MINISTÈRE DE LA GÉOLOGIE DE L'U.R.S.S.
INSTITUT DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES (VSEGEI)

STRUCTURES ET TEXTURES DES ROCHES SÉDIMENTAIRES

TABLEAUX EXPLICATIFS

Deuxième partie

ROCHES CARBONATÉES

Par *E. V. Dmitriéva, G. I. Erchova, V. E. Librovitch, O. I. Nekrasova, E. I. Orechnikova*

Rédacteur *A. V. Khabakov*

DITION «NEDRA»
MOSCOU, 1969

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

АТЛАС
ТЕКСТУР И СТРУКТУР
ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Часть 2

КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

Атлас составлен

Е. В. Дмитриевой, Г. И. Ершовой, В. Л. Либровичем,

О.И. Некрасовой, Е. И. Орешниковой

Научный редактор *А. В. Хабаков*

ИЗДАТЕЛЬСТВО "НЕДРА"
МОСКВА, 1969

УДК 552.54

«Атлас текстур и структур осадочных горных пород».
Часть 2 – Карбонатные породы. Редактор *А. В. Хабаков*
«Недра», 1968, стр. 700

Во второй части Атласа текстур и структур осадочных горных пород рассматриваются вопросы классификации и номенклатуры карбонатных пород – известняков, доломитов, мергелей и некоторых руд (карбонаты железа, марганца и магния). Освещены условия образования текстур карбонатных пород, как наиболее обычных в осадочных толщах (знаки ряби, трещины усыхания, следы жизнедеятельности организмов, слоистость и др.), так и наиболее характерных для карбонатных пород стилолитовой и фунтиковой текстур. Приводятся различные точки зрения на условия возникновения почти всех карбонатных пород (известняки, доломиты, дедоломиты, мергели, руды железа, марганца и магния) и их важнейших структур. В «Атласе» имеются многочисленные иллюстрации текстур и структур карбонатных пород с пояснениями к ним. Дается перевод на французский язык пояснительного текста к иллюстрациям, оглавления и предметного указателя.

«Атлас» рассчитан на широкий круг геологов и разведчиков полезных ископаемых; он может быть также полезен для преподавателей геологических дисциплин в вузах.

Табл. 34, иллюстр. 40, фототаблиц 231, библ. назв. 450.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Предисловие 11

Г л а в а I. **Классификация осадочных карбонатных пород по вещественному составу.** *Е. В. Дмитриева* 13

Г л а в а II. **Текстуры осадочных карбонатных пород** (табл. 1—75) 18

А. Поверхности в карбонатных толщах, соответствующие перерывам, размывам и паузам в отложении (табл. 1—8). *В. Л. Либрович* 18

Б. Обычные текстуры на поверхностях пластов (табл. 9—25) 20

1. Основные понятия. *Е. В. Дмитриева* 20

2. Знаки ряби (табл. 9—12) *Г.И.Ершова* 21

3. Сингенетические трещины (усыхания и др.), следы капель дождя (табл. 13—16). *Г. И. Ершова* 23

4. Следы растворенных кристаллов солей, знаки внедрения (табл. 17). *Г. И. Ершова* 24

5. Следы жизнедеятельности червей и некоторых других организмов (табл. 18—22). *Е. В. Дмитриева* 24

6. Сочетание различных текстурных знаков (табл. 23—25). *Г. И. Ершова* 25

А. Текстурные признаки внутри пластов (табл. 26—75) 26

1. Основные понятия. *Е. И. Орешникова* 26

2. Рифовые текстуры. *Е. И. Орешникова* 26

3. Слоистые текстуры (табл. 26—33). *Е. И.Орешникова* 28

4. Подводнооползневые текстуры (табл. 34, 35). *Е. И. Орешникова* 35

5. Текстуры осадочного будинажа (развальцевания) (табл. 36, 37) В. Л. Либрович. Е. И. Орешникова 36

6. Нептунические дайки или осадочные жилы (табл. 38). *Е. И. Орешникова* 37

7. Фунтиковые текстуры (табл. 39—43). *Е. И. Орешникова* 38

8. Стилолитовые текстуры и подобные им структуры растворения (табл. 44—51). *Е. В. Дмитриева* 43

9. Текстуры, связанные с карстом и натечными образованиями (табл. 52—60). В. Л. Либрович 48

10. Текстуры, обусловленные прохождением газов (табл. 61). *В. Л. Либрович* 56

11. Текстуры, образующиеся в результате жизнедеятельности организмов (табл. 61—67). *Е. И. Орешникова* 56

12. Микротекстуры карбонатных пород (табл. 68—75). *Е. В. Дмитриева* 59

Г л а в а III. Структуры осадочных карбонатных пород (табл. 76—231) 63

А. Известняки (табл. 76—154). *Г. И. Ершова, В. Л. Либрович* 63

1. К вопросу о классификации и номенклатуре известняков 63

2. Генетические типы известняков и свойственные им структуры 81

Органогенные и органогенно-детритовые (зоогенные, фитогенные, сферовые) известняки (табл. 76—114а) 81

Известняки с Problematica (табл. 115—117) 88

Копролитовые известняки (табл. 118, 119) 88

Комковатые и сгустковые известняки (табл. 120—124) 90

Хемогенные известняки (кристаллически-зернистые, оолитовые, сферолитовые, инкрустации и известковые туфы) (табл. 125—145) 92

Обломочные (кластические) известняки (табл. 146—154). *А. В. Хабаков* 98

Стр.
Б. Структуры доломитистых известняков (табл. 155, 156). *В. Л. Либрович* 108
В. Доломиты (табл. 157—205). *Е. В. Дмитриева* 109
1. Краткая характеристика проблемы доломитообразования, генетические типы и основные признаки доломитовых пород 109
2. Типы доломитовых пород и свойственные им структуры 123
Кристаллически-зернистые доломиты (табл. 157—161) 123
Оолитовые доломиты (табл. 162—167) 128
Сферолитовые и инкрустационные доломиты (табл. 168—170) 130
Доломиты замещения, образовавшиеся по органогенному известковому материалу (табл. 171—177) 131
Строматолитовые и онколитовые доломиты (табл. 178—188) 132
Копролитовые доломиты и доломиты с Problematica (табл. 189, 190) 137
Комковатые и сгустковые доломиты (табл. 191, 192) 138
Обломочные доломиты (табл. 193—205) 138
Г. Дедоломиты (раздоломиченные породы), деангидриты и свойственные им структуры (табл. 206—208). *Е. В. Дмитриева* 141
Д. Наиболее распространенные и характерные структуры известняков и доломитов, содержащих примеси аутигенных минералов (табл. 209—218). Е. В. Дмитриева 145
Е. Мергели (табл. 219—225). *О. И. Некрасова* 148
1. Классификация мергелей 151
2. Структуры и микротекстуры мергелей 163
Ж. Текстуры и структуры карбонатных руд железа, марганца и магния (табл. 226—231). *В.Л. Либрович* 166
Словарь терминов, относящихся к текстурным и структурным характеристикам карбонатных пород. *В. Л. Либрович, О. И. Некрасова* 170

Таблицы изображений и объяснения к ним

Текстуры осадочных карбонатных пород табл.1–75
Поверхности в карбонатных толщах соответствующие перерывам, размывам и паузам в отложении 1–8
Обычные текстуры на поверхностях пластов 9–25
Знаки ряби 9–12
Сингенетические трещины (усыхания и др.), следы капель дождя 13–16
Следы растворимых кристаллов солей, знаки внедрения 17
Следы жизнедеятельности червей и некоторых других организмов 18–22
Сочетание различных текстурных знаков 23–25
Текстурные признаки внутри пластов 26–75
Слоистые текстуры 26–33
Подводнооползневые текстуры 34, 35
Текстуры осадочного будинажа (развальцевания) 36, 37
Нептунические дайки 38
Фунтиковые текстуры известняков 39–43
Стилолитовые текстуры 44–51
Текстуры, связанные с карстом и натечными образованиями 52–60
Текстуры, обусловленные прохождением газов (табл. 61), и текстуры, образующиеся в результате жизнедеятельности организмов 61–67
Микротекстуры карбонатных пород 68–75
Слоистая микротекстура известняков (табл. 68) и доломитов 69, 70
Пористая микротекстура известняков (табл. 71) и доломитов 72–75
Структуры осадочных карбонатных пород 76–231
Известняки 76–154
Органогенные (зоогенные) биоморфные структуры известняков 76–89
Органогенная (зоогенная) детритовая структура известняков 90–94
Биоморфно-детритовая структура известняков 95, 96
Детритовая структура известняков 97, 98
Примеры ориентированного расположения скелетных остатков организмов 99
Обломочно-детритовые структуры известняков 100
Органогенные (фитогенные) структуры известняков 101–113
Структуры водорослевых известняков 101–105
Органогенные структуры строматолитовых и онколитовых известняков 114
Писчий мел 114а
Проблематические органогенные (фитогенные) структуры известняков 115–117
Органогенная копролитовая структура известняков 118, 119
Комковатые и сгустковые структуры известняков 120–124
Кристаллически-зернистые структуры известняков 125
Оолитовые структуры известняков 126–136

