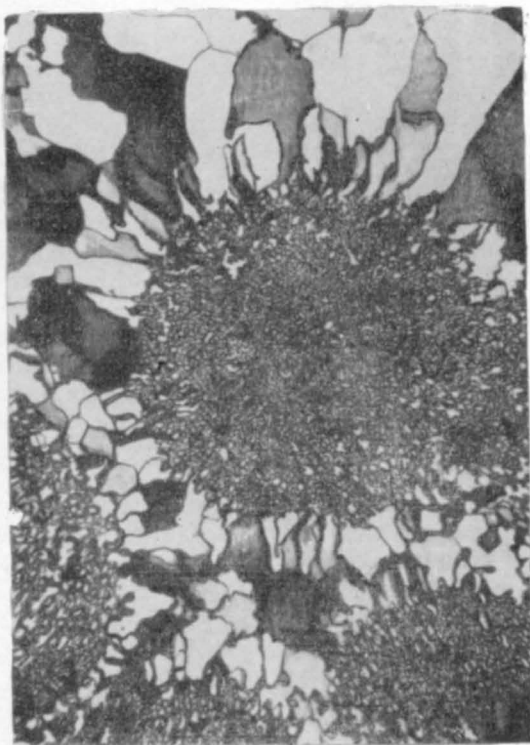
Фиг. 1. Конкреция кремня. Состоит из халцедоновых оолитов, образовавшихся путем замещения оолитового известняка. Нижний мел. Англия. Шлиф. $\times 40$, с анализатором. К. Wells, 1947

Фиг. 2. Конкреция кремня. Состоит из кварцевых псевдооолитов (комков), сложенных более мелкозернистым кварцем, чем цемент. Конкреция образовалась путем замещения участка оолитового(?) известняка. Нижний мел. Англия. Шлиф. $\times 130$, с анализатором. К. Wells, 1947

Фиг. 3. Реликтовая оолитовая структура в халцедоновом «силиците». Происхождение породы точно не установлено (возможно замещение карбонатных оолитов в различные стадии литогенеза и гидротермальными растворами). Палеозой. Центральный Казахстан, р. Сарысу. Шлиф. $\times 20$, с анализатором. Из колл. Ю. Е. Добрянского



1



2



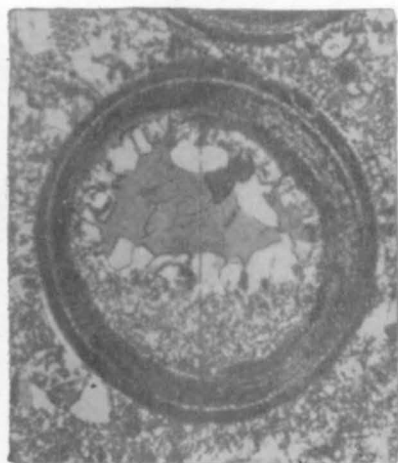
3

ТАБЛИЦА 99

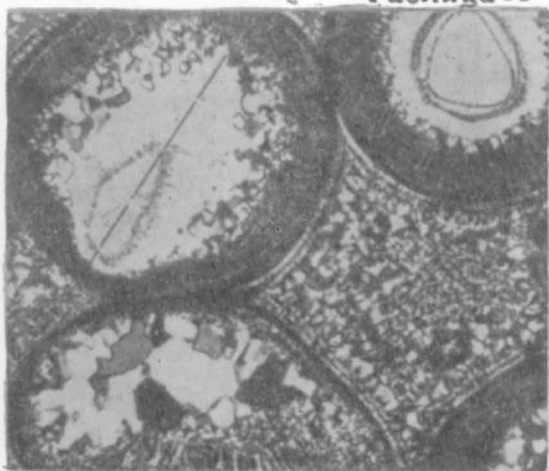
Фиг. 1 и 2. Замещение оолитового известняка кварцем и халцедоном с образованием псевдоморфоз по оолитам. Верхний кембрий. Северная Америка. Шлиф. $\times 30$, с анализатором. P. Choquette, 1955

Фиг. 3, 4. Детали строения тех же псевдоморфоз по оолитам, что и на фиг. 1 и 2. Фиг. 3 — черные полосы — криптокристаллическая кварц-халцедоновая масса. Видны цепочки мелких остаточных зерен кальцита, оставшиеся от оболочек карбонатного оолита; они секут зерна кварца. $\times 120$. Фиг. 4 — кристалл кварца внутри псевдоморфозы по карбонатному оолиту, внутри которого тоже мелкие остаточные включения кальцита, расположенные по окружности прежнего оолита. $\times 80$

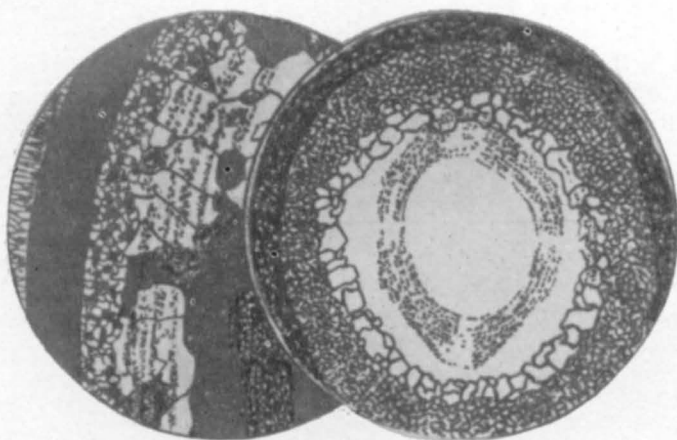
Фиг. 5. Селективное замещение ромбоэдра доломита по плоскостям спайности криптокристаллическим кварцем (черное) в кремневой конкреции. Ордовик. Северная Америка. Шлиф. $\times 380$, с анализатором. D. Biggs, 1957



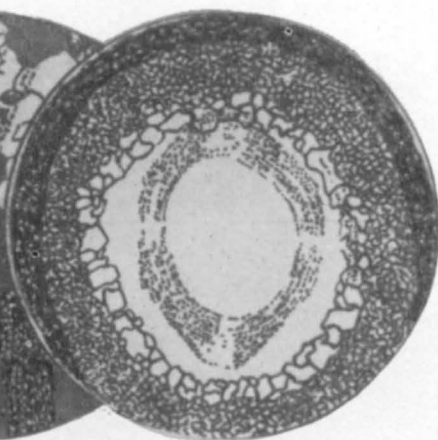
1



2



3



4



5

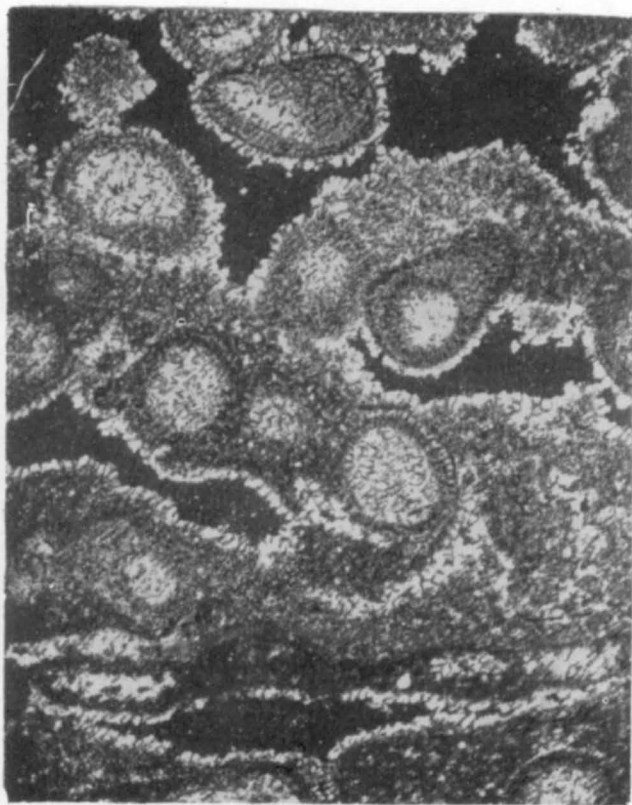
ТАБЛИЦА 100

Реликтовые оолитовые структуры (фиг. 1 и 2)

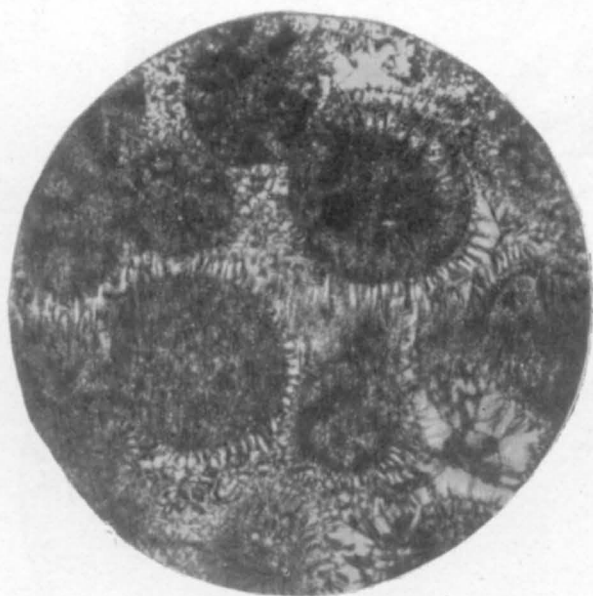
Фиг. 1. Окремнелый оолитовый засолоненный доломит (черное — NaCl, белое — кварц). Окремнение диаэпигенетическое. Нижний кембрий. Восточная Сибирь, Иркутская обл., псс. Половина. Шлиф. $\times 15$, с анализатором. М. Л. Воронова, 1960

Фиг. 2. Окремнелый доломит. Вокруг частично окремнелых оолитов сферолитовые оболочки халцедона. Докембрий. Восточная Сибирь, левый берег р. Курейки. Шлиф. $\times 50$, с анализатором. Из колл. В. И. Драгунова

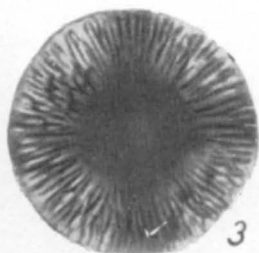
Фиг. 3 и 4. Сингенетические кремнистые солиты (в разрезе). Современный осадок кратерного озера Шин-ун, Япония, провинция Эггу, окрестности г. Татеяма. $\times 150$, с анализатором. К. Jimbo, 1905



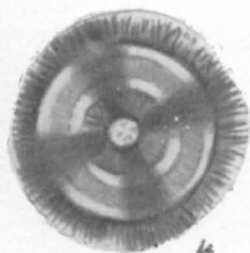
1



2



3



4

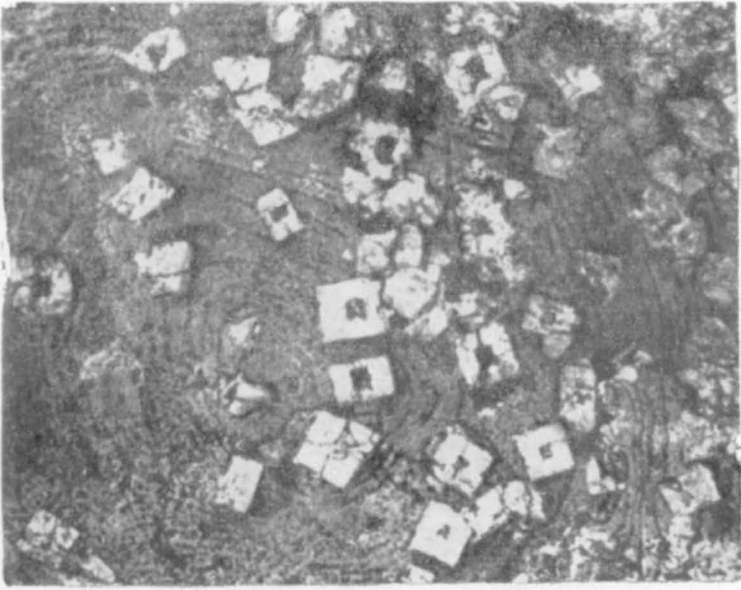
ТАБЛИЦА 101

Следы замещения минералами кремнезема других аутигенных минералов (реликтовые кристаллически-зернистые структуры).