Сферолитовые структуры известняков 137
Инкрустационные и натечные (туфовые) структуры известняков . 138–145
Обломочные структуры известняков 146–154
Щебневая структура 146, 147
Галечная и гравийная структуры 148–152
Псаммогравийная и псаммитовая структуры 153
Алевритовая структура 154
Доломитистые известняки 155, 156
Доломиты 157–205
Кристаллически-зернистые структуры доломитов 157–161
Оолитовая структура доломитов 162–167
Сферолитовая структура доломитов 168
Инкрустационные структуры доломитов 169, 170
Реликтовая органогенная (зоогенная) структура доломитов замещения 171–176
Реликтовая органогенная биоморфная структура 171–174
Реликтовая органогенно-детритовая структура 175, 176
Органогенная (фитогенная) структура доломитов 177
Структуры водорослевых доломитов
Структуры строматолитовых и онколитовых доломитов 178–188
Особенности микростроения строматолитовых доломитов 186–188
Проблематическая органогенная (фитогенная?) структура доломитов 189
Копролитовая структура доломитов 190
Комковатая и сгустковая структуры доломитов 191, 192
Обломочные структуры доломитов 193–205
Разнозернистые структуры доломитов и деагидритов 206–208
Наиболее распространенные и характерные структуры известняков и доломитов, содержащих примеси аутогенных минералов 209–218
Структуры и микротекстуры мергелей 219–225
Текстуры и структуры карбонатных руд железа, марганца и магния 226–231
Литература ..... стр. 656
Предметный указатель 670
Avis aux lecteurs et légendes des tableauxpage 577

TABLE DES MATIERES

Page

Préface 11

I. Classification des roches carbonatées sédimentaires fondée en leur composition minérale. Par *E. V. Dmitrieva* 13

II. Textures des roches carbonatées (tableaux de 1 à 75) 18

A. Planes de stratification, observées dans les roches carbonatées, associées aux ruptures en déposition, signes des érosions et lacunes (pauses) diverses en sédimentations (tableaux de 1 à 8). Par *V. L. Librovitch* . 18

Б. Textures extérieures, observées sur les planes de stratification (tableaux de 9à 25) 20

1. Notions générales. Par *E. V. Dmitrieva*..... 20

2. Ripple—marks (tableaux de 9 à 12). Par *G. I. Erchova* 21

3. Fentes syngénétiques (de déssiccation etc.), traces fossiles de gouttes de pluie (tableaux de 13 à 16). Par *G. I. Erchova* 23

4. Traces des cristaux fondés des sels, marques d'intrusion (tableau 17) Par G. I. *Erchova* 24

5. Traces de l'activité vitale de vers et d'autres organismes (tableaux de 18 à 22). Par *E. V. Dmitrieva* 24

6. Combinaisons de différentes marques structurales (tableaux de 23 à 25) Par *G.* I. *Erchova* 25

B. Textures internes des lits (tableaux de 26 à 75)..... 26

1. Notions générales. *Par E. I. Orechnikova* 26

2. Structures récifales. Par *E. I. Orechnikova* 26

3. Structures de stratification (tableaux de 26 à 33). Par *E. I. Orechnikova* 28

4. Textures de glissements subaquales (tableaux 34, 35). Par *E. I. Orechnikova* 35

5. Textures de boudinage exogène (tableaux 36, 37). Par *V. L. Librovitch*, E. I. Orechnikova 36

6. Veines ou dykes néptuniques (tableau 38). Par *E. I. Orechnikova* 37

7. Textures de cône-in-cônes (tableaux de 39 à 43). Par *E.I.Orechnikova* 38

8. Structures stylolitiques et structures de fondation similaires (tableaux de 44à 51). Par *E. V. Dmitriev* 48

9. Textures liées aux processus de filtration et carstiques (tableaux de 52 à 60). Par *V. L. Librovitch* 48

10. Textures, dues à dégazage diagénétique (tableau 61). Par *V. L. Librovitch* 56

11. Textures biogénêtiques (tableaux de 61 à 67). Par *E. I. Orechnikova* 56

12. Microtextures spécifiques des roches carbonatées (tableaux de 68 à 75). *Par* E. V. Dmitrieva 59

III. Structures des roches carbonatées sédimentaires (tableaux de 76 à 231) . . 63

A. Calcaires (tableaux de 76 à 154). Par G. *L Erchova* , *V. L. Librovitch* 63

1. Questions de nomenclature et de classification des calcaires 63

2. Les types génétiques des calcaires et leur structures..... 81

Calcaires organogènes et organodétritiques (zoogénétiques, phytogenes et sphérulofères) (tableaux de 76 à 114a) 81

Calcaires à Problematica (tableaux de 115 à 117)..... 88

Calcaires à coprolites (tableaux 118, 119) 88

Calcaires à grumeaux (tableaux de 120 à 124) 90

Calcaires d'origine chimique (cristallogranulaires, oolitiques, sphéruli- tiques, avec incrustations tufs calciques (tableaux de 125 à 145) 92

Calcaires mécano—élastiques (tableaux de 146 à 154). Par *A. V. Khabakov* 98
Б. Structures des calcaires dolomitiques (tableaux 155, 156). Par *V. L. Librovitch* 108
В. Dolomies (tableaux de 157 à 205). Par *E. V. Dmitrieva* 109
1. Sur le problème de l'origine des dolomies, leur types génétiques et caractères principaux..... 109
2. Les types des roches dolomitiques et ses structures 123
Dolomies cristallo-grénues (tableauxde 157 à 161) 123
Dolomiesoolitiques (tableaux de 162à 167) 128
Dolomiessphérolitiques et crustifères(tableaux de 168 à 170) . . . 130
Les dolomies de substitution, d'origine organogène à matériaux calciques (tableaux de 171 177) 131
Dolomiesà stromatolites et oncolites(tableauxde178 à188). 132
Dolomiesà coprolites et dolomies àProblematica (tableaux 189, 190) 137
Dolomies à grumeaux (tableaux 191, 192)..... 138
Dolomies mécano-clastiques (tableaux de 193 à 205) 138
Г. Dédolomies, déanhydrites et leurs structures similaires (tableaux de 206 à 208). Par *E. V. Dmitrieva* 141
Д. Structures les plus communes des roches carbonatées aux minéraux authigènes (tableaux de 209 à 218). Par *E.V. Dmitrieva* 145
E. Marnes (tableaux de 219 à 225). Par *O. I. Nekrasova* 148
1. Classification des marnes..... 151
2. Structures et microstructures des marnes 163
Ж. Note sur les textures et structures des minéraux métallifères de Mn, Fe et Mg (tableaux de 226 à 231). Par *V. L. Librovitch* 166
Dictionnaire des termes de texture et de structure des roches carbonatées sédimentaires. Par *V. L. Librovitch, O. I. Nekrasova*..... 170

Tableaux explicatifs

Textures des roches carbonatées..... tableaux de 1—175
Planes de stratification, observées dans les roches carbonatées, associées aux ruptures en déposition, aux signes d'érosion et aux lacunes (pauses) diverses en sedimentation . 1—8
Textures observées sur les planes de stratification des lits . 9—25
Ripple—marks..... 9—12
Fentes syngénétiques (de dessication etc.), traces fossiles des gouttes de pluie 13—16
Traces des cristaux fondés des sels, marques d'intrusion 17
Traces de l'activité vitale de vers et d'autresorganismes 18—22
Combinaison de diverses marques structurales..... 23—25
Textures internes des lits ..... 26—75
Structures de stratification ..... 26—33
Textures de glissements subaquales..... 34, 35
Textures de boudinage exogène..... 36, 37
Dykes néptuniques..... 38
Textures de cône-in-cônes dans les calcaires..... 39—43
Structures stylolitiques..... ..... 44—51
Textures liées aux processus de filtration et carstiques . 52—60
Textures dues à dégazage diagénétique (tableau 61) et textures biogénétiques..... 61—67
Microtextures spécifiques des roches carbonatées ..... 68—75
Microtexture de stratification des calcaires (tableau 68) et des dolomites 69, 70
Microtexture poreuse des calcaires (tableau 71) et des dolomites ..... 72—75
Structures des roches carbonatées sédimentaires ..... 76—231
Calcaires..... 76—154
Structure organogènes biomorphes des calcaires . . . . 76—89
Structure organogène détritique des calcaires..... 90—94
Structure biomorpho—détritique des calcaires 95, 96
Structure détritique des calcaires 97, 98
Orientation des restes organiques..... 99
Structures détrito—élastique des calcaires..... 100
Textures organogènes (phytogènes) des calcaires . . . . 101—113
Structures des calcaires aux algues ..... 101—105
Structures organogènes des calcaires stromatolitiques et oncolitiques 106—113
Calcaires organogènes sphérulofères 114

La craie 114a
Structures organogènes (phytogènes) des calcaires à Problematica 115—117
Structure organogène des calcaires à coprolite 118, 119
Structures des calcaires à grumeaux ..... 120—124
Structures cristallo-granulaires des calcaires 125
Structures oolithiques des calcaires ..... 126—133
Structures sphérolitiques des calcaires 137
Structures crustifères et tufs calciques des calcaires . . 138—145
Structures mécano-clastiques des calcaires 146 147
Structures blocailles à cailloutis gros 146-154
Structures de gravier et de cailloutis ..... 148 - 152
Structures psammo—graveleuses 153
Structure aleuritique 154
Calcaires dolomitiques 155, 156
Dolomies 157—205
Structures cristallo—grenues des dolomies ..... 157 -161
Structure oolithique des dolomies 162-168
Structure sphérolitique 168
Structure crustifèras des dolomies 169, 170
Structure zoogène à reliquat d'organismes en dolomies de substitution 171-176
Structure organogène biomorphe à reliquat 171-174
Structure organo—détritique à reliquat 177, 176
Structure organogène (phytogène) en dolomies 177
Structure en dolomies stromatolitiques et oncolitiques . 178—188
Structure organogène (phytogène?) à Problematica en dolomies 189
Structure à coprolites en dolomies Structures 190
des dolomies à grumeaux 191, 192
Structures détritiques en dolomies 193—205
Structures à grains différents en dédolomies et en déanhydrites 206—208
Structures les plus communes des roches carbonatées aux minéraux authigènes 209-218
Structures et microtextures des marnes 219-225
Note sur les textures et structures des minéraux métallifères de Fe, Mn et Mg 226-231
Bibliographie ..... page 656
Index analytique ..... page 670
Avis aux lecteurs ..... page 677
Légendes des tableaux ..... page 679

ПРЕДИСЛОВИЕ

Вторая часть «Атласа текстур и структур осадочных горных пород» посвящена текстурам и структурам карбонатных пород.

В тексте и таблицах атласа по возможности систематизированы важные для выяснения генезиса примеры текстур и структур известняков, доломитов и мергелей на основе показательных образцов из геологических музеев СССР, коллекций отдельных авторов, а также по материалам отечественной и частично зарубежной литературы[1].

Как и в первой части, в атласе приводятся характерные и лучше изученные примеры строения и природы различных карбонатных осадочных горных пород в древних и молодых толщах из наиболее исследованных районов СССР; прилагаемый словарь включает термины научной номенклатуры, классификации и систематики карбонатных пород, а библиография — наиболее важные работы по вопросам, рассмотренным в атласе.

Основные принципы составления «Атласа» были намечены с учетом ранее опубликованных атласов и сходных работ Л. Кайе, В. П. Маслова, М. С. Швецова, Л. В. Пустовалова, Ю. Ир. Половинкиной, И. В. Хворовой и др.

Текстуры и особенно структуры карбонатных пород зачастую трудны для расшифровки и наглядного изображения, поскольку на первичные конседиментационные признаки в них накладываются вторичные процессы (перекристаллизация, грануляция, доломитизация и дедоломитизация и пр.). В ряде случаев в пластах известняков, мергелей и доломитов чрезвычайно сильно изменен первоначальный облик и даже состав породы. Кроме того, характерные особенности, достаточные, чтобы отнести без колебаний целый ряд разновидностей карбонатных осадочных пород к основным генетическим типам — хемогенному, органогенному и обломочному, являются в известной мере тоже затушеванными и условными, поскольку соответствующие осадки еще до своего окончательного захоронения многократно претерпевали физические и биогенные изменения, а также подвергались переотложению и внутриформационным размывам. Но благодаря способности карбонатных осадков растворяться, снова выпадать из раствора и быстро схватываться (твердеть, консолидироваться) возникает возможность наблюдать в одних и тех же слоях признаки различных стадий развития, реликты или видоизменения структур, отражающие сложную историю их преобразования на всех этапах становления.

Многие характерные текстуры являются в сущности общими для обломочных, глинистых и карбонатных пород. Таким текстурам, достаточно подробно охарактеризованным в первой части «Атласа», в настоящем томе

---

[1] Качество оригиналов (негативов и отпечатков), которыми мы могли располагать, особенно в случаях воспроизведения иллюстраций из опубликованных работ, было весьма различно; к сожалению во многих случаях пришлось прибегать к ретушированию.

уделено меньше внимания, текстуры же, типичные для карбонатных пород, например cone-in-cone, стилолитовая и др., представлены более полно. Понятие «текстуры» для осадочных горных пород вообще является более широким сравнительно с классическим определением, принятым в петрографии изверженных и метаморфических горных пород. По А. Н. Заварицкому (1955), текстура определяется распространением и расположением преобладающих элементарных составных частей породы в пространстве. Для осадочных пород этот термин понимается несколько шире — он включает в себя и различные формы неровностей поверхностей напластования. Многочисленные примеры структур органогенных известняков распределены по главным группам породообразующих организмов.

Второй том «Атласа» также состоит из вводной — текстовой части и таблиц иллюстраций [1]. В тексте имеется краткая сводка по вопросам генезиса и классификаций карбонатных пород, описание наиболее характерных и широко распространенных, а также типичных, но редко встречающихся примеров текстур и структур известняков, доломитов и мергелей.

Материал для «Атласа» собран и систематизирован Е. В. Дмитриевой, Г.И.Ершовой, В. Л. Либровичем, О. И. Некрасовой, Е. И. Орешниковой, А. В. Хабаковым. Фотографирование образцов и репродукции выполнены А. В. Федотовой, ею же и К. Н. Груздевой проделана большая техническая работа по оформлению таблиц иллюстраций; ретушировала фотографии Е. М. Шмушкевич, зарисовки сделаны С. Г. Пядушкиным. Перевод на французский язык — А. Ф. Ивановой.

Как и в процессе составления первой части, руководство при подготовке книги к изданию осуществлялось А. В. Хабаковым.

Консультации и ценные советы в процессе составления второй части «Атласа» были получены от сотрудников ВСЕГЕИ: А. Н. Гейслера, В. Н. Доминиковского, Н. С. Забалуевой, Г. И. Кириченко, Б. П. Марковского, Я. К. Писарчик, Е. Э. Разумовской; сотрудников других организаций: Т. Н. Бельской, Г. И. Бушинского, Р. Ф. Геккера, З. А. Журавлевой, А. В. Копелиовича, В. П. Маслова, В. П. Махлаева, А. И. Осиповой, Г. И. Теодоровича, М. Ф. Филипповой, И. В. Хворовой, М. С. Швецова. Всем упомянутым выше лицам выражаем глубокую признательность за оказанную товарищескую помощь. Особую благодарность авторы выражают В. Б. Татарскому за критический просмотр второй части и за ценные указания, которые помогли нам избежать некоторых недостатков в настоящей работе.

При подборе фактического материала большую помощь оказали научные сотрудники геологических музеев: им. акад. Ф. Н. Чернышева, Львовского университета, Ленинградского горного института, Эстонской и Латвийской академий наук, музея при Геологическом институте Академии наук Армянской ССР. Авторы благодарят также научных сотрудников ВСЕГЕИ, геологического и палеонтологического институтов АН СССР, ВНИГРИ, ВНИГНИ, НИИГА, геологических институтов Эстонской и Латвийской, Грузинской и Армянской академий наук, любезно предоставивших свои материалы для публикации.

[1] В таблицах иллюстраций ввиду различных точек зрения по вопросам классификации карбонатных пород у авторов, предоставивших свои материалы для «Атласа», мы в ряде случаев не меняли первичных определений пород и их структур.

ГЛАВА I

КЛАССИФИКАЦИЯ ОСАДОЧНЫХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ПО ВЕЩЕСТВЕННОМУ СОСТАВУ

Карбонатные осадочные горные породы — известняки и доломиты[1] — подразделяются по вещественному составу, способу образования, структуре. Эти важнейшие признаки обычно достаточны для научного определения разновидностей данной группы отложений и горных пород.

В классификациях карбонатных пород по вещественному составу наряду с более или менее чистыми разностями отображены естественные, существующие в природе, смешанные карбонатные породы. Известняки (и доломиты), нередко содержащие примеси или заметные доли глинистого, сульфатного, кремнистого, реже обломочного материала, образуют смешанные глинисто-сульфатно-кремнисто- и обломочно-известняковые (или доломитовые) породы и занимают промежуточное положение между известняками и доломитами, с одной стороны, и глинистыми, сульфатными, кремнистыми и терригенными породами — с другой.

Для подразделения одно-, двух- и трехкомпонентных карбонатных пород по их химическому составу, имеющему первостепенное значение для промышленной оценки сырья, в отечественной литературе различными исследователями (Ноинский, 1913; Вишняков, 1933$_1$; Кинд и Окороков, 1934; Морачевский и Поленова, 1934; Теодорович, 1935, 1950, 1958; Фролова, 1939; Муратов, 1940; Виноградов, 1951; Кирсанов, Сементовский, 1956; Хворова, 1957) был предложен ряд схем, нередко изображаемых в виде треугольных диаграмм (см. раздел «Мергели», рис. 31—35, 38). На диаграммах в качестве основных даны три компонента: известняк, доломит и нерастворимый в соляной кислоте остаток (глина, алеврит, песок). Площадь их разбивается на ряд полей, каждому из которых присваивается наименование, выражающее состав данной породы в зависимости от сочетания трех основных компонентов. В большинстве классификационных треугольников приводится два ряда переходных пород между тремя основными компонентами: ряд, направленный от чистого известняка (или доломита) в сторону глины, через мергели, и ряд от известняка в сторону доломита (или магнезита). Строго говоря, изображение осадочной горной породы, состав которой заключает в себе не три компонента, но больше трех существенных составных частей, не вполне правомерно, и, как предлагал А. Г. Бетехтин, для 4-компонентных или более сложных пород состав следует приводить в таких случаях к пространственным проекциям на плоскость, например к барицентрической проекции тетраэдра (по предложению А. Н. Заварицкого).

---

[1] Некоторые авторы, учитывая недостаточность обычного обозначения карбонатных осадочных пород, предпочитают называть их точнее: карбонатно-кальциевые, карбонатно-магниевые, доломитовые отложения, кальцититы и пр.,

Общепринятой классификации и терминологии карбонатных пород по их химическому и минералогическому составу до настоящего времени нет. Наиболее распространенные из опубликованных в Советском Союзе классификаций (Муратов, 1940; Виноградов, 1951; Кирсанов, Сементовский, 1956; Вишняков, 1957; Хворова, 1957) приведены в табл. I [1].

Из табл. I видно, что породы ряда известняк—доломит подразделяются М. Э. Ноинским, а затем и М. В. Муратовым на четыре типа, С. Г. Вишняковым — на шесть и Г. И. Теодоровичем — на восемь. Схема М. Э. Ноинского проста, но из нее выпадает ряд переходных кальцито-доломитовых пород. В схеме М. В. Муратова к чистым известнякам относятся породы с содержанием до 20% доломита, а к чистым доломитам — до 20% кальцита. Однако известно, что присутствие в известняках свыше 10% доломита, а в доломитах — кальцита уже сказывается на структуре породы. Наиболее удобна получившая широкое распространение схема С. Г. Вишнякова; схема Г. И. Теодоровича практически малоприемлема из-за невозможности делать дорогостоящие массовые анализы.