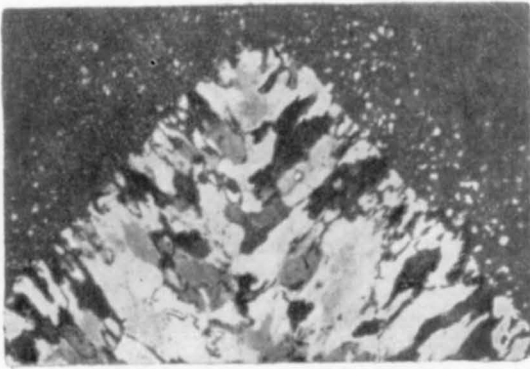
Фиг. 1. Псевдоморфозы кварца по галиту в окаменелом стволе дерева. Третичные отложения. США, штат Орегон, долина р. Виламет. Нат. вел. L. Staples, 1950

Фиг. 2. То же, что и фиг. 1. Псевдоморфозы кварца по галиту в окаменелом стволе дерева. Псевдоморфоза имеет гранобластовую структуру. $\times 25$, с анализатором

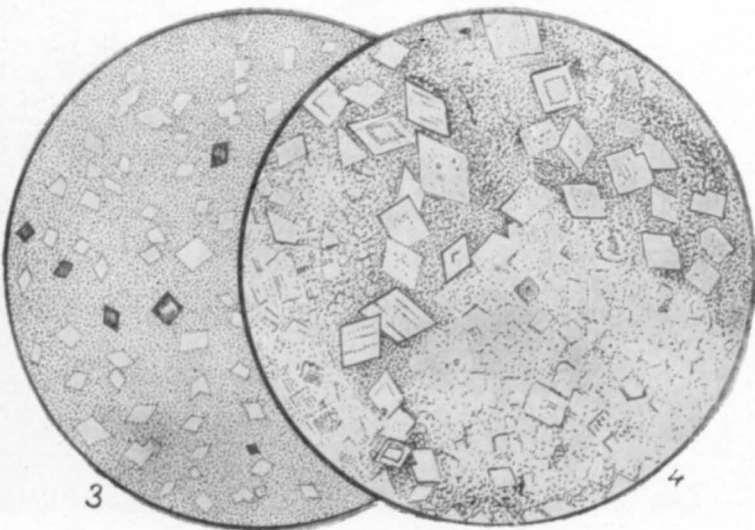
Фиг. 3 и 4. Псевдоморфозы минералов кремнезема по ромбоэдрам сидерита в кремневой конкреции. Фиг. 3 — мелкие бесцветные ромбы, сложенные волокнистым халцедоном в криптокристаллической железисто-кремнистой основной массе. Фиг. 4 — ромбы, сложенные кварцем, содержащие пузырьки и карбонатные включения, в основной массе лимонитизированного кремня. Нижний мел. Англия, графство Сёррей, район г. Гилфорд. $\times 50$. K. Wells, 1947



1



2



3

4

ТАБЛИЦА 102

Фиг. 1. Нацело окремнелая порода с реликтовой обломочно-ооидной структурой доломита и реликтовой спутанно-волокнистой структурой ангидрита (справа, внизу). Нижний кембрий, ангарская свита. Иркутская обл., район р. Кутулик (Гречехан). Шлиф. $\times 30$, с анализатором. Из колл. Я. К. Писарчик

Фиг. 2. Полосчато-окремненный доломит. Кремнистое вещество имеет в основном реликтовую колломорфную структуру. Кембрий, литвинцевская свита. Иркутский амфитеатр, район с. Каймоново. Шлиф. $\times 30$, с анализатором. Из колл. Я. К. Писарчик

Фиг. 3. Каверна в алевритовом доломите, выполненная агатоподобным халцедоном. Слои халцедона в основном параллельны стенкам каверны. Докембрий, билляхская серия. Якутская АССР, р. Котуйкан. Шлиф. $\times 39$, без анализатора. Из колл. В. Е. Милыштейн

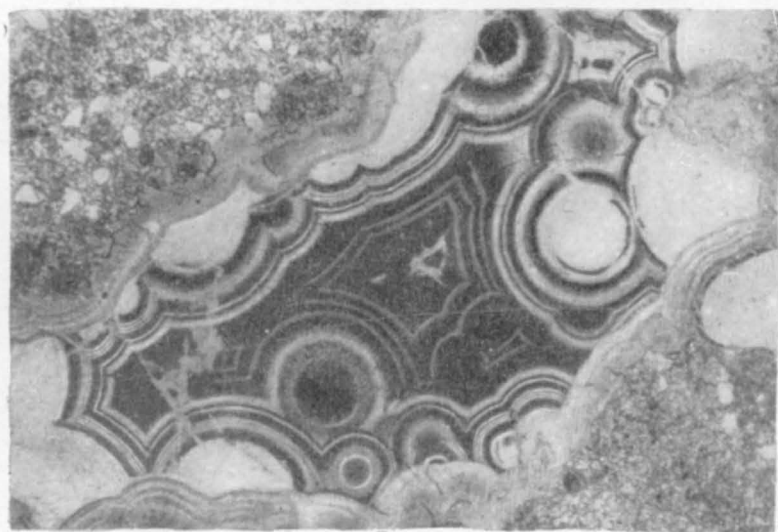
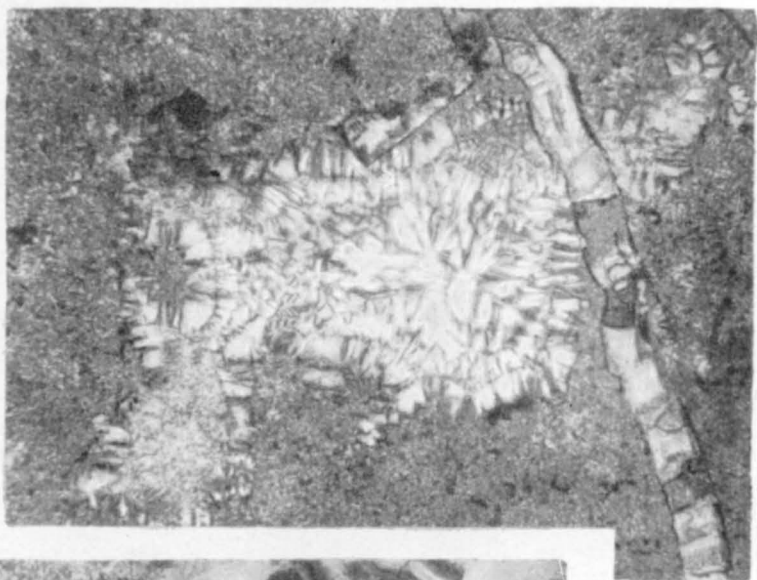
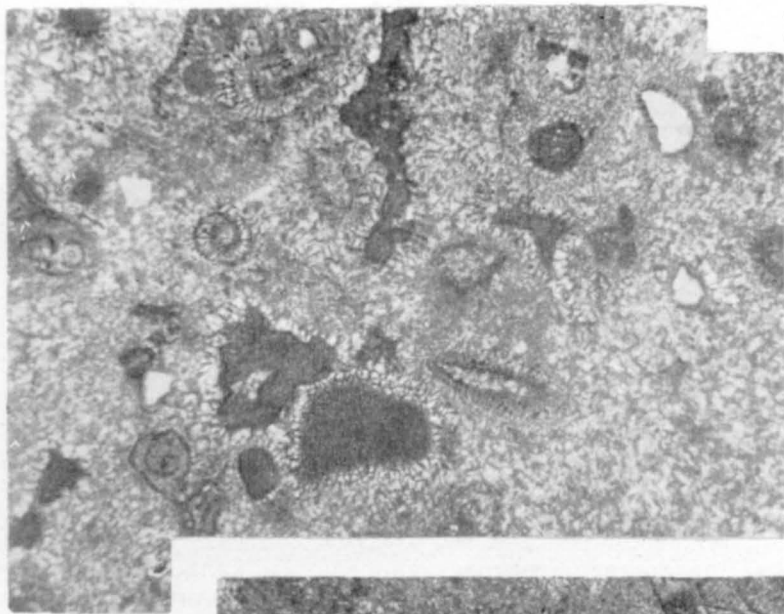
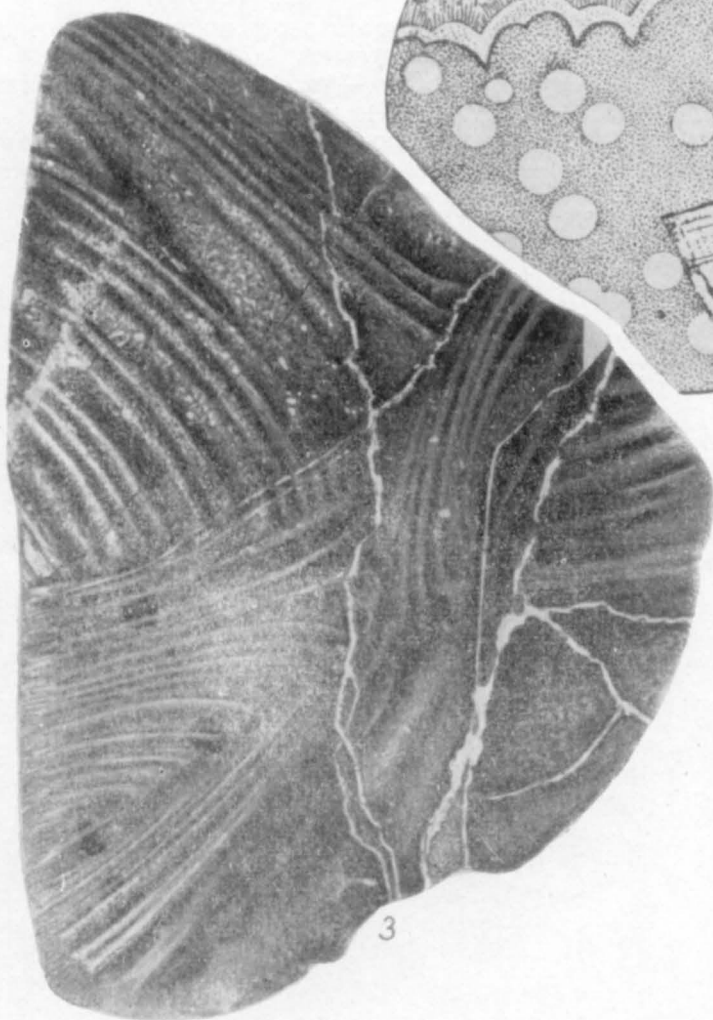
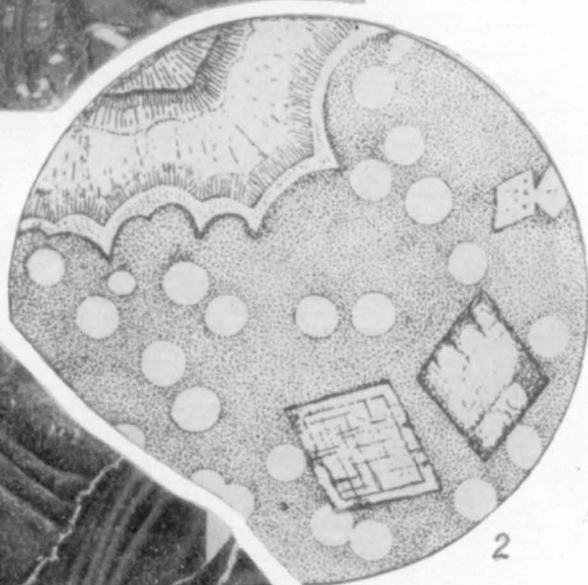


ТАБЛИЦА 103

Фиг. 1. Капсулярная структура кремня. Псевдоморфоза по галиту или пириту в древесине(?). Здесь же встречены кубические кристаллы кварца. Четвертичные отложения. Северная Америка. Шлиф. $\times 50$, без анализатора. F. A. Burt, 1929

Фиг. 2. Псевдоморфозы кварца по ромбоэдрам сидерита в кремневой конкреции. В левом верхнем углу инкрустации из халцедона. Основная масса представлена лимонитизированным халцедоном с округлыми не окрашенными окислами железа пятнами халцедона. Нижний мел. Англия, г. Брестед. Шлиф. $\times 100$. K. Wells, 1947

Фиг. 3. Псевдоморфоза кремня по известнякам, смятым подводными оползнями(?). Кембрий. Восточная Сибирь, р. Урюмкан. $\times 3$. И. И. Катушенков и М. С. Нагибина, 1945



ГИПЕРГЕННЫЕ КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ
(табл. 104—123)

ТАБЛИЦА 104

Фиг. 1. Сферолитовая структура. Зонарные нонtronито-халцедоновые сферолиты, сцементированные тонколепестковым нонtronитом и агрегатным халцедоном. Из коры выветривания змеевиков. Ультраосновные породы палеозойского возраста. Кора выветривания дотоарская. Северный Кавказ, р. Малка. Шлиф. $\times 20$, без анализатора. Д. П. Сердюченко, 1952

Фиг. 2. Деталь шлифа, изображенного на фиг. 1. $\times 90$, без анализатора

Фиг. 3. Сетчато-петельчатая структура в окремненном серпентините. Волокна хризотила полностью замещены халцедоном (*a*); *b* — кварц, *в* — гидрогётит, *г* — магнетит. Юра — нижний мел. УССР, Славгородский район. $\times 79$, с анализатором. Из coll. А. П. Никитиной