Обломочная (аллотигенная) примесь может быть алевритовой, песчаной, реже гравийной (дресвяной), галечной (щебневой) или смешанного состава (алевропесчаной, гравийногалечной, щебнегалечной и пр.). По вещественному составу, как и в обломочных породах, псаммитовый материал чаще всего представлен кварцем, псефитовый — обломками различных горных пород. Классификация таких пород приводится в работах С. Г. Вишнякова (1933, 1957), П. А. Чистякова (1956), И. В. Хворовой (1957), В. Н. Доминиковского (1958). В схеме П. А. Чистякова даются очень дробные подразделения, необходимость в которых может возникнуть лишь при углубленных исследованиях. Достаточно детальна для подразделений, не обоснованных химическими анализами, и вместе с тем не перегружена многочисленными разновидностями классификация И. В. Хворовой и близкая к ней классификация С. Г. Вишнякова (табл. II).

Обломочные (карбонатные) породы, содержащие 0—5% карбоната и названные в схеме И. В. Хворовой алевролитами, песчаниками, гравелитами и конгломератами, в основном относятся к рыхлым породам [2] и, следовательно, их правильнее именовать алевритами, песками, гравием, галечником, как это делает С. Г. Вишняков. Мы считаем целесообразным для классификации смешанных обломочно-карбонатных пород принять несколько измененную схему И. В. Хворовой, учитывающую в карбонатных породах примеси терригенного материала всех размерностей (см. табл. II).

Содержание в карбонатных породах терригенного материала в количестве более 50% переводит их в класс обломочных, особое место среди которых занимают породы с обломками и цементом карбонатного состава. Такие породы И. В. Хворова (1957) называет в зависимости от преобладающих размеров обломков, а в псефитовых разностях — и от формы обломков алевролитами, песчаниками, гравелитами (дресвяниками), конгломератами (брекчиями). В настоящей работе эта группа более подробно рассматривается в III главе.

Классификации смешанных кремнисто-карбонатных пород имеются в работах Г. И. Теодоровича (1935, 1950), Н. А. Ремизова (1950), С. Г. Вишнякова (1957). Подробная схема, построенная с помощью треугольной диаграммы, приводится Н. А. Ремизовым: в вершинах треугольника расположены известняк, доломит и кремень, площадь

---

[1] Таблицы вводной (текстовой) части обозначены римскими цифрами, арабскими — таблицы иллюстраций.

[2] Исключением могут быть обломочные породы с контактным типом цемента.

Таблица I

Классификации известняково-доломитовых пород по химико-минералогическому составу

Порода	Содержание, %	
	$CaCO_3$	$CaMg(CO_3)_2$
По М. Э. Ноинскому (1913)		
Известняк	95–100	
Доломитовый известняк	50–95	
Известковый доломит	5-50	
Доломит	0–5	
По С. Г. Вишнякову (1933)		
Известняк	95-100	5-0
Доломитистый известняк	75-95	25-5
Доломитовый известняк	50-75	50–25
Известковый доломит	25-50	75-50
Известковистый доломит	5-25	95–75
Доломит	0–5	100–95

Порода	Содержание, %	
	$CaCO_3$	$CaMg(CO_3)_2$
По Г. И. Теодоровичу (1935)		
Известняк	95-100	5-0
Слабодоломитовый известняк	80-95	20–5
Доломитовый известняк	65-80	35-20
Сильнодоломитовый известня	50-65	50-35
Сильноизвестковистый доломит	35-50	65-50
Известковистый доломит	20-35	80-65
Слабоизвестковистый доломит	5-20	95-80
Доломит	0-5	100-95

Порода	Содержание, %	
	$CaCO_3$	$CaMg(CO_3)_2$
По М. В. Муратову (1940)		
Известняк	80-100	20-0
Доломитовый известняк	50-80	50–20
Известковый доломит	20-50	80-50
Доломит	0-20	100-80

Таблица II

Классификация известняков (доломитов), содержащих примесь терригенного материала

№ п/п	Порода	Содержание, %		Порода	Содержание, %	
		карбонаты	терригенная часть		карбонаты	терригенная часть
	По И. В. Хворовой (1958)			*По С. Г. Вишнякову (1957)*		
1	Известняк (доломит)	95-100	5-0	Известняк (доломит)	100-95	0-5
2	Алевритистый (песчанистый) известняк доломит) или известняк (доломит) с гравием (гальками)	75-95	25-5	Песчанистый (алевритистый) известняк (доломит)	95–75	5–25
3	Алевритовый (песчаный гравийный, галечный) известняк (доломит)	50–75	50-25	Песчаный (алевритовый) известняк (доломит)	75–50	25–50
4	Известковый (доломитовый) алевролит (песчаник, гравелит, конгломерат)	25-50	75-50	Песчаник (алевролит) с известковым (доломитовым) цементом	50–5	50–95
5	Известковистый (доломитистый) алевролит (песчаник, гравелит, конгломерат)	5-25	95-75	Песок (алеврит)	5–0	95–100
6	Алевролит (песчаник, гравелит, конгломерат)	0-5	100-95			
	Вариант схемы И. В. Хворовой (1958) (принята в "Атласе")					
1	Известняк (доломит)	100-95	5			
2	Алевритистый (песчанистый) известняк (доломит) или известняк (доломит) с гравием (гальками)	95-75	5-25			
3	Алевритовый (песчаный, гравийный, галечный) известняк (доломит)	75-50	25-50			
4	Алевролит (песчаник, гравелит, конгломерат) с известковым (доломитовым) цементом	50–5	50–95			
5	Алеврит (песок, гравий, галечник)	< 5	95-100			

треугольника разбита на 43 участка, соответствующих породам двойного и тройного названия. В повседневной практике геологов найдут, по-видимому, более широкое применение подразделения Г. И. Теодоровича и С. Г. Вишнякова, состоящие всего лишь из нескольких групп (табл. III). Разновидности смешанных гипсово-магнезиально-сидери- тово-известняковых (доломитовых) пород выделяются С. Г. Вишняковым (табл. IV).

Таблица III

Подразделения известняков (доломитов), содержащих примесь кремнистого вещества

Порода	Содержание известково-доломитового компонента, **%**	Порода	Содержание, **%**	
			$CaCO_3$	кремнезема (хемогенного или органогенного)
По С. Г. Вишнякову (1957)		*По Г. И. Теодоровичу (1958)*		
Кремень (силиколит)	0-5	Известняк (доломит)	100-95	0-5
Кремень известковистый (доломитистый)	5-25	Кремнистый известняк (доломит)	95-50	5-50
Кремень известковый (доломитовый)	25-50	Известковистый (доломитистый) силицит	50-5	50-95
Известняк (доломит) кремневый	50-75	Силицилит	0-5	100-95
Известняк (доломит) кремнистый	75-90			
Известняк (доломит)	95-100			

Таблица IV

Классификация основных разновидностей известково-доломитовых пород в смеси с гипсом, магнезитом и сидеритом по С. Г. Вишнякову (1957)

Содержание известково-доломитового компонента, **%**	Гипсово-карбонатные породы	Магнезиально-доломитовые (известковые) породы	Сидерито-известковые (доломитовые) породы
0 - 5	Гипс	Магнезит	Сидерит
5 - 25	Гипс доломитистый (известковистый)	Магнезит доломитистый (известковистый)	Сидерит известковистый
25 - 50	Гипс доломитовый (известковый)	Магнезит доломитовый (известковый)	Сидерит известковый
			Известняк сидеритовый
50 - 75	Доломит (известняк) гипсовый	Доломит (известняк) магнезитовый	Известняк сидеритистый
75 - 95	Доломит (известняк) гипсистый	Доломит (известняк) магнезитистый	
95 - 100	Известняки и доломиты		

ГЛАВА II

ТЕКСТУРЫ ОСАДОЧНЫХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД (табл. 1-75)

А. ПОВЕРХНОСТИ В КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩАХ, СООТВЕТСТВУЮЩИЕ ПЕРЕРЫВАМ, РАЗМЫВАМ И ПАУЗАМ В ОТЛОЖЕНИИ (табл. 1—8)

Процессы седиментации не отделены в природе от явлений переноса и размыва; как уже давно замечено, любой пласт обычно представляет собой результат взаимодействия процессов отложения и перемыва.

Процесс отложения осадков может прерываться вследствие многих причин, из которых главную роль играют тектонические поднятия и подводные размывы течениями и волнением. Условия образования перерывов в осадочных толщах описаны в ряде крупных работ (Твенхофел, 1936; Шрок, 1950; Наливкин, 1956; Данбар и Роджерс, 1962).

Природа седиментации карбонатных отложений своеобразна, осо- ' бенно вследствие значительной роли организмов.

Перерывы (диастемы) в карбонатных толщах по сравнению с перерывами в других отложениях — обломочных, глинистых и кремнистых— отличаются следующими особенностями: 1) в связи с размывами или прекращением отложения осадков в разрезах карбонатных толщ на границах пластов нередко замечаются явления растворения (карст и коррозия) карбонатного ила или породы; 2) следы мелких внутрипластовых диастем в этих толщах хорошо сохраняются благодаря обычно быстрому окаменению известковых осадков; 3) следы обширных длительных перерывов, связанных с значительными тектоническими поднятиями в чисто карбонатных толщах, встречаются относительно редко (на платформах); 4) особый тип перерывов в этих толщах связан с образованием рифовых построек, сложенных организмами с карбонатным скелетом.