Фиг. 4. Псевдоморфозы халцедона по шнурам хризотила. Сетчато-петельчатая структура. Юра — нижний мел. УССР, Славгородский р-н. Шлиф. $\times 46$, с анализатором. Из coll. А. П. Никитиной

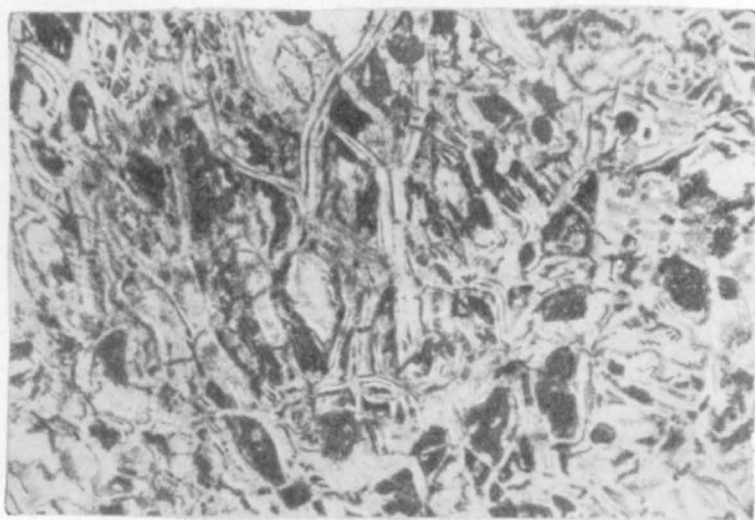
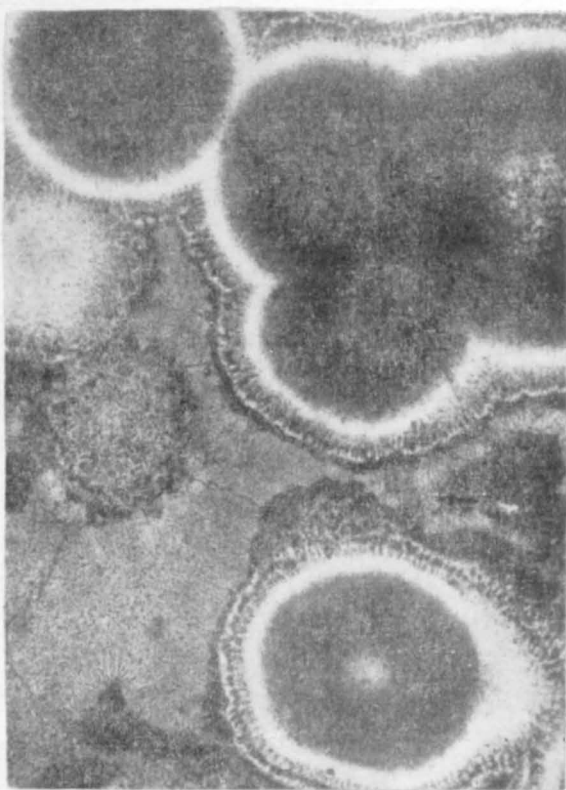
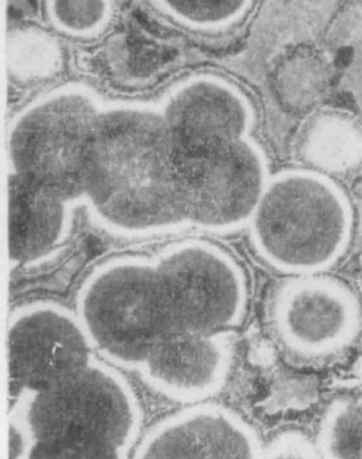
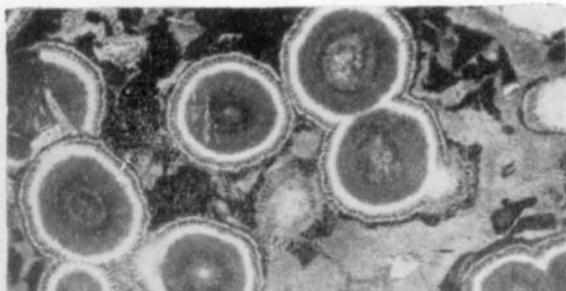


ТАБЛИЦА 105

Фиг. 1. Графическая структура в песчанике с опаловым цементом, образовавшаяся в результате замещения обломков кремнистых пород опалом. Мел. Джезказганская впадина (западный склон нагорья Бетпак-Дала). Шлиф. $\times 200$, без анализатора. Из колл. В. Н. Разумовой

Фиг. 2. Реликтовая сферолитовая структура. Сферолитовая карбонатная порода значительно окремнена. Кальцит замещается мелко-агрегатным халцедоном в зоне окремнения. Дотоарская кора выветривания, развитая на ультраосновных породах палеозоя. Северный Кавказ, р. Малка. Шлиф. $\times 20$, с анализатором. Д. П. Сердюченко, 1952

Фиг. 3. Частичное (селективное) окремнение оолитового известняка докембрийского возраста (улунтуйская свита). Структура реликтовая, оолитовая. Окремнению подверглись только оолиты. Прибайкалье, р. Сарма. Шлиф. $\times 20$, с анализатором. Из колл. В. Н. Доминиковского

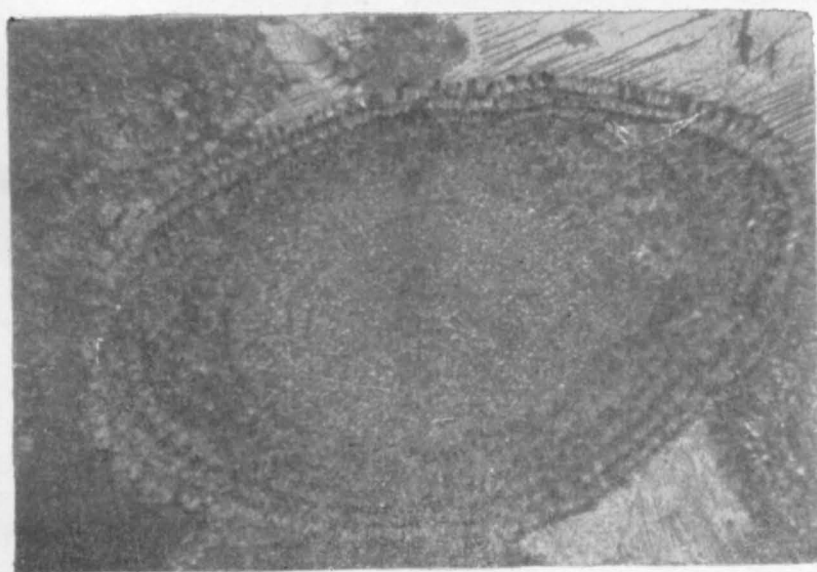
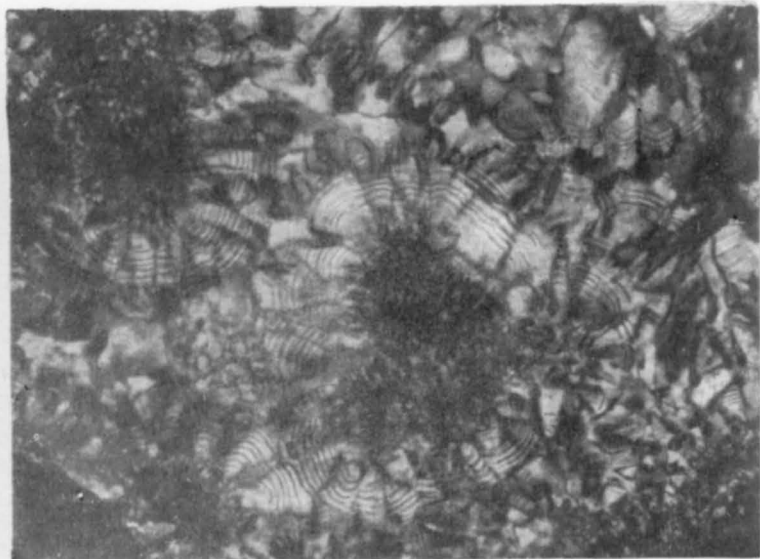


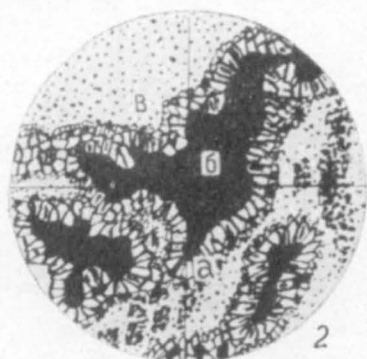
ТАБЛИЦА 106

Фиг. 1 и 3. Кокардовая структура окремнелых амфиболитизированных пироксенитов. Обрастание мелких зерен халцедона крупнозернистым халцедоном. Юра — нижний мел. УССР, Славгородский р-н. Шлиф. $\times 20$, с анализатором. Из колл. А. П. Никитиной

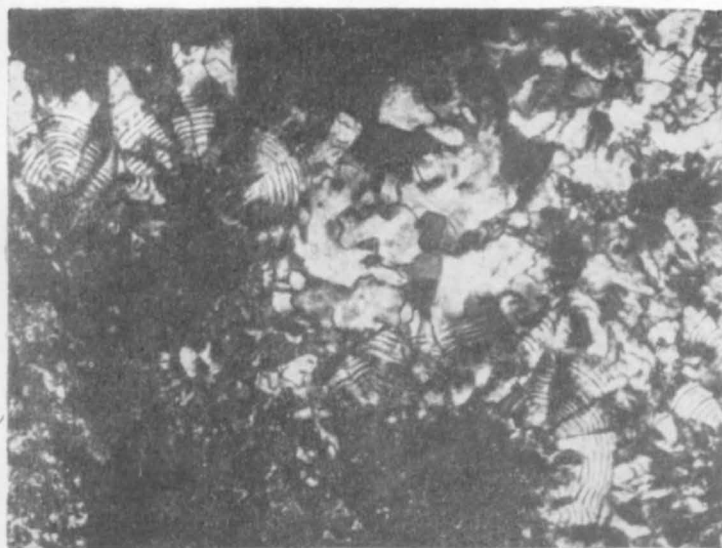
Фиг. 2. Кокардовая структура в окремненном серпентините, образовавшаяся в результате обрастания кусочков нонтронита (б) крупнозернистым (а) и мелкозернистым (в) халцедоном. Юра — нижний мел. УССР, Славгородский р-он. $\times 79$, с анализатором. Из колл. А. П. Никитиной



1



2



3

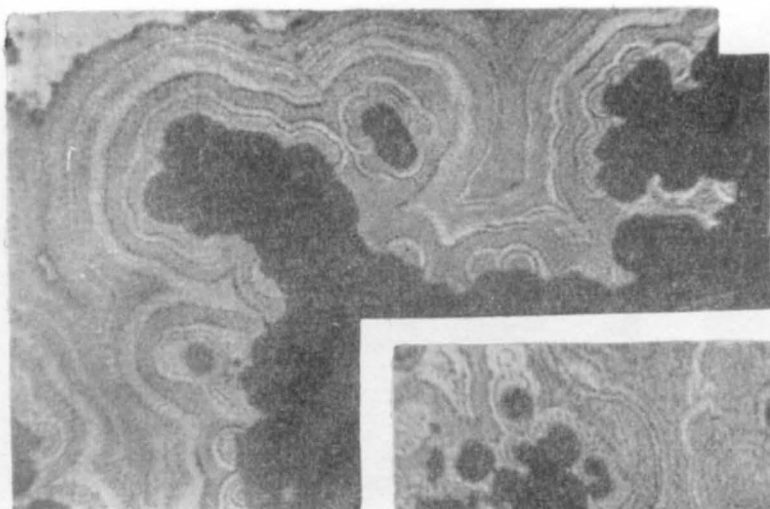
ТАБЛИЦА 107

Фиг. 1 и 2. Сферолито-крустификационная структура. Люсатин и β -кристобалит, ритмически нарастающие на стенках пустот и образующие сферолиты. Мезозойские отложения. Центральный Казахстан, Батыстау. Шлиф. $\times 20$, без анализатора. Из колл. В. И. Степанова

Фиг. 3. Окремненные песчаники. Ритмическая кристаллизация кремнезема в пустотах. Четвертичные отложения. Африка, Намибия. Шлиф. $\times 60$, с анализатором. М. Storz, 1928—1931

Фиг. 4. Вкремнение в пресноводном известняке в коре выветривания четвертичного возраста. Африка, Намибия. Шлиф. $\times 60$, с анализатором. М. Storz, 1928—1931

Фиг. 5. Частично окремнелый доломит. Разнозернистая структура. Наблюдается селективное окремнение наиболее крупнозернистых участков доломита. Участки мелкозернистого доломита не окремнены. Четвертичные отложения. Африка, пустыня Намиб. Шлиф. $\times 15$, с анализатором. М. Storz, 1928—1931