На табл. 1 показаны примеры различных типов длительных перерывов в карбонатных толщах — с угловым несогласием (фиг. 1), без резкого углового несогласия, но с эрозионным размывом (фиг. 2 и 3), с псевдоугловым несогласием, вызванным горизонтальным залеганием лагунных доломитов на косослоистых дюнных известняках (фиг. 5). На фиг. 4 и 6 (табл. 1) и фиг. 1—3 (табл. 2) по материалам различных авторов показаны случаи незначительных перерывов (диастем) в карбонатных толщах, часто сопровождающиеся коррозией. Все примеры могут быть подразделены на две категории: 1) перерывы со следами осушения — трещины усыхания и пр. (табл. 1, фиг. 6); 2) перерывы, связанные с подводным размывом и коррозией (табл. 1, фиг. 4; табл. 2, фиг. 1 и 2).

---

[1] Самым простым и надежным способом обнаружения скрытых продолжительных перерывов на границе пластов карбонатных толщ является биостратиграфическое: сопоставление возраста контактирующих пластов по органическим остаткам.

Следы перерывов с коррозией в карбонатных толщах описаны также в разделе «Текстуры, связанные с карстом и натечными образованиями» (табл. 59, фиг. 3–5). Наиболее подробно изучены такие перерывы в ордовикских известняках Эстонии и Ленинградской области (Вишняков и Геккер, 1937; Orviku, 1940, 1961). Если для диастем, сопровождавшихся выходом пластов карбонатных пород на поверхность, характерно наличие трещин усыхания и следов окисления (ожелезнения), то для подводных размывов характерна инкрустация поверхностей пиритом, глауконитом, фосфоритом и шестоватым кальцитом (табл. 59, фиг. 4, 5).

Поскольку карбонатные осадки очень быстро подвергаются окаменению, для многих диастем характерно образование и сохранение в ископаемом виде поверхностей так называемого «гладкого каменного дна», подробно изученного Р. Ф. Геккером (1960) (табл. 3, фиг. 1–3). На ископаемых поверхностях с гладким каменным дном чрезвычайно распространены следы сверления моллюсков, нарастания раковин (табл. 4 и 5, фиг. 1–3) и корней прирастающих форм кри- ноидей (табл. 5, фиг. 4). Фотографии ископаемого гладкого каменного дна по существу представляют собой в плане те поверхности размыва и перерыва, которые даны в разрезе на предыдущих таблицах.

Следует отметить, что с явлениями перерывов (диастем) связана иногда так называемая стратиграфическая конденсация (Heim, 1934), т. е. скопление в одном слое карбонатной породы остатков фауны различного возраста. Стратиграфическая конденсация может возникнуть двумя путями: 1) вследствие попеременного отложения и размыва осадков, с переотложением остатков фауны, и 2) при чрезвычайно замедленном накоплении осадков в результате почти непрерывного размыва и выноса мелких частиц течениями, с сохранением тяжелых раковин на месте их обитания. Для карбонатных осадков, быстро подвергающихся литификации, первым путем скорее всего могут возникнуть только пласты карбонатных конгломератов с разновозрастной фауной, а вторым – слои других карбонатных пород с явлениями конденсации остатков фауны.

Давно отмечаемым признаком подводных размывов и перерывов на морском дне среди карбонатных толщ (и не только среди них) являются горизонты распространения аутигенных зерен глауконита. В горизонтах с глауконитом среди нормально морских слоев нередко замечается «смешение» фаун и сокращение мощности толщ.

Своеобразные следы несогласного напластования и перерыва были описаны М. Линдстремом (Lindstrom, 1963) из ордовикских отложений Швеции, во многом сходных с подробно изученными отечественными исследователями отложениями ордовика Прибалтики. В них наблюдаются мелкие складочки подводных оползней (табл. 6, фиг. 1), сводовые части которых корродировались при выходе на поверхность и в образовавшиеся пространства проникал более поздний осадок.

Особый характер имеют перерывы в карбонатных толщах, где развиты рифовые образования – водорослевые, мшанковые, коралловые, археоциатовые и пр. (табл. 7 и 8, фиг. 1–4). Если поверхность рифов выходила из-под уровня моря, то между рифогенными и покрывающими их слоистыми карбонатными толщами могли возникать довольно значительные по времени перерывы. Но и без выхода на поверхность вершины рифов часто подвергались размывающему воздействию волнений и течений. Таким образом, в межрифовых понижениях обычно присутствуют слои, которые не отлагались на рифах. Кроме того, для рифовых массивов характерны структуры облекания, когда слоистые карбонатные породы облекают рифы, образуя антиклиналеподобные структуры (табл. 8, фиг. 2).

Следует отметить, что в карбонатных толщах, содержащих многочисленные следы подводных оползней, которые будут описаны ниже, могут встретиться ложные перерывы в осадконакоплении, вызванные сползанием слоев осадков с отдельных участков дна бассейна (Had- ding, 1958[1]).

Б. ОБЫЧНЫЕ ТЕКСТУРЫ НА ПОВЕРХНОСТЯХ ПЛАСТОВ (табл. 9-25)

1. ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ

В литологии множество текстурных отличий пластов замечено и описано лишь в виде отпечатков (или контротпечатков), сохраняющихся в ископаемом виде в инфрарельефе верхних или нижних поверхностей пластов (а также на границах диастем). Таковы отпечатки ориентированных борозд течений, следы движения организмов, ползавших на поверхности пласта или зарывавшихся в ил, глиптоморфозы и некоторые другие. В сущности такие отпечатки (ископаемые формы инфрарельефа) не связаны с повторяющимся на глубину особенным расположением агрегатов зерен и никакой мощности не имеют; следовательно, они не относятся непосредственно к вещественному строению и сложению осадка и горной породы, а отражают лишь прежние закономерности движения или изменения физической и органической среды, восходящие ко времени возникновения пласта. Даже знаки ряби относятся в сущности лишь к характеру поверхности наслоения, а не захватывают сколько-нибудь ощутимой мощности прослоек.

Здесь же необходимо заметить, что разделение текстур в осадочных толщах на межпластовые и внутрипластовые является условным и сопряжено с некоторыми трудностями, особенно в карбонатных толщах.

Различные текстурные знаки на верхних и нижних поверхностях пластов, широко распространенные в обломочных толщах, в карбонатных породах отмечаются значительно реже. Требуются особенно тщательные наблюдения для того, чтобы обнаружить характерные знаки на поверхностях напластования карбонатных толщ, особенно в тех случаях, когда после паузы в осадкообразовании откладывался тот же материал.

Фоссилизация текстурных деталей инфрарельефа на поверхностях пластов в карбонатных породах зависит, по-видимому, прежде всего от быстрой раскристаллизации осадка, приводящей к сравнительно быстрому его отвердению («схватыванию»).

До сих пор не вполне ясно, каким образом, при каких условиях сохраняются тончайшие детали ископаемого рельефа (борозды течения, следы ползания организмов и др.) на границе поверхности подстилающего слоя весьма тонкозернистого известкового ила и покрывающего алевритового или более мергельного слоя, как это часто наблюдается в литографских известняках и др. Давно высказана догадка, что в подобных случаях поверхность тонкого ила на дне морского залива или в лагуне покрывалась и была защищена желеобразным покровом плывуна или же толстой желатинообразной водорослевой «обложкой», на которой вначале отлагались покрывающие слои; затем предохранительная Желеобразная «обложка» исчезала, превращалась в тонкую пленку, а покрывающий еще не отвердевший ил отпечатывал, как с матрицы, все детали текстурного «набора» твердеющего подстилающего пласта.

Различные формы неровностей, встречающиеся как на нижних, так и на верхних поверхностях пластов карбонатных пород, нередко являются весьма характерными, отражающими условия накопления осадка, на поверхности которого они возникали. Подобные знаки образуются при взаимодействии карбонатного осадка с движущейся водной или воздушной средой, а также в результате

жизнедеятельности организмов.

Текстуры, обычно встречающиеся на поверхности пластов, принимая во внимание их облик и происхождение, достаточно четко подразделяются на абиогенные (табл. 9–17), вызванные конседиментационными перемещениями, изменениями водной среды и осадка, и биогенные (табл. 18–22), а кроме того, на диагенетические и вторичные превращения в осадке или в осадочной горной породе. Биогенные текстуры можно кратко характеризовать двойными определениями, одновременно устанавливающими: а) природу, систематическое положение организмов, их создающих, и б) способ перемещения, условия обитания или условия захоронения этих организмов – текстурообразователей. Так, различают следы растений, например водорослей, жизнедеятельности червей, головоногих, трилобитов, моллюсков, лингул и т. д. Вместе с этими обозначениями биологических групп, семейств, родов организмов следует отмечать те или иные формы, ископаемые признаки перемещения, например организмов, ползавших по дну, зарывавшихся в ил, растущих на дне, прикрепленных ко дну непосредственно или при помощи тяжей (биссуса и др.), активно или пассивно плававших организмов, стопоходящих (птиц, амфибий, ящеров, тетра- под) и т. п.

Из числа текстур, связанных с движением, перемещением водной среды, создававшей осадок, наиболее обычны: 1) знаки ряби волнения и течения; 2) борозды течения; 3) ориентированные скопления раковин, скелетов животных, стеблей и пр.; 4) первичные трещины поверхности осадка и конседиментационные расщелины в пластах (возникающие под водой или при осушении и высыхании); 5) глиптоморфозы кристаллов солей, подвергшихся впоследствии растворению; 6) отпечатки капель дождя (изредка) и многое другое. Диагенетические и вторичные текстурные различия, вызванные последующими перемещениями вещества в осадках, видоизменениями состава, плотности и объема пластов, например связанные с образованием конкреций, пока еще мало изучены (на локальных примерах).

В данной части «Атласа» мы ограничиваемся задачей краткой характеристики, а также изображения текстур первичного (конседиментационного) происхождения в карбонатных пластах.