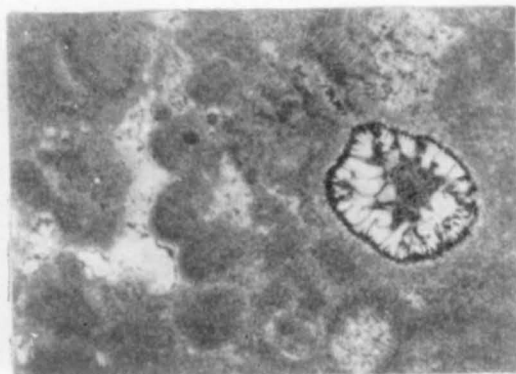
1



3



2



4



5

ТАБЛИЦА 108

Различные формы гипергенных кремнистых образований в пустотах
(фиг. 1—4)

Фиг. 1. Отложения на стенке крупной каверны почковидного халцедона и кварца. Четвертичные образования. Африка, пустыня Намиб. $\frac{1}{2}$ нат. вел. М. Storz, 1928—1931

Фиг. 2. Пластически деформированные халцедоновые сталактиты на поверхности каверны. Четвертичные образования. Намибия, Принцева бухта. $\frac{2}{3}$ нат. вел. М. Storz, 1928—1931

Фиг. 3. Отложения волосовидно-древовидного халцедона на стенках каверны в кристаллических сланцах. Четвертичные образования. Намибия, Принцева бухта. Нат. вел. М. Storz, 1928—1931

Фиг. 4. Столбчатые образования кремнезема на стенках каверны. Четвертичные образования. Намибия, Принцева бухта. $\frac{2}{3}$ нат. вел. М. Storz, 1928—1931

Фиг. 5 и 6. Пеликанит, образовавшийся по граниту. Видны зерна микроклина, в значительной степени замещенные опалом и мелкошуйчатыми глинистыми минералами. Древняя кора выветривания. УССР, Житомирская обл., Володарско-Волынский р-н. Шлиф. $\times 60$. Фиг. 5 — без анализатора, фиг. 6 — с анализатором. Из колл. А. В. Хабакова



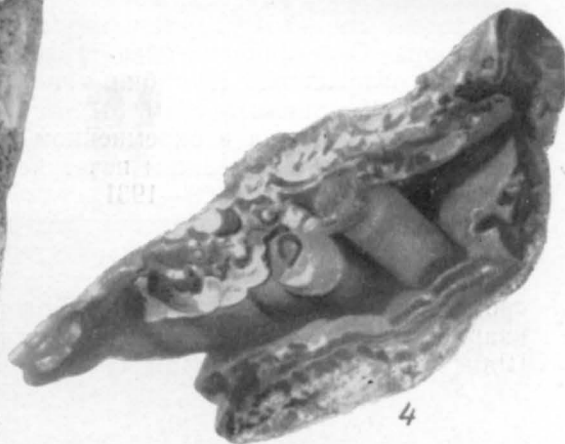
1



2



3



4



5



6

ТАБЛИЦА 109

Фиг. 1. Трещина в окремнелом доломите. По краям трещины тонкие полоски опала (черное), в середине — халцедон. Четвертичные отложения. Намибия (Ромона). Шлиф. $\times 110$, с анализатором. М. Storz, 1928—1931

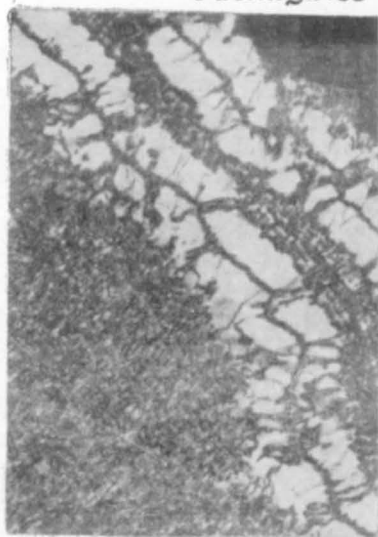
Фиг. 2. Доломитовая брекчия, первоначально ожелезненная, а в дальнейшем окремненная. Трещина в породе (ближе к краям) выполнена розетковидным кварцем, перемежающимся с тонкими прослоями халцедона. Середина трещины также заполнена халцедоном. Четвертичные отложения. Намибия, граница между Möllerfeld и Komet. Шлиф. $\times 60$, с анализатором. М. Storz, 1928—1931

Фиг. 3. Трещина в окремненном серицитовом сланце, заполненная кварцем. Границы трещины нечеткие. Намибия. Шлиф. $\times 110$, с анализатором. М. Storz, 1928—1931

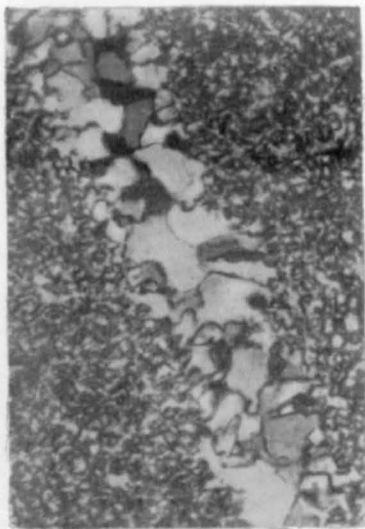
Фиг. 4. Трещина в радиолярите, выполненная халцедоном и кварцем. Халцедон образует очень мелкие стяжения по краям трещины. Ближе к центру трещина заполнена крупными радиально-лучистыми сростками волокон халцедона, в центральной части — разнотернистым кварцем. Нижний мезозой. Приморский край, бассейн р. Кенцухе. Шлиф. $\times 50$, с анализатором. Из колл. Н. С. Забалуевой



1



2



3



4

ТАБЛИЦА 110

Фиг. 1. Спонголит верхнемелового возраста с новообразованиями тонкозернистого халцедона в трещинах. МССР, Северное Приднестровье. Шлиф. $\times 20$, с анализатором. Из колл. Ф. С. Переса

Фиг. 2. Трещина в брекчиевидной железисто-кремнистой породе, заполненная слоистым халцедоном (б) и кварцем (а). Четвертичные отложения. Намибия (Bogenfels). Шлиф $\times 50$. М. Storz, 1928—1931

Фиг. 3. Трещина в кремнистом гелите, заполненная халцедоном. Сферолиты халцедона растут от стенок трещины к центру с обеих сторон. Четвертичные отложения. Намибия (Pomona). Шлиф. $\times 200$, с анализатором. М. Storz, 1928—1931

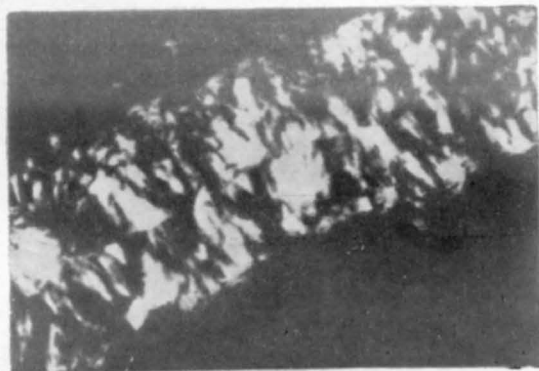
Фиг. 4. Сферолиты халцедона двух генераций и зерна гипергенного кварца (в центре), развивающиеся по трещинкам в верхнемеловом спонголите. МССР, Северное Приднестровье. Шлиф. $\times 45$, с анализатором. Из колл. Ф. С. Переса



1



2



3



4

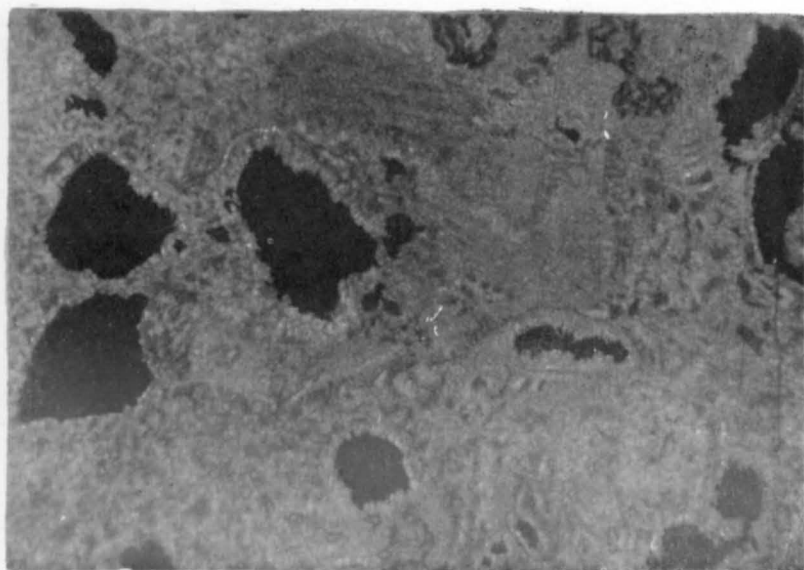
ТАБЛИЦА III

Фиг. 1. Полностью окремненный (окварцованный) оолитовый известняк. Оолитовая структура сохранилась лишь частично. Окремнению подвергался оолитовый известняк докембрийского возраста из улунтуйской свиты. Окремнение предположительно связано с древним выветриванием. Прибайкалье, р. Сарма. Шлиф. $\times 20$, с анализатором. Из колл. В. Н. Доминиковского

Фиг. 2. Полностью окремненный криноидный мергелистый известняк нижнего карбона. Структура разнотельная с неясными, плохо сохранившимися реликтами органогенной. Порода пористая. Время окремнения верхняя юра — альб. Центральный Казахстан, Кокчетав-Улутауский р-н. Шлиф. $\times 25$, с анализатором. Из колл. М. И. Александровой



1

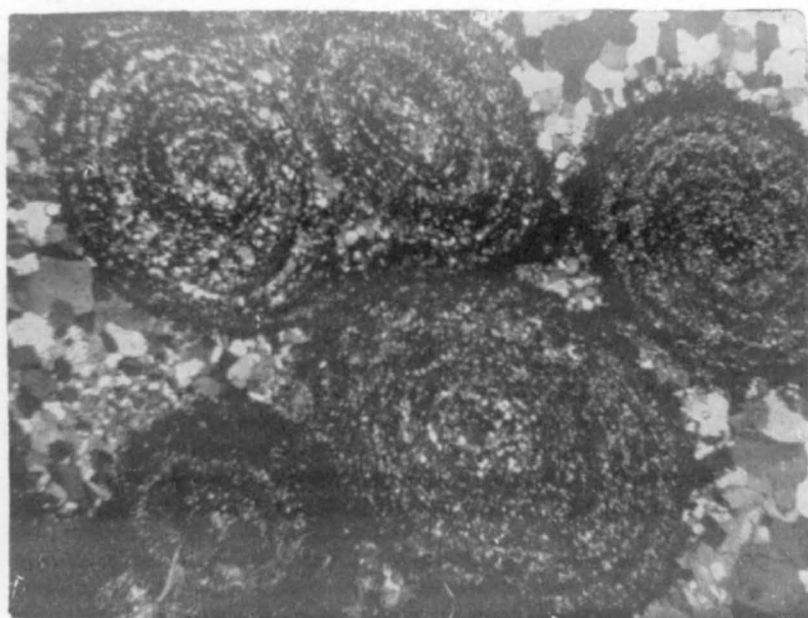


2

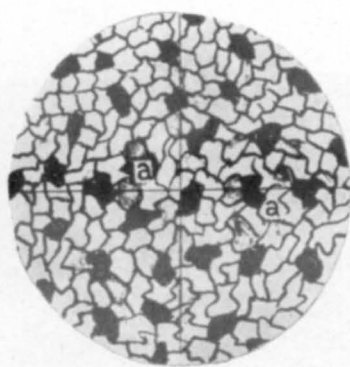
ТАБЛИЦА 112

Фиг. 1. Реликтовая оолитовая структура. Полностью окремнелый (окварцованный) оолитовый известняк докембрийского возраста (улунтуйская свита). Прибайкалье, р. Сарма. Шлиф. $\times 20$, с анализатором. Из колл. В. Н. Доминиковского

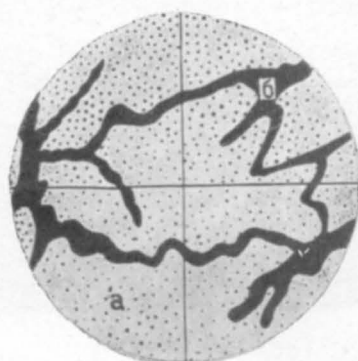
Фиг. 2 и 3. Зарисовки шлифов окремнелых серпентинитов. Фиг. 2 — зернистая структура (*a* — халцедон). Фиг. 3 — гелевая структура (*a* — опал, *b* — гидроокислы железа). Юра — нижний мел. УССР, Славгородский р-н, Славгородское месторождение силикатно-никелевых руд. $\times 79$, с анализатором. Из колл. А. П. Никитиной



1



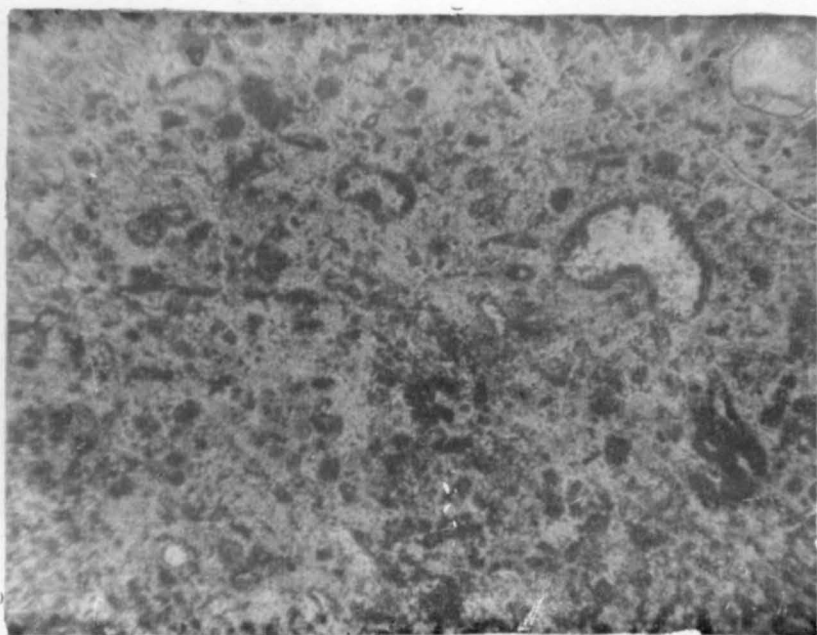
2



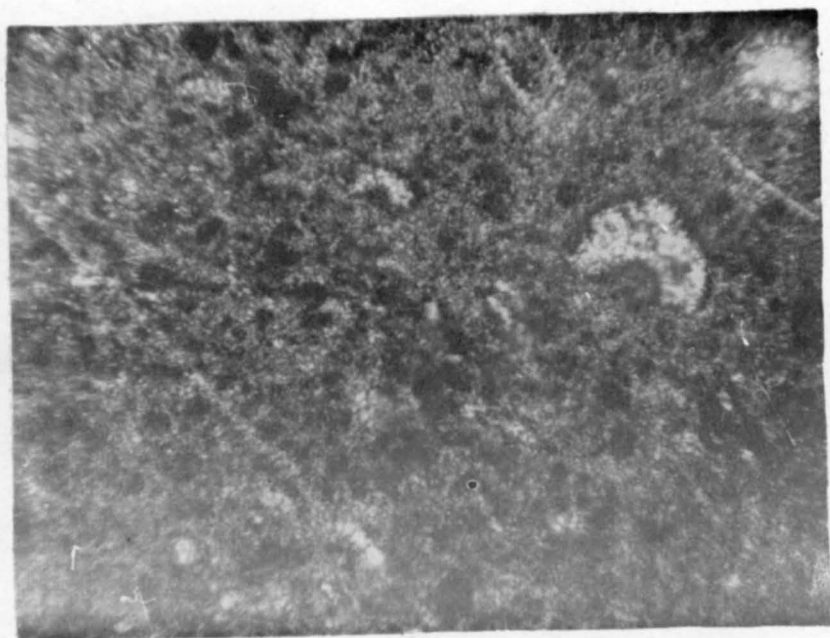
3

ТАБЛИЦА 113

Фиг. 1 и 2. Участок полностью окремненного верхнекаменноугольного органогенного известняка с отдельными реликтами органогенной структуры. Присутствует органическое вещество в виде многочисленных мелких темных сгустков. Окремнение приурочено к коре выветривания неогенового возраста. Башкирская АССР, правый берег р. Зилим, у д. Таш-асты. Шлиф. $\times 35$. Фиг. 1 — без анализатора, фиг. 2 — с анализатором. Из колл. Е. В. Дмитриевой



1



2

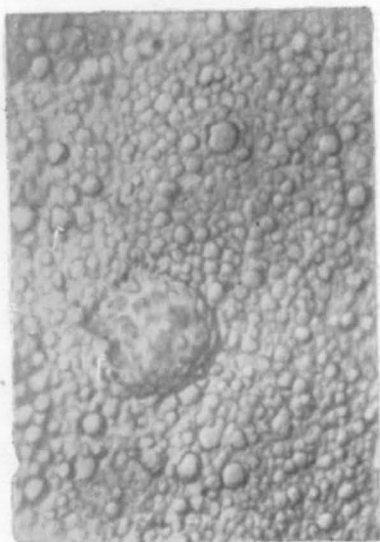
ТАБЛИЦА 114

Фиг. 1. Каплеобразная структура. Поверхность породы покрыта тонкой пленкой каплеобразного халцедона. Четвертичные отложения. Намибия, Принцева бухта. Шлиф. $\times 200$. М. Storz, 1928—1931

Фиг. 2. Образование гиалита на поверхности тонкозернистого песка. Песчаники покрыты обволакивающей их гиалитовой пленкой. Четвертичные отложения. Намибия. Шлиф. $\times 8$. М. Storz, 1928—1931

Фиг. 3. Кварц из коры выветривания с жилкообразными включениями опала (темное). Четвертичные отложения. Намибия (Schwarzkuppe). Шлиф. $\times 35$, с анализатором. М. Storz, 1928—1931

Фиг. 4. Новообразования в коре выветривания — аутигенный кварц в гелевой массе (наблюдаются скелетные формы с зональными включениями). Четвертичные отложения. Намибия (Schwarzkuppe). Шлиф. $\times 170$, с анализатором. М. Storz, 1928—1931



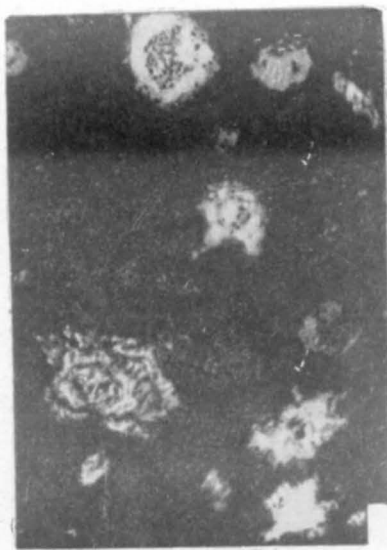
1



2



3



4

ТАБЛИЦА 115

Фиг. 1. Анизотропный опал — форма проявления двойного преломления напряжения. Шлиф. $\times 30$, с анализатором. М. Storz, 1928—1931

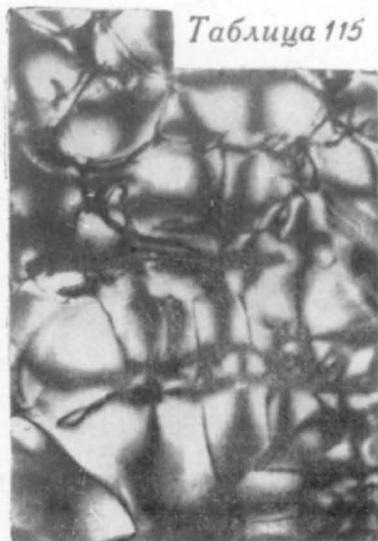
Фиг. 2. Анизотропный характер гяалита, возникший в результате напряжения. Намибия. Шлиф. $\times 8$, с анализатором. М. Storz, 1928—1931

Фиг. 3. Окремнение в коре выветривания. Зерна кварца с неправильными (лапчатыми) очертаниями. Намибия (Granitberg). Шлиф. $\times 65$, с анализатором. М. Storz, 1928—1931

Фиг. 4. Окремнение в коре выветривания. Зерно кварца с расплывчатыми очертаниями, с включениями опала. Намибия (Schwarzkuppe). Шлиф. $\times 380$, с анализатором. М. Storz, 1928—1931



1



2



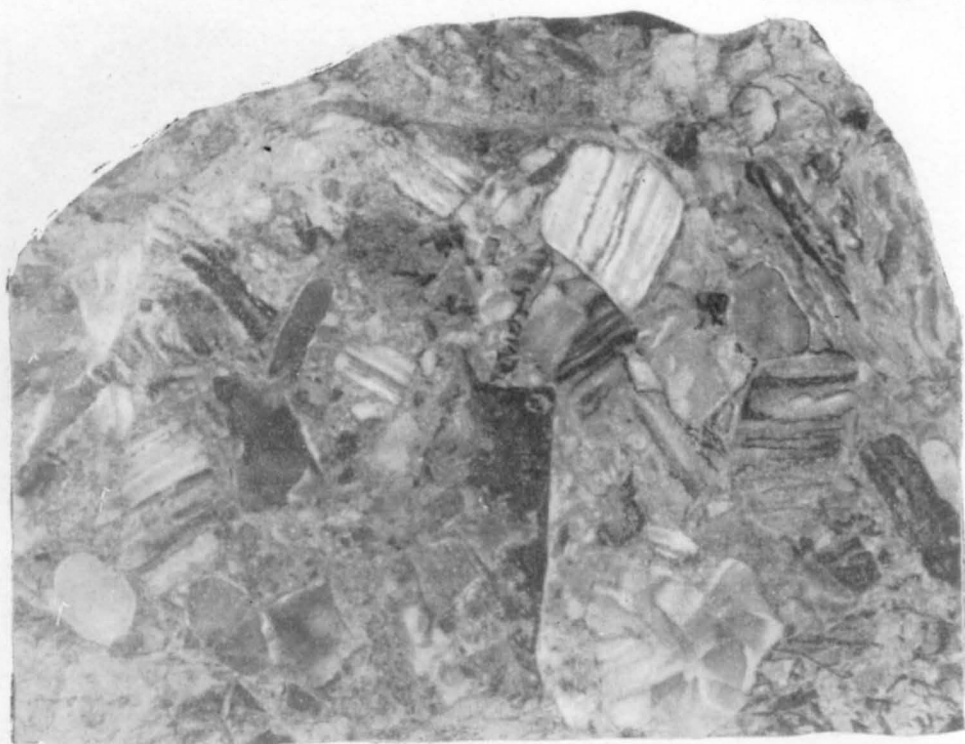
3



4

ТАБЛИЦА 116

Фиг. 1 и 2. Галечно-щебневая структура. Конгломерато-брекчия карстового происхождения, состоящая из обломков конкреций кремня, сцементированных кремнем. Брекчия залегает на контакте карбонатных пород с кремнями миньярской свиты и кластогенными породами ашинской свиты. Докембрий, низы ашинской свиты. Западный склон Южного Урала, р. Нугуш. Нат. вел. Из колл. Ю. Р. Беккера