Материалы для определения отдельных типов текстур имеются в работах М. С. Швецова (1934, 1948), У. Х. Твенхофела (1936), Л. В. Пустовалова (1940), Р. Шрока (1950), Н. Б. Вассоевича (1953_1, 1954], 2, 1958), А. В. Хабакова (1954), Д. В. Наливкина (1956), И. В. Хворовой (1957). Классификации текстур, встречающихся на поверхностях пластов, более детально разрабатывались Н. Б. Вассоевичем.

2. ЗНАКИ РЯБИ (табл. 9—12)

Знаки ряби на поверхности еще не сцементированных песков, алевритов или илов (с значительной долей мелкообломочного материала), возникающие под влиянием устойчивого движения в придонном слое воды (прибоя, волн, прилива и отлива, течений), в карбонатных породах иногда встречаются на поверхностях пластов: органогенно-обломочных (детритовых) известняков (табл. 9, фиг. 1, 2), известняков (доломитов), первоначально представляющих собой известковые (доломитовые) мелководно-морские, лагунные, озерные, донные пески, алевриты, кристаллически-зернистых известняков (доломитов), содержащих иногда примесь мелкообломочного материала, мергелей.

Чаще знаки ряби развиты и сохраняются в ископаемом виде в зонах миграции побережий морских и озерных бассейнов, а также в мелководных устьях рек; знаки

ряби чешуйчато-черепитчатого облика, неустойчивые по величине и распространению, создаваемые придонными течениями, могут возникать и на значительно больших глубинах вплоть до батиали. Условия образования знаков ряби течения и особо крупных мета-рябей на больших глубинах еще недостаточно выяснены (включая возможное воздействие моретрясений – цунами). Наблюдения над преобладающей ориентировкой ископаемых валиков знаков ряби в региональном масштабе имеют большое значение при выяснении расположения берегов древних бассейнов.

Приуроченность знаков ряби к верхним, а их слепков к нижним поверхностям пластов осадочных горных пород позволяет судить о нормальном или опрокинутом залегании пластов. По размерам, индексам и облику знаков ряби волнения иногда можно примерно определить глубину, на которой рябь волнения образовалась в водном бассейне.

По характеру знаков ряби, постоянству и симметрии или асимметрии валиков и по ряду прочих особенностей можно судить об условиях их образования.

При описании знаков ряби важно определить длину и высоту волны, отношение длины волны к ее высоте, степень асимметрии валиков ряби (см. «Атлас», ч. 1, рис. 5).

Детальной классификации знаков ряби в настоящее время нет. В отечественной и зарубежной литературе принято подразделять их по генетическому признаку на две основные группы: а) ветровые (эоловые) знаки ряби [1] и б) водные знаки ряби. Последние в свою очередь подразделяются на знаки течения и волнения. По форме среди водных знаков ряби обычно выделяют: а) симметричные, имеющие симметричное строение валиков (табл. 9, фиг. 1–5; табл. 10, фиг. 1, 2, 4); б) асимметричные, с более крутым склоном валиков (табл. 11, фиг. 1).

Изменения направления водного потока, а также изменения направления волн или течений вызывают более сложные системы пересечения знаков ряби (табл. 11, фиг. 2), среди которых следует различать: 1) интерференционные ряби – оба направления валиков ряби образуются одновременно под влиянием интерферирующих волн, набегающих на берег и отражающихся от него; 2) ряби наложения, образованные последующим наложением новой системы, пересекающей ранее образованную рябь под каким-либо углом.

Рябь течений образуется в реках и зонах озерных и морских течений в результате переноса поверхностного слоя осадков путем перемещения частиц направленными постоянными или временными потоками и подводными течениями. Характеризуется рябь течений более низкими индексами (l/h = 4–10) и неустойчивостью размеров и форм на небольших расстояниях; хребтики, чешуйчато или черепитчато налегающие, изменчивые в продольном и поперечном сечении, большей частью волнистые или дугообразно-изогнутые, иногда почти прямолинейные, обычно асимметричные.

Волновая рябь возникает под действием волн, главным образом в более или менее мелководных зонах морских и озерных бассейнов.

Волновая рябь имеет несколько более высокие индексы (l/h=5–10).

Валики ряби волнения более или менее прямолинейны и устойчивы, расположены чаще параллельно и примерно на равных расстояниях. Следует различать две разновидности ряби волнения: 1) волновая, резко асимметричная рябь, образованная движением волн в зоне крайнего мелководья, наплеска;

2) волновая симметричная (осциллящионная) рябь, образующаяся в более глубоких частях литоральной зоны вследствие колебательных движений воды в придонном слое, вызванных волнением на поверхности водоема (табл. 9; табл. 11, фиг. 1).

При описании знаков ряби в ископаемом виде следует принимать во внимание последующие изменения облика (с момента высыхания вплоть до окаменения осадка).

Известны примеры осцилляционной ряби, образовавшейся на очень больших глубинах. Такая рябь на глубине 4500 футов в Тихом океане в районе северных Маршальских островов, наблюдалась (Menard, 1962) на поверхности глобигеринового карбонатного ила (самые крупные формы глобигерин не превышают 0,5 *мм*); волны при этом возникали ниже поверхности океана.

Особый случай образования «знаков ряби» был встречен (Osmond, 1962 в ордовикском известняковом гравелито-конгломерате Северной Америки (табл. 12). Осмонд считает, что знаки на поверхности крупнообломочного известняка были выточены кварцевым песком. Перемещение песчинок под действием волн, по его мнению, привело к своеобразной абразии поверхности известняка на дне и к вытачиванию знаков, имеющих ту же форму, что и знаки ряби.

3. СИНГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТРЕЩИНЫ (УСЫХАНИЯ И ДРУГИЕ)

СЛЕДЫ КАПЕЛЬ ДОЖДЯ (табл. 13-16)

На поверхности карбонатных пород наблюдаются следы первичных трещин, заполненных тем же, слагающим породу, или иным материалом – песком, алевритом, глиной. Возникают они в результате уменьшения объема при высыхании первоначального влажного илистого осадка (табл. 13; табл. 15, фиг. 1, 2), при явлениях подводного синерезиса (табл. 15, фиг. 3). Форма и размер трещин зависят от характера слагающего породу материала, его однородности, мощности осадка, минерального состава, состояния субстрата и скорости твердения осадка. Различают полные (табл. 13, фиг. 1–3; табл. 14) и неполные, недоразвитые (табл. 15), трещины усыхания. Полные трещины представляют собой систему пересекающихся трещин, разделяющих поверхность пласта на неправильные полигональные участки разной величины. В карбонатных породах часто наблюдаются четырехугольные полигоны (табл. 13, фиг. 3; табл. 14). Неполные трещины усыхания подразделяются на радиально расходящиеся и неправильно ветвящиеся.

В поперечном сечении трещины усыхания имеют V-образную форму, позволяющую судить об их опрокинутом или нормальном залегании, или U-образную форму с параллельными стенками и почти горизонтальным дном.

Известны современные трещины усыхания на поверхности прибрежно-морского карбонатного ила (Ginsburg, 1957) (табл. 13, фиг. 1).

С развитием в известняках многократно повторяющихся трещин усыхания связано формирование пяти- и шестигранных отдельностей (табл. 16, фиг. 1–3). Предполагают (Шрок, 1950; Мирошников, Щеглова, 1961), что такие отдельности возникают в результате наследования каждым последующим слоем структурных линий (трещин усыхания), образовавшихся в нижележащей породе.

Очень редко на поверхности напластования карбонатных пород, например глинистых мергелей и др., удается наблюдать следы капель дождя (табл. 16, фиг. 4). Последние ничем существенно не отличаются от аналогичных знаков в мелкообломочных породах.

4. СЛЕДЫ РАСТВОРЕННЫХ КРИСТАЛЛОВ СОЛЕИ, ЗНАКИ ВНЕДРЕНИЯ (табл. 17)

На поверхности пластов среди некоторых фаций и формаций карбонатных пород наблюдаются редко встречающиеся отпечатки и внутрипластовые пористые реликты скелетных кристаллов каменной соли (табл. 17, фиг. 1, 2).

Физико-химические процессы, способствующие возникновению и сохранению глиптоморфоз, например глиптоморфоз кристаллов каменной соли (см. «Атлас», ч. 1, 1962), в настоящее время не полностью выяснены.

Среди глиптоморфоз (псевдоморфоз) по растворенным кристаллам наблюдается два типа образований: а) приуроченные к границам пластов и сохраняющиеся только на поверхности напластования глиптоморфозы – отпечатки, сохраняющиеся на поверхности илов после их уплотнения и после растворения кристаллов; б) объемные глиптоморфозы (псевдоморфозы) по растворимым кристаллам, распространяющиеся и сохраняющиеся внутри песчанистых известняков, доломитов и сильноизвестковых песчаников. Образование последнего типа глиптоморфоз, по всей вероятности, происходит подобно так называемым песчаным кристаллам кальцита в песчаниках типа фонтенебло и другим продуктам замещения кристаллическим веществом, вначале цементировавшим зернистый материал.

Следы струй, борозды течения в карбонатных породах, так же как и в мелкообломочных, сохраняются обычно в виде контротпечатков на нижних поверхностях пластов. Они представляют собой по типу те же валики, что и в обломочных породах, с одним заостренным окончанием и другим расширенным, постепенно сливающимся с поверхностью пласта. Длинные оси валиков расположены согласно направлению потока, суженные более выпуклые части конусов обращены навстречу течению (см. «Атлас», ч. 1).

Изучение знаков течения имеет большое значение для геологов, так как позволяет судить о наличии течений, их направлении, до некоторой степени об их скорости и в ряде случаев помогает отличить опрокинутое залегание слоев от нормального.

Знаки внедрения (табл. 17, фиг. 3) образуются на нижних поверхностях пластов в результате подводных оплывин и других деформаций, захватывающих поверхностную часть еще не отвердевшего ила. Знаки характеризуются неправильной, бугорчатой, иногда морщинистой формой поверхности.