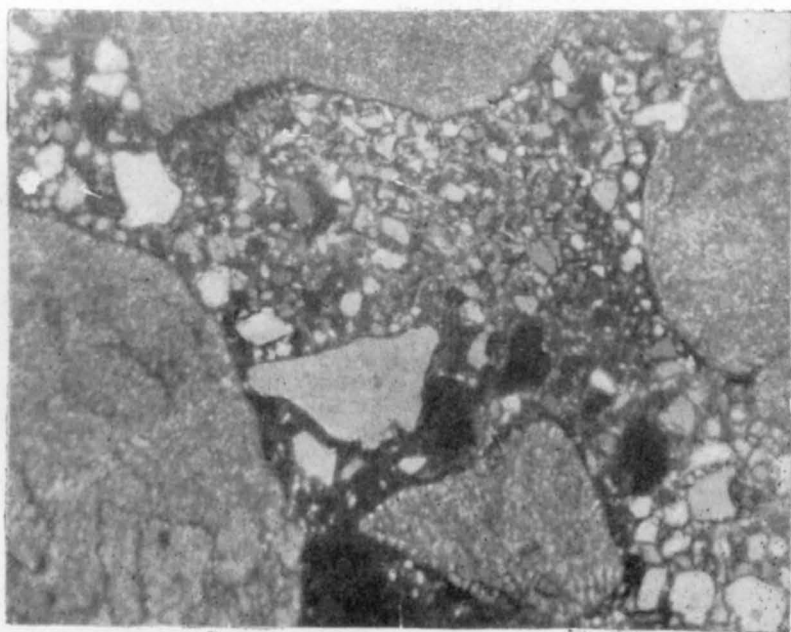
1



2

ТАБЛИЦА 117

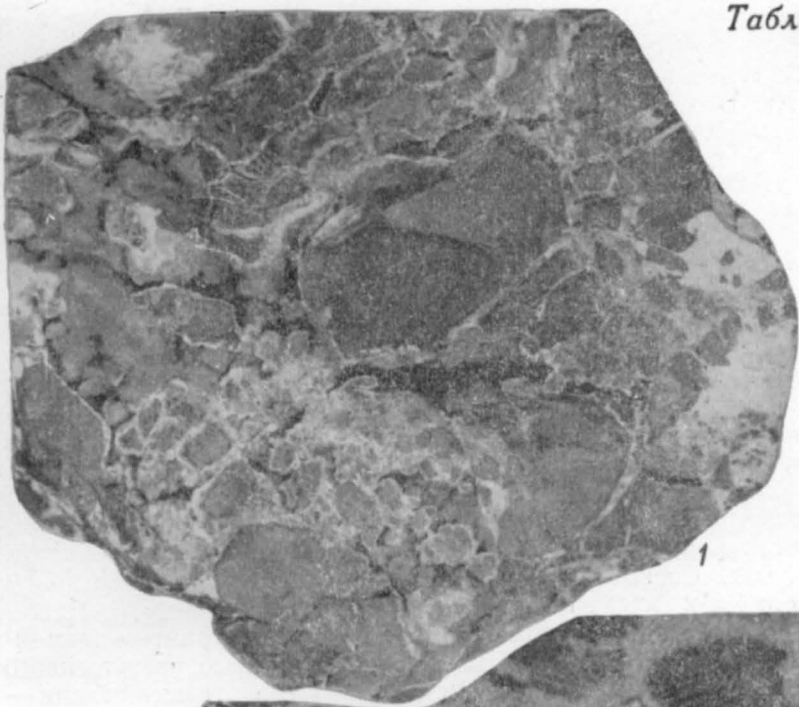
Фиг. 1 и 2. Галечно-щебневая структура. Конгломерато-брекчия, образовавшаяся в коре выветривания. Обломки представлены опалом, халцедоном, кремнем. Цемент разъедания опал-халцедоновый. Заполняющий материал — зерна кварцитовидного песчаника псаммитовой размерности. Мезозой. Северный Казахстан, месторождение Кимперсай. Фиг. 1 — нат. вел.; фиг. 2 — шлиф, $\times 25$, без анализатора. Из колл. И. И. Гинзбурга и И. А. Рукавишниковой



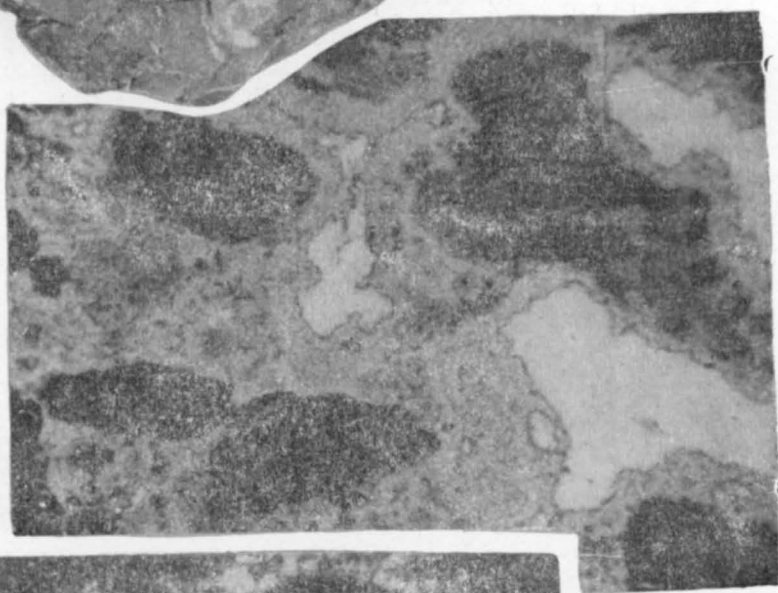
2

ТАБЛИЦА 118

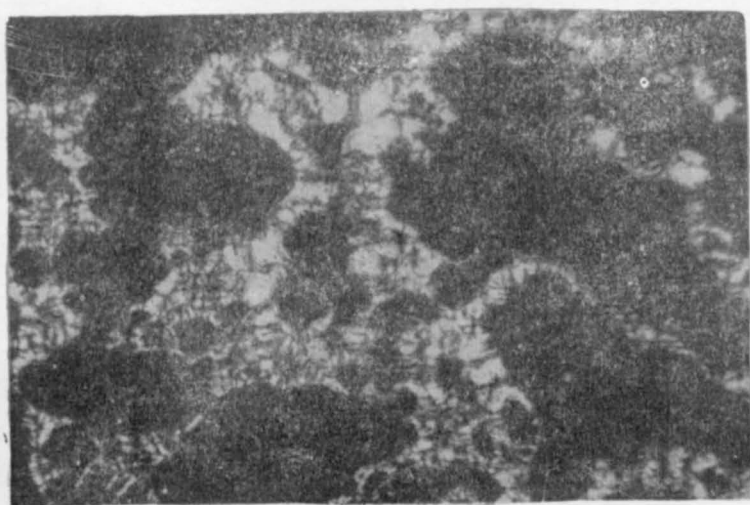
Фиг. 1—3. Брекчия фосфатно-кремнистая, образовавшаяся в коре выветривания. Структура щебневая. Порода сложена обломками фосфорита, сцементированными халцедоном. Структура цемента крустификационная. Белое — поры (фиг. 2). Окремнение четвертичное(?). Южный Урал, Челябинская обл., район г. Аша. Фиг. 1 — нат. вел., фиг. 2, 3 — шлиф, $\times 20$; фиг. 2 — без анализатора, фиг. 3 — с анализатором. Из колл. В. Л. Либровича и Л. М. Музниковой



1



2



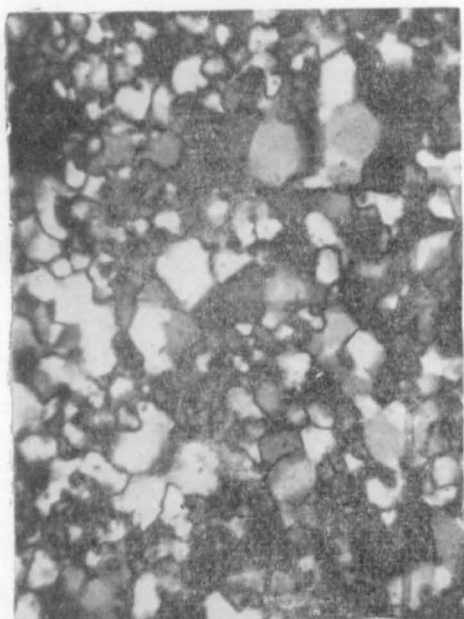
3

ТАБЛИЦА 119

Фиг. 1. Полностью окремненный известняк, подстилающий маршаллит. Челябинская обл., Сосновский р-н, д. Тектубаево. Шлиф. $\times 160$, с анализатором. Из колл. Г. А. Смирнова

Фиг. 2. Зерна кварца, слагающие маршаллит, образовавшийся в процессе дезинтеграции окремненного известняка (см. фиг 1). Характерна угловатая форма зерен и их неровная (изъеденная) поверхность. Челябинская обл., Сосновский р-н, д. Тектубаево. Зерна кварца сняты в жидкости с $n_{1,512} \times 300$. Из колл. Г. А. Смирнова

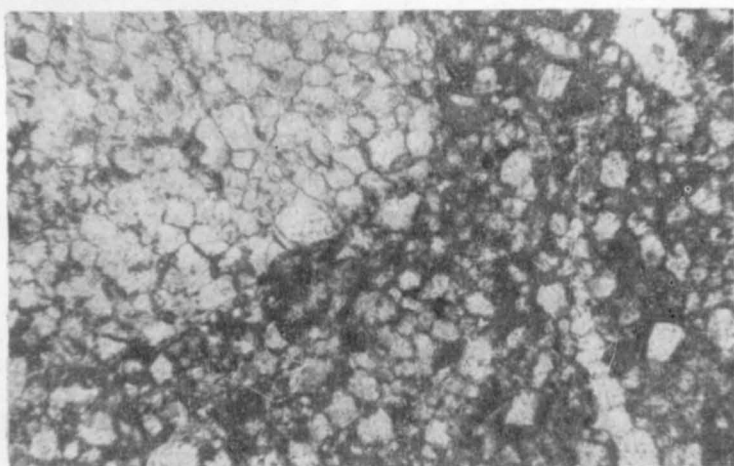
Фиг. 3 и 4. В различной степени выветрелые «кварциты» (окремненные известняки?). Видны участки еще не полностью разрушенного «кварцита» и участки, сложенные продуктами его дезинтеграции — зернами кварца, скрепленными глинисто-железистым веществом. Мезозойская кора выветривания. Красноярский край, Удере́йский р-н, месторождение маршаллита близ г. Раздолинска. Шлиф. $\times 60$, без анализатора. А. М. Цехомский и др., 1964



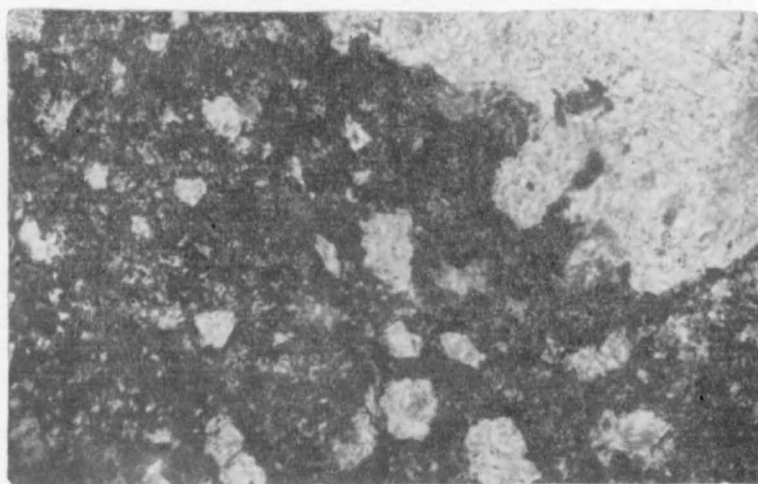
1



2



3

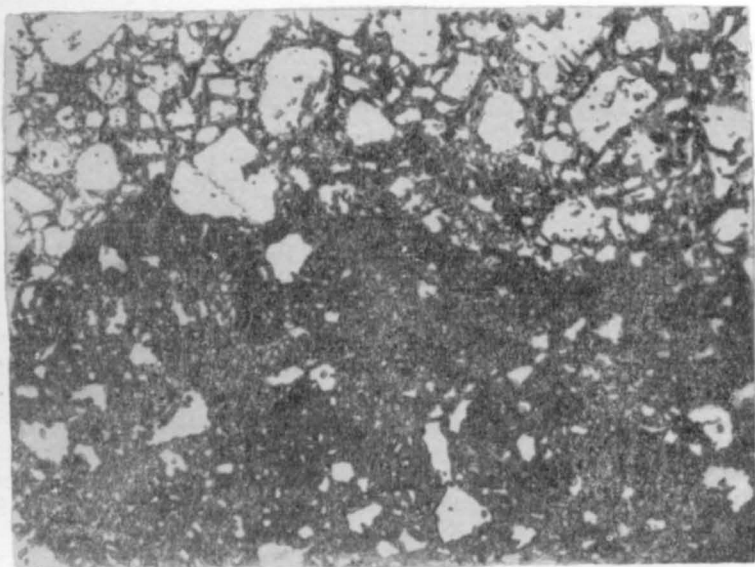


4

ТАБЛИЦА 120

Фиг. 1. Темные сингенетические желваки с зернами обломочного кварца, расположенные вдоль границы со сплошной силькрестовой массой современного возраста (светлый участок в верхней части рисунка). Ниже залегают породы, подвергшиеся выветриванию (пески, контактово-метаморфизованные кварциты). Современные отложения. Южная Австралия (Oodnadatta). Шлиф. $\times 33$, без анализатора. W. O. Williamson, 1957

Фиг. 2. Темные сингенетические желваки и колломорфная структура в силькрестовой породе. В породе имеются каверны, заполненные халцедоном (а). Современные отложения. Южная Австралия (Oodnadatta). Шлиф. $\times 33$, без анализатора. W. O. Williamson, 1957