Считают, что текстуры внедрения в неотвердевших илах вызываются сейсмическими сотрясениями, наличием где-то вблизи значительного уклона дна, неравномерной существенной нагрузкой вышележащего осадка на подстилающие его илы.

5. СЛЕДЫ ЖИЗНЕДЕЯТЕЛЬНОСТИ ЧЕРВЕЙ И НЕКОТОРЫХ ДРУГИХ ОРГАНИЗМОВ (табл. 18-22)

Биогенные текстуры на поверхностях пластов карбонатных пород представлены чаще всего следами жизнедеятельности червеобразных (табл. 18–20), реже встречаются следы прижизненного перемещения двустворчатых трилобитов, следы медуз и других, порой еще не изученных (проблематических) организмов (табл. 21, 22).

Следы червей, присутствующие в осадках самого различного возраста, представляют собой в одних случаях различные по виду бороздки на верхних поверхностях пластов или их слепки на нижних поверхностях перекрывающих

пластов, в других – валики, часто многочисленные, причудливо переплетающиеся, иногда сопровождаемые продольными или поперечными бороздками, пережимами.

Классификация следов жизнедеятельности червей предложена Н.Б.Вассоевичем (1951, 1953[1]), который подразделяет их на объемные – следы животных, углубляющихся в осадок, и плоскостные – следы животных, двигавшихся на поверхности осадка. Правильнее вообще разделять группы следов животных по биологическим сферам обитания, на следы организмов эпифауны и инфауны.

В «Атласе» следы жизнедеятельности червей на поверхности осадка группируются по морфологическим признакам следующим образом: ветвистые ходы типа *Chondrites* (табл. 18, фиг. 1–3); петлеобразно изгибающиеся и иногда почти прямолинейные желобки и валики (табл. 18, фиг. 4, 5; табл. 19, фиг. 1); розетковидные пучки ходов (табл. 19, фиг. 2); скопления причудливо переплетающихся валиков, сложенных осадком, прошедшим через кишечник червеобразного' (табл. 19, фиг. 3). В зависимости от окраски ила и цвета содержащегося в нем органического вещества, от контрастности минерального состава, зернистости и цвета двух соприкасающихся слоев, по границе которых передвигалось животное, валики могут в большей или меньшей степени выделяться на фоне вмещающей их породы.

Присутствие в значительном количестве следов червеобразных, обычно приуроченных к определенным горизонтам, частям ритмов, по современным данным (Straaten, 1955), свидетельствует о замедленном осадконакоплении.

Для определения нижней или верхней поверхности пласта знаки, образованные червями, могут быть полезны лишь в том случае, когда есть уверенность в их позитивном или негативном характере. Довольно полные обзоры литературы по вопросам происхождения и систематизации подобных знаков имеются в работах Н. Б. Вассоевича (1951, 1953[1]), Р. Ф. Геккера, П. В. Ушакова (1962).

На поверхности пластов палеозойских карбонатных пород иногда встречаются также следы жизнедеятельности трилобитов – многочисленные очень короткие желобки и валики, оставляемые конечностями трилобитов на поверхности ила. Знаки, расположенные обычно ориентированно, образуют узкие полоски, иногда группируются в пределах небольших участков (табл. 21, фиг. 1, 2).

Характерные знаки в виде валиков различного диаметра с косицеобразной скульптурой, называемые *Caulerpites pennatus* (табл. 22, фиг. 1), и плоские валики с мелкими, косо расположенными насечками по краям (табл. 20), имеют бесспорно биогенное происхождение и связаны с жизнедеятельностью неизвестных ползающих организмов.

Определение знаков, которые Л. Д. Мирошников называет отпечатками медуз (табл. 22, фиг. 3, 4), как нам кажется, является недостаточно доказанным.

6. СОЧЕТАНИЕ РАЗЛИЧНЫХ ТЕКСТУРНЫХ ЗНАКОВ (табл. 23–25)

В ряде случаев на поверхности наслоения песчаных, алевритовых, глинистых и карбонатных пород наблюдается сочетание знаков различного происхождения. Такие находки представляют несомненный интерес для геологов, так как изучение их может облегчить выяснение закономерностей совместного нахождения текстур, условий и времени образования как самих знаков, так и осадков. В данном томе приводятся различные примеры сочетания биогенных и абиогенных знаков (табл. 23–25).

Неясным остается происхождение знаков, имеющих форму мелких округлых пятен и слабо изгибающихся полосок, косо расположенных относительно поверхности напластования (ходы червей?). Благодаря светлой окраске знаки четко

выделяются на поверхности серого мергеля (табл. 25, фиг. 2). По данным Н. Б. Вассоевича, они имеют биогенное происхождение (следы червей?), того же мнения придерживается В. П. Маслов. По Р. Ф. Геккеру, подобные полоски и пятна первоначально выделялись в виде сгустков в период коагуляции осадка (устное сообщение).

В. ТЕКСТУРНЫЕ ПРИЗНАКИ ВНУТРИ ПЛАСТОВ (табл. 26-75)

1. ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ

К текстурным признакам внутри пластов карбонатных пород относятся: слоистость (слойчатость), различные следы жизнедеятельности организмов, подводнооползневые деформации и другие текстуры, связанные как с первичными признаками накопления осадков, так и с более поздними изменениями, возникшими на различных стадиях диагенеза, эпигенеза и, наконец, при выветривании. Карбонатные породы более, чем обломочные, подвержены различным многостадийным и довольно глубоким последующим изменениям (растворению, перераспределению растворенных веществ, замещению одних компонентов другими, цементации, раскристаллизации, перекристаллизации), в связи с чем нередко глубоко изменяется первичный облик их структур и текстур. В процессе этих изменений возникают и совершенно новые текстуры. Примером служат наиболее типичные для карбонатных пород образования сталактитов, сталагмитов, стилолиты, текстуры конус в конус, пустоты (ячеистость и каверны), разного происхождения пятнистые текстуры и др. Генезис некоторых текстур до сих пор остается неразгаданным, проблематичным.

Текстуры карбонатных пород по условиям образования могут быть подразделены на две основные группы. К первой группе относятся, например, текстуры, возникшие в результате роста и последующего захоронения рифовых и биоморфных раковинных скоплений – известняков (со своеобразными слоистыми шаровидными и другими текстурами), а также образовавшиеся в процессе жизнедеятельности различных организмов (ползающих, роющих, перерабатывающих ил, сверлящих). Вторую группу составляют текстуры, возникшие в результате гидродинамических условий накопления осадков: выпадения осадков из взвеси; дробления и перераспределения частиц под влиянием динамики среды (волнения, течения, штормы, прибой); для эоловых отложений – перевевания карбонатных раковинно-детритусовых прибрежных песков.

Названные текстуры карбонатных пород тесно связаны с фациальными типами известняковых накоплений, которые в ископаемом состоянии представляют собой морфологически и генетически сложные тела.

2. РИФОВЫЕ ТЕКСТУРЫ

Карбонатные накопления обычно залегают в виде пластов (слоев), но нередко они представлены геологическими телами различных размеров со сложной конфигурацией, контактирующими с совершенно отличными от них по генезису одновременными накоплениями. Наиболее характерными представителями своеобразных карбонатных накоплений являются различные биогенные тела, образующие рифы.

Рифовые известняки подразделяются, по В. П. Маслову (1950), на три основные группы: биостромы (особенно типичные для платформенных областей), биогермы и биостелы (рис. 1—3), различающиеся по форме и условиям отложения. В. П. Маслов (1950) разграничивает понятия «рифовые фации» и «риф». Под рифовой фацией понимаются условия, при которых происходит локальный (иногда бурный) рост прикрепленных известковых организмов. Эти организмы отлагают карбонатный

осадок, резко отличный от окружающих илов, с резкой сменой пород на коротком расстоянии. Риф представляет собой подводный или надводный барьер, образованный совместным действием организмов в процессе их роста и разрушающей силы движения водных масс (волны, прибой и др.). Эти барьеры отделяют открытое море от берега или полузамкнутого бассейна.

Рис. 1. Общий характер юрезаптского биострома, образованного колониями кораллов (разрез). Радиальная штриховка — кораллы, в промежутках — детрит. По В. П. Маслову (1950)

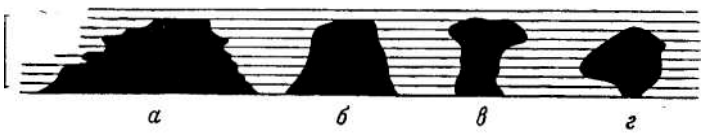


Рис. 2. Различные биогермы в разрезе. Черное — биогермы, промежутки — слоистые породы; а и б — различные формы обычного биогерма, *в* — тип «чапейро», *г* — тип «онкоида» (Андрусова). По В. П. Маслову (1950)

В рифовых постройках, образующихся в процессе жизнедеятельности рифостроящих организмов (кораллы, водоросли, гидрактиноиды, мшанки), наблюдаются слоеобразные формы залегания и участки, возвышающиеся над субстратом. В промежутках между возвышенностями (в ложбинах) в условиях гидродинамического режима (волнового и течений) накапливается материал из обитавших в водоеме представителей органического мира (фораминиферы, брахиоподы и др.) в виде раковин и их детрита, а также оолитовых, копрогенных и пелитоморфных осадков. При смыкании отдельных кустов рифообразователей по мере их роста раковинные, детритовые и пелитоморфные накопления оказывались заключенными между рифовыми постройками; при этом оставалось много незаполненных пустот различных размеров (первичная естественная пористость и кавернозность). При переходе этих тел в ископаемое состояние в рифовых и раковинно-детритовых кавернозных известняках возникали текстурные изменения. Последние проявлялись в перекристаллизации как самих рифовых тел, так и отдельных участков других карбонатных накоплений, в выполнении каверн (пустот) сульфатами кальция (ангидритом и гипсом), в перераспределении $MgCO_3$ и других процессах, способствующих образованию различных пятнистых и некоторых других текстур.