1



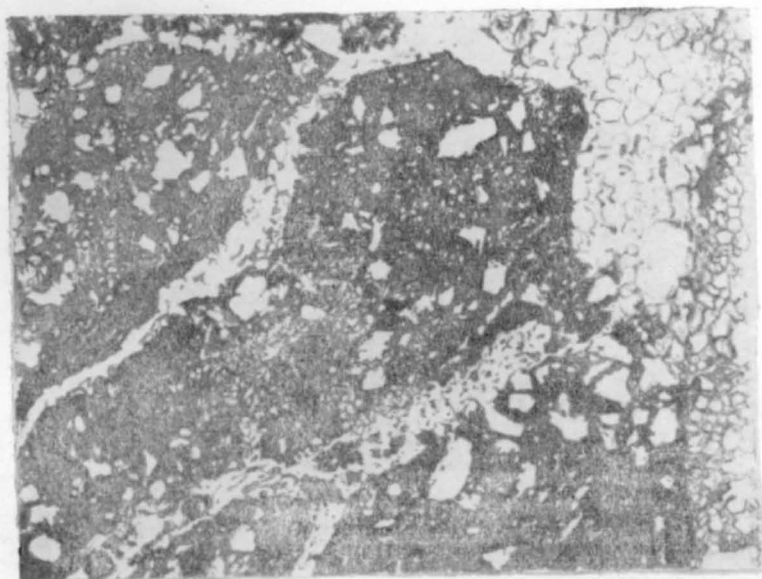
2

ТАБЛИЦА 121

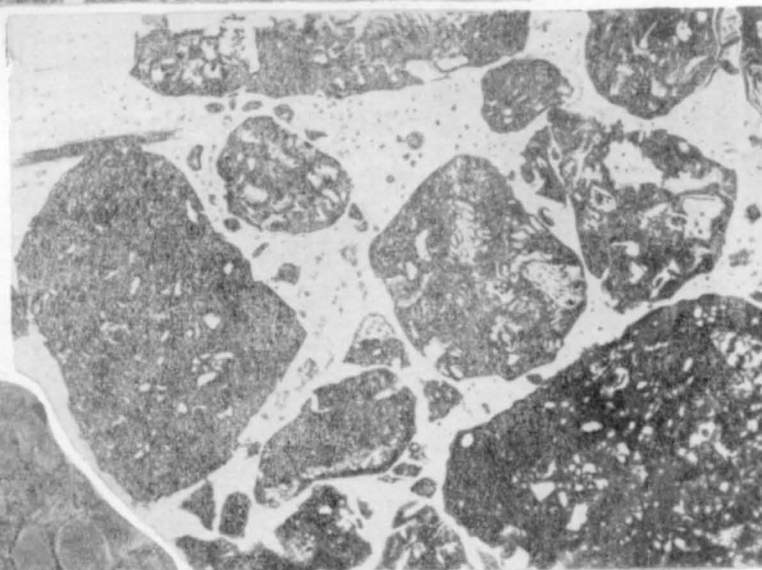
Фиг. 1. Силькрестовая порода, пронизанная светлыми жилками. Жилки представляют собой перекристаллизованные участки породы. Современные отложения. Южная Австралия (Oodnadatta). Шлиф. $\times 33$, без анализатора. W. O. Williamson, 1957

Фиг. 2. Силькрестовая брекчия с халцедоновым цементом. Современные отложения. Южная Австралия (Oodnadatta). Шлиф. $\times 19$, без анализатора. W. O. Williamson, 1957

Фиг. 3. Породы из коры выветривания, состоящая из концентрически-слоистых кремнистых желваков и песчано-кремнистого цемента. Четвертичные отложения. Намибия. Нат. вел. M. Storz, 1928—1931



1



2



3

ТАБЛИЦА 122

Фиг. 1 и 2. Ритмически-слоистые гелиты из коры выветривания. Слоистость подчеркивается присутствием ожелезненных прослоев. Четвертичные отложения. Намибия (Pomona). Нат. вел. М. Storz, 1928—1931

Фиг. 3. Слоистая текстура в карбонатной породе, подвергшейся селективному окремнению (выступающие участки — кремнистые, углубления — карбонатные породы). Четвертичные отложения. Африка, пустыня Намиб. $\frac{1}{2}$ нат. вел. М. Storz, 1928—1931

Фиг. 4. Реликтовая слоистая текстура. Полностью окремненный серицитовый сланец, участками сохраняющий первичную слоистость, большей частью не нарушенную в процессе коррозии и окремнения. Кремнисто-железистая масса образует кольца лизеганга, пересекающие слоистость. Четвертичные отложения. Намибия (Wanderfelder). $\frac{1}{2}$ нат. вел. М. Storz, 1928—1931



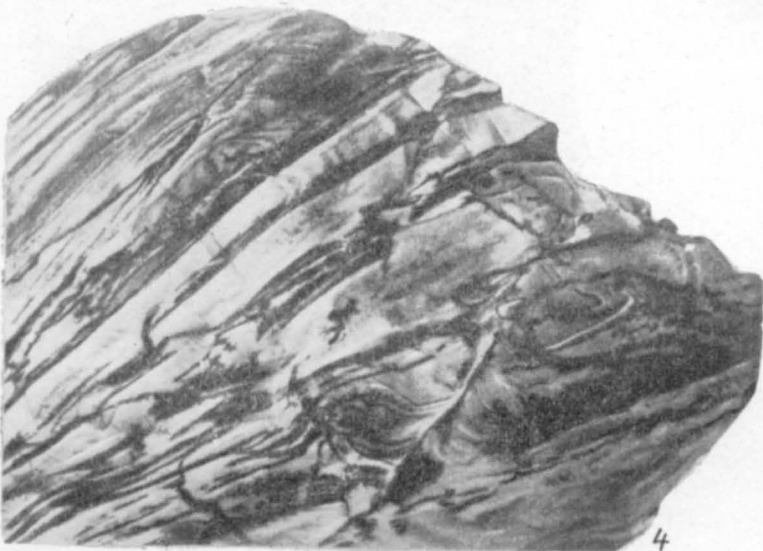
1



3



2



4

ТАБЛИЦА 123

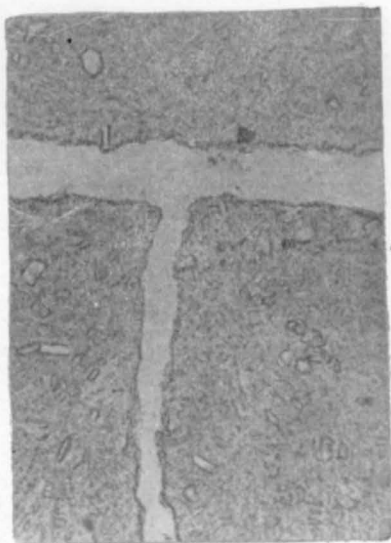
Фиг. 1. Трещины дегидратации в гелите. Четвертичные отложения. Намибия (Ромпоа). $\frac{2}{3}$ нат. вел. М. Storz, 1928—1931

Фиг. 2. Трещины усыхания в брекчированном зернистом опале с примесью обломочных зерен. Четвертичные отложения. Шлиф. $\times 60$, без анализатора. М. Storz, 1928—1931

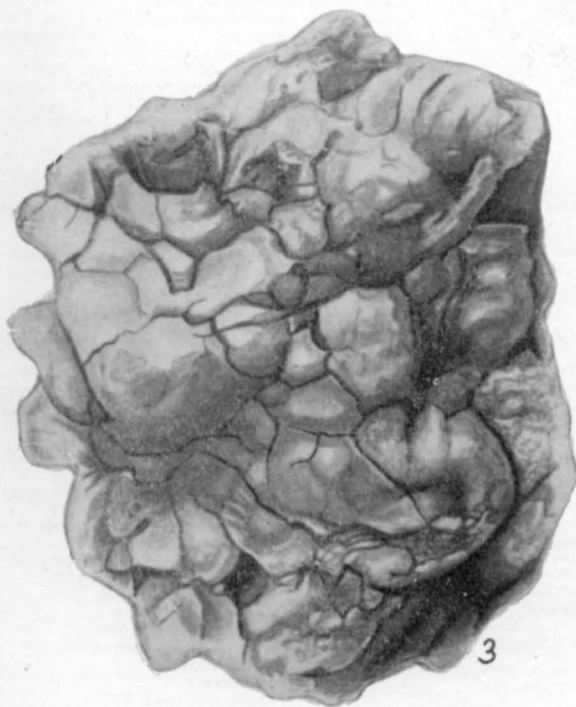
Фиг. 3. Опал с трещинами дегидратации. Оренбургская обл., Орско-Халиловский р-н. Нат. вел. Ф. В. Чухров, 1955



1



2



3

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ¹

- Агат 44, 49, 57
 Алевролит 53
 Алевропесчаник силицитовый 226
 Аргиллит кремнистый 48, 178
 Ассоциации вулканогенно-кремнистые 9
- Берберит 65**
 Брекчия (и) внутриформационные 54
 — кремнистая 54, 228
 — окремненная доломитовая 306
 — силккестовая 330
 — сингенетическая 54
 — тектоническая кремнистая 236
 — фосфатно-кремнистая 324
- Витроаргиллит 48**
 Витромергель 48
 Вкремнение 66, 302
 Водоросли диатомовые 23, 29, 30
 — кремневые жгутиковые 34
 Выделения кремнезема в трещинах 66
 — натечные 65
- Воды гейзерные 11
- Галечник 54
 Гальмиролиз 45, 57
 Гейзерит 16
 Гексактины 142
 Гелиотроп 49
 Гелит кремнистый 308
 — ритмически-слоистый 332
 Генезис новакулитов 22
 Гиалит 52, 65, 316
 — анизатропный 318
 Гиероглифы 26, 106
 Гистрихосфериды 180
 Глиptomорфозы 26
 Гравелит 226
 Гравелито-песчаник силицитовый 224, 232
 Граувакка кремнистая 100
 Гуматы 10
 Газ(ы) 39, 40
- Дайка непуническая 98
 Деформация тектоническая остатков кремневых организмов 270
 Джеспилиты 16, 39
 Диатомит(ы) 9, 16, 25, 29, 94, 118, 120, 124, 126
 — алевроито-глинистый 124, 126
 — микрослоистые 33
 — морской 33, 120
 — озерно-болотные 33
 — опаловый 122
 — пресноводный 33, 122
 — сильноалевроитовый 118
 Динофлагеллаты 182
 Дислокации оползневые 55
 Джеспелиты 16
 Доломит(ы) окремненный 102, 302
 — — оолитовый засолоненный 288
 Доломит(ы) полосчато-окремненный 292
 — строматолитовый 102
 Древесина окремненная 63, 232, 274, 276
 Дресвяник силицитовый 224
- Желваки окремненные онколитовые 280**
 Железо 12, 45
 Жеода(ы) 46, 57, 260
- Закрутки 27
 Закрутыш 55, 110
 Замещение селективное 286
 Знаки ряби 26, 104
- Иглы радиолярий 35, 172**
 Известняк(и) 46
 — окварцованный 67
 — окремненный оолитовый 312
 — — криноидный мергелистый 310
 — окремненный 326
 — — (окварцованный) оолитовый 310
 — — органогенный 314
- Ил(ы) диатомовый 116**
 — кремнисто-железистые 13
 — радиоляриевый 168, 170
 Инкрустация минералами кремнезема 61
 Инфузорная земля 36
- Карнеол 49**
 Кварц 41, 49, 202, 204, 216, 274, 286, 304, 316, 326
 — аутигенный 316
 — -халцедонолит 16
 Кварцевый порфир 46
 Кварцит(ы) 46, 195, 326
 Кварцит(ы) поверхностные 67
 Керолит-магнезит 65
 — опал 65
 Классификация диатомовых пород 32
 — опаловых кремнистых пород 32
- «Колобки» 27**
 Кольца лизеганга 332
 Комплекс диатомей океанический 31
 — — пелагический 31
 — — неритический 31
- Конгломерат(ы) 53, 54**
 Конгломерато-брекчия 320, 322
 Кондуит 108
 Конкреционные образования 48
 — — кремнистые в коре выветривания 67
- Конкреция(и) 16, 250, 254**
 — гипергенная 260
 — диагенетическая сложной формы 240
 — — диагенно-гипергенная 57, 256
 — — — кремневая 258
 — — — заполнения 57
 — — — коры выветривания 57
 — — — кремневые 240, 280
 — — — кремня 284
 — — — криптокристаллической структуры 252
 — — — линзовидно-пластовые 256
 — — — линзовидные 58
 — — — мешковидной формы 246
 — — — неправильной формы 59
 — — — овальной формы 59
 — — — округлая 242
 — — — палочковидная 240
 Конкреция(и) пластово-линзовидная 248
 — — — пластовые 59
 — — — почвенные 57
 — — — сингенетичные 240

¹ В предметный указатель включены тер-
 мины, имеющие отношение к кремнистым по-
 родам.

— сучковатой формы 244
 — халцедоновая 254
 Кора выветривания 11, 64, 302
 Корки аутигенного кремнезема 57
 Кремнезем биогенный 14
 — силицитов 14
 — хемогенный 14
 Кремнекислота 12
 Кремня 16
 Кремнистые морские толщи 14
 Кремнистый сланец 222
 Кристобалит 41, 49
 — α 49, 65, 150, 154
 — β 65, 302
 Крустификации 65
 Лавы 10
 Лидит 16, 17, 47, 53, 88, 98, 198, 202, 206
 Люсатин 302
 Люсатит 65
 Лютецит 65
 Марганец 12, 45
 Маршаллит 18, 21, 22, 67
 Материал пирокластический 10
 Мергели 46
 Методика многократной статистической корреляции содержания малых элементов 11, 15
 Механоглифы 106
 Микростилолит 114
 Микроструктура кавернозная 256
 — пятнистая 258
 — сгустковая 178
 — слоистая агатоподобная 57
 Новакулит(ы) 18, 22, 53
 — арканзасские 50
 Образование(я) агатоподобные кремнистые 272
 — волосовидно-древовидные 66
 — кремнистые вторичные 21
 — — метаморфические 17
 — — седиментационные 17
 — — эпигенетические 17
 — кремня сгустковые 278
 — опок 39
 — почковидные 66
 — сталактитовые 66
 — стилолитовые 67
 — столчатые 66, 304
 — трепелов 39
 Окварцевание 65
 Окременное ядро ежа 270
 — — морского ежа 114
 Окременные стволы деревьев 59
 — угольные почки 63
 Окременение в коре выветривания 318
 — динамическое 66
 — не прямое 66
 — однородное 66
 — поверхностное в почвах 65
 Окременение разнородное 66
 — селективное 66, 232
 — статическое 66
 Оникс 49
 Оолит(ы) сингенетические кремнистые 288
 — халцедоновый 284
 Опал 53, 65, 156, 204
 — анизотропный 318
 — глобулярный 36, 65, 156, 160, 162, 166, 204
 — гомогенный 65
 — зернистый 65
 Опализация 65
 Опалолиты 16
 Опока(и) 16, 36, 40, 53, 59, 94, 152, 154
 — губковые 37
 — песчаная 158
 — сингенетические 37
 — слабопористые 152
 — эпигенетические 37
 Оползни подводные 64
 Организмы сверлящие 272
 Осадки кремнистые полифацальные 15
 — — современные 12
 Осаждение кремнезема химическое 12
 Остатки диатомей 122
 — кремневых организмов 12

Панцири диатомей 30
 Пеликанит 65, 304

Пеплы 10
 Песчаник(и) 53, 54
 — силицитовый 226
 — окременный 302
 Планктон диатомовый 31
 Пласт 16
 Порода(ы) брекчневидная железисто-кремнистая 308
 — гипергенная кремнистая 296
 — глинистые 24
 — кремнистая(ые) ленточная 23
 — — лимонитизированная 98
 — — микрослонистая 23
 — — онколитовая 280
 — — псевдообломочная 230, 234, 236, 238
 — кремнисто-карбонатная 96
 — — углистые 24
 — — вторичные 14
 — — гипергенные 21
 — обломочная карбонатно-кремнистая 226
 — — кремнистая 224
 — опаловая 29, 158
 — опалово-халцедоновая 156
 — — силькестровая 328, 330
 — халцедоново-опаловая 146, 152, 156, 158, 160, 162, 164
 — яшмовидная 100, 208
 Порцелланит 22
 Продуктивность диатомового планктона 31
 Прожилки 16
 Происхождение биогенно-химическое 12
 — кремнезема силицитов биогенное 12
 — кремнистых осадков смешанное 1
 — — пород континентальное 17
 — — морское 17
 — — стилолитовых текстур 27
 Прокремнение 61, 66
 Прослой четковидный 58
 Псевдобрекчия силицитовая 54, 55
 Псевдоконгломераты 54, 55
 Псевдоморфоза(ы) 14, 21, 63
 — — заполнения 64
 — — кварца по галиту 230
 — — — пириту 62
 — — ромбоэдрам сидерита 294
 — — кремнезема 64
 — — кремня по известнякам 294
 — — — членам криноидей 262
 — — минералов кремнезема 59, 61
 — — по галиту 62, 294
 — — оолитам 285
 — — остаткам кораллов 262
 — — пириту 294
 — — сидериту 294
 — — спиккулам губок 252
 — — фораминиферам 252
 — — халцедону 236
 Псевдоолит кварцевый 284
 Радиолариевая земля 40
 Радиоларит 14, 16, 40, 59, 110, 150, 174, 176, 184
 — — глинистый 178
 — — рассланцованный 270
 Радиолария(и) 23, 40, 42, 45, 170, 172, 178, 184, 202
 — — деформированная 270
 — — стенобатные 42
 — — эврибатные 42
 Разновидности кремнезема кристаллического 41
 Растворимость кварца 13
 Растворимость кремнекислоты 13
 — панцирей диатомей 31
 Ритмиды кремнисто-карбонатные 25
 Ритмы в слоистых толщах диатомитов 25
 Роговики 47
 Секрции 57
 Септария кремневая 242
 Сердолик 49
 Серпентинит окременный 312
 — окременный 296, 300
 Силиколиты 16
 Силикофлагеллаты 34, 132, 182
 — — морские 132
 Силицит(ы) 14, 67
 — — вторичные 46
 — — геосинклинальные 9
 — — кварцевые 44

— радиоляриевые кристаллические 18
— — опаловые 18
— — халцедоново-опаловые 18
— халцедоновые 44
Силккрыты 21
Скелеты радиолярий 14, 29
Сланец глинисто-кремнистый 48, 106, 112
— кремнисто-глинистый 48
— — битуминозный 104
— кремнистый 44, 47, 48, 53, 198, 200, 202
— метаморфический 46
— окремненный серицитовый 332
— слабокремнистый глинистый 48
Сланец углисто-кремнистый 98, 108
Следы деформации 266
— жизнедеятельности илосодов 282
— капель дождя 26
— коррозии 26
— струй стекания 26
Слепок струй течения 106
Слоистость волнистая 188
— горизонтальная 23
— диагенетическая 24
— линзовидная 188
Спикулы губок 29, 35, 140, 142, 146, 152, 156, 158, 164, 172
— — однолучевые 35
— — четырехлучевые 35
— — шестилучевые 35, 142
— — якоревидной формы 35
Спонгиты 34
Спонголит(ы) 16, 34, 59, 100, 134, 136, 138, 308
— опалово-халцедоновый 140
— халцедоново-опаловый 146
— халцедоновый 136
Стадия окремнения остатков морских ежей 272
Сталактиты халцедоновые 304
Сталактитовый шов 114
Структура(ы) алевропсаммитовая 226
— аморфная (глобулярная) 41
— брекчиевидная 46, 208
— водорослевая 102
— галечно-щебневая 320, 322
— гелевая 312
— глобулярная 41, 59, 148, 150, 204, 254
Структура(ы) гравийнопсаммитовая 224
— гранобластическая 46
— гранобластовая 196
— графическая 66, 298
— древесная 224
— замещения 46
— зернистая 312
— инкрустационная 57
— каплеобразная 316
— капсулярная 62, 294
— кокардовая 66, 300
— колломорфная 45, 48
— кольцевидная 268
— конкреционная 204
— конформная 67
— концентрическая 60
— криптогенные 46
— криптокристаллическая 20, 22, 41, 46, 98, 100, 114, 190, 192, 194, 202, 208
— — смешанная 252, 254
— кристаллически-зернистая 204
— — полнокристаллическая 48
— кристификационная 46, 66
— мелкозернистая 196
— микрогранобластовая 92, 100
— микрозернистая 41, 46
— неполнокристаллическая 52
— новакулитовая различной зернистости для яшм 46
— окремневшего дерева 278
— оолитовая 310
— опала 36
Структура(ы) опала гомогенная 36
— — зернистая 36
— органогенная 20, 118, 124, 126, 134, 136, 146, 174, 176, 178, 184, 190, 206, 254, 314
— органогенно-детритовая 118, 124
— — (фитогенная) 30
— — обломочная 118
— панирей диатомей 130
— пелитовая 154
— поверхности литоидная 52
— — петельчатая 52
— — псевдоглобулярная 52

— — скола кремнистого сланца переходная от псевдоглобулярной к округлопетельчатой 220
— — переходная от петельчатой к субновакулитовой 222
— — петельчатая 218
— — субновакулитовая 222
— — опала округлопетельчатая 220
— — фтанита литоидная 218
— — псевдоглобулярная 218
— — субновакулитовая 222
— — халцедона угловато-петельчатая 220
— — яшмы крупнозернистая новакулитовая 216
— — мелкозернистая новакулитовая 214
— — микрозернистая — 214
— — — — — 214
— — — — — 214
— — — — — 216
Структура(ы) поверхности ячеистая 52
— порфиروبластовая 294
— разнотернистая 66, 196, 256, 258, 302, 310
— реликтовая 59, 63, 102, 252
— — водорослевая 280
— — диатомей 148
— — колломорфная 292
— — кристаллически-зернистая 290
— — обломочно-оолитовая 292
— — оолитовая 66, 284, 288, 298, 312
— — органогенная 66, 150, 156, 184, 190, 192, 202, 264
— — спутанно-волокнистая 292
— — сферолитовая 66, 298
— — сетчато-петельчатая 66, 296
— — скрытокристаллическая 92, 178
— — смешанная органогенная 20
— — среднетернистая 196
— — сферолитовая 66, 196, 258, 260, 296
— — сферолито-кристификационная 302
— — тонкозернистая 194
— — туффитовая 178
— — ультракристаллическая окремневшей древесины 274
— — цемента кристификационная 324
— — электрономикроскопические — —
— — — — — мелкозернистая 51
— — — — — микрозернистая новакулитовая 51
— — — — — неравнозернистая 51
— — — — — равнозернистая 51
Структурный(е) тип(ы) поверхности кремнистых пород 50
Структурный(е) тип(ы) поверхности кремнистых пород гладкоблоковый 50
— — — — — губчатый 50
— — — — — новакулитовый 50
— — — — — промежуточный 50
Сферозоматиты 180
Сферолит 57, 302
— кварцевый 268
— халцедона 308
Текстура(ы) брекчиевидная 110
— колломорфная 108
— концентрически-слоистая 21
— массивная 21
— микрослоистая 108, 202, 254
— на поверхностях напластования 26
— подводного оползания 26
— подводнооползневая 108, 110
— полосчатая 234
— пористая 21
— пятнистая 98

- реликтовая слоистая 21, 332
- стустковая 126
- слоистая 21, 67, 90, 96, 98, 100, 112, 114, 202, 332
- стилолитовые 27
- тонкослоистая 90, 92, 94, 96
- трубчатая 21
- узловатая 200

Тип поверхности кремнистых пород под электронным микроскопом 210

- — скола губчатый 210
- — — новацилитовый 51, 210, 212
- — — промежуточный 210

Тип поверхности скола субновацилитовый 208

Толща туфо-кремнистая 15

Трепел(ы) 9, 16, 34, 36, 59, 148, 150

- радиоляриевый 150
- спонгиозный 150

Трещина(ы) дегидратации 334

- синерезиса 27, 55, 230, 246
- усыхания 26, 104, 334

Туф(ы) кремнистые 14, 49

Туффит кремнистый 21, 49, 178

- радиоляриевый 41
- яшмовый 51

Фациальные особенности кремнистых пород 17

Фельзит(ы) 46

Фитолит опаловый 55, 232

Флинт 18

Форма выделения кремнезема в коре выветривания 316, 318

- залегания 16

- конкреций 58, 250
- развития кремнезема в трещинах 306

Формации отдаленные кремнистые 11

Фтанит 17, 47, 53, 88, 90, 92, 94, 96, 198, 200, 202, 204

- радиоляриевый 41

Фумарольно-гидротермальные проявления 10

Фумаролы 45

Халцедон 41, 49, 65, 202

- агатоподобный 292
- агрегатный 296
- волосовидно-древовидный 304
- каплеобразный 316
- почковидный 304

Халцедонолит 16, 88, 88

Черт 18, 210, 212

Эксталяция 10

Яшма(ы) 15, 16, 17, 44, 53, 88, 90, 92, 94, 96, 98, 110, 112, 184, 186, 188, 192, 194

- железистая 188
- кварцитовидная 195
- ленточная 25, 194
- псевдообломочная 234
- радиоляриевая 41, 184, 190, 192, 194
- тонкослоистая 188

Яшмоиды 21, 44, 46

Всесоюз. ордена Ленина науч.-исслед. геол.
ин-т М-ва геологии СССР

АТЛАС ТЕКСТУР И СТРУКТУР
ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Часть 3

Кремнистые породы

Редактор издательства Н. Г. Державина

Техн. редактор В. В. Соколова

Корректор Г. Г. Большова

Сдано в набор 25/XI 1971 г. Подписано в печать 9/III 1973 г. Т-03651. Формат 70×108¹/₁₆.
Бумага № 1+мел. Печ. л. 21,25+вкл.
Усл. печ. л. 30,45 с вкл. Уч.-изд. л. 22,05 с вкл.
Тираж 3500 экз. Заказ № 1087/11230—1.
Цена 2 р. 11 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19.
Ленинградская картографическая фабрика
объединения «Аэрогеология»