Рис. 3. Биостел в разрезе. Черное — биостел, штриховка — породы различного петрографического состава. По В. П. Маслову (1950)

Карбонатные остатки слагают близкие по условиям образования к рифам ракушечные банки, в ископаемом состоянии представленные биоморфными раковинными известняками. Мощность пластов этих известняков от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров.

Текстурные особенности раковинных известняков обусловливаются главным образом лишь сменой форм организмов, заселявших участки водоема. Слоистые текстуры, связанные определенными различиями гидродинамического режима среды, в этих известняках, как правило, ясно не проявляются.

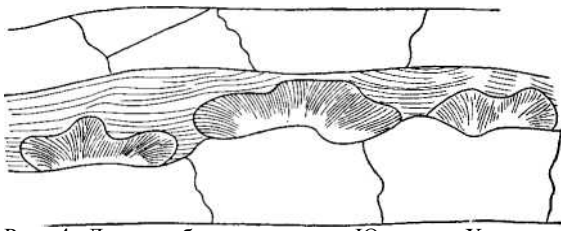


Рис. 4. Деталь обнажения на р. Юрезани. Характер наслоения и косая слоистость в пласте. Радиальная лучистость — колонии кораллов, белое — массивный известняк, штриховка — плитчатый известняк. По В. П. Маслову (1950)

Органогеннодетритовые известняки составляют пластовые накопления раздробленных и перетертых раковин различных организмов: гастропод, брахиопод, пелеципод, криноидей и т. д. вследствие переработки их хищниками, питающимися раковинными формами (головоногие моллюски, морские ежи, звезды, хищные рыбы и т. д.), а также в результате влияния различных гидродинамических условий накопления осадков (движение волн, течения).

При переносе и перераспределении детритовых частиц разной размерности в условиях водного режима в отложившихся осадках возникают различные типы слоистых текстур. Последние не отличаются от текстур, присущих обломочным породам.

Характер напластования массивных известняков типа наслоения в коралловых биостромах, контакты между слоями и типы сложной косой слоистости пород видны на рис. 4.

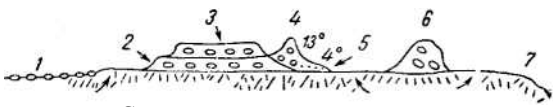


Рис. 5. Современные отложения штормов «а Маршалловых островах. Е. McKee (1959).

1 — гравийный пляж; *2* — конгломерат; *3* — слой гравия; *4* — береговой вал, сложенный валунами, галькой и песком карбонатной рифовой породы (13—4° — углы наклона поверхности вала); *5* — область развития сцементированных карбонатных песков (beach rock); *6* — береговой вал из гравия; 7 — фронт рифа

Рифовые постройки подвергаются разрушению при штормах, прибое и волнениях. Э. Макки (Мскее, 1959) отмечает, что на Маршалловых островах (атолл Джалуйт) современные отложения штормов дают большие накопления перемытых и переотложенных обломков органогенного известняка, ракуши, детрита и других частиц (рис. 5, 6). Размер обломков самый различный — от валунов и галечников до мелкого песка и алеврита. Обломочный материал сцементирован карбонатным цементом. В разрезе чередуются песчаные, гравийные, галечные и другие прослои, образующие косонаслоенные пачки.

3. СЛОИСТЫЕ ТЕКСТУРЫ (табл. 26—33)

Различают первичную слоистость (вплоть до микрослоистости) и возникающее в процессе накопления осадков диагенетическое расслоение, образующееся в густых субколлоидных взвесях в результате раздельного выпадения субалевритовых и тонкоилистых частиц в процессе диагенеза.

Процесс образования слоистых текстур как в карбонатных, так и в обломочных и глинистых горных породах является в известной мере сходным. Однако нельзя не отметить своеобразия типов напластования и форм слоистости в карбонатных, особенно в морских толщах, в основном связанные с иной, гораздо более значительной ролью организмов, их остатков в процессах накопления карбонатных

толщ, а также нередко обусловленные существенно иными фациальными условиями водной среды карбонатной седиментации.

При изучении первичной слоистости за последние годы все больше и больше внимания уделяется процессам выпадения осадков из взвесей в современных морях и океанах, распределению в них оседающего материала в зависимости от динамики, глубин и других физических и физико-химических параметров и колебаний водного режима, с чем связано формирование слоистых текстур (Лисицын, 1959; Маев, 1960; Патрикеева, 1959; Щербаков, 1959; Bourcart, 1959; Heezen, 1959 и др.).

При ритмическом выпадении осадков возникают различные более или менее отчетливые слоистые текстуры. В некоторых случаях слоис-

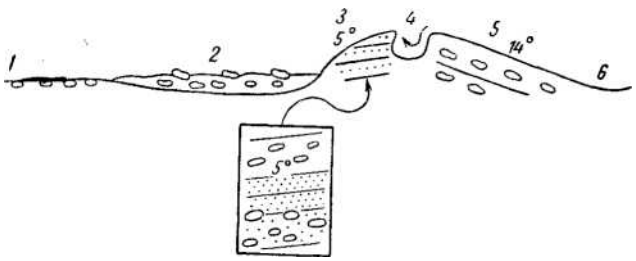


Рис. 6. Современные отложения штормов на Маршалловых островах. E. Mckee (1959)

1 — выветрелый гравий; *2* — мостовая из гравия, нанесенного тайфуном; *3* — косослоистый известковый песчаник; *4* — углубления (борозды), образовавшиеся в зоне бурунов **от** тайфуна; *5* — сцементированный известняковый песчаник с галькой (beach rock); *6* — поверхность рифа

тость (главным образом горизонтальная) образуется в результате непосредственного механического осаждения частиц из взвеси в толще вод или путем химического выпадения из раствора тех или других компонентов при изменении физико-химического равновесия состава водных масс под влиянием колебаний температуры, объема, глубин и площади поверхности бассейна, при смене более спокойного и более активного гидродинамического режима водной среды, в результате осаждения при периодической коагуляции частиц на границе двух различных сред (зона смешения пресных и морских вод).

На побережьях открытых морей значительную роль играет вековое влечение и вдольбереговое перемещение осадков под влиянием ветров и волнения, в связи с чем в ископаемых толщах следует проявлять осторожность в сравнениях и выводах о ближайших направлениях сноса аллотигенной примеси. В пределах зоны сублиторали и пляжей отложенные карбонатные осадки (детритовые пески) подвергаются, кроме того, переработке ветрами, поэтому не всегда можно провести границу между отложениями водного и эолового происхождения.

При решении вопроса о генетической природе слоистости в карбонатных породах следует производить наблюдения в поле над слоистыми текстурами по крайней мере в двух взаимно перпендикулярных направлениях с точными записями и указанием ориентировки зарисовок снимка, одновременно, где это можно, изучать, а также учитывать другие литологические особенности.

Некоторые авторы уделяют большое внимание процессам возникновения диагенетического расслоения в густых глинистых взвесях (мутье- вых потоках) (Смирнов, Федорова, 1959; Kuenen, 1958 и др.). По мнению Г. А. Смирнова и Г. Г. Федоровой (1959), процесс перераспределения частиц в осадке возможен при

наличии в нем свободной гравитационной воды и коллоидно-тонкодисперсного материала, частицы которого связаны коагуляционной тиксотропной структурой. Многие осадочные горные породы типа мергелей, яшм, ленточных глин, по-видимому, прошли через стадию коллоидно-дисперсного состояния при своем формировании, которое шло в водной среде.

Процессы первичного и диагенетического расслоения, возникающие в потоках и придонных горизонтах густой глинисто-иловой мути, заслуживают дальнейшего изучения и прослеживания среди ископаемых отложений (приледниковых, устьевых, дельтовых, частью лагунных и морских). Вместе с тем нельзя преувеличивать их действительные масштабы и распространенность в природе. Основными областями их вероятного распространения являются: застойные водоемы с обильным быстрым привносом глинистой мути и образующимися на короткое время естественными плотинами, время от времени прорываемые размывом, с образованием силевых выносов и пр.; подвергающиеся выпариванию и пересыхающие сильно заиленные озера и лагуны; батиальные и глубоководные илы, образующиеся особенно в зоне батиальных подножий подводного континентального склона или внешней морской ступени материков на внешних окраинах шельфа, где довольно крутые склоны поверхности дна в глубинах изрезаны так называемыми подводными каньонами и постоянно подвергаются сползанию (под влиянием моретрясений и пр.).

Не каждое проявление микрослоистости и ленточной слоистости в толщах субколлоидальных илов и на суше, и в море можно рассматривать как следствие диагенетического расслоения. Многие ленточные и микрослоистые пачки среди карбонатных, глинистых и глинистокремнистых отложений являются первичными, сезонными. Наиболее отчетливо доказывается первичная природа иловых слойков, отвечающих однозначно естественному порядку и последовательности времен, сезонов, в тех случаях, когда в микрослоистом ленточном, мелкоритмичном наслоении участвуют чередующиеся мельчайшие прослойки, то более бедные органическими остатками, то изобилующие раковинками диатомовых, радиолярий, фораминифер, остракод.

В карбонатных породах осадочного генезиса диагенетическое расслоение тоже не всегда может быть выявлено в отличие от первичной микрослоистости, в особенности в тонкодисперсных ее разновидностях (мел) при кажущейся однородности слагающих породу частиц; нередко в белом пишущем мелу и мергелях даже первичные текстурные особенности выявляются только путем пропитывания образцов пород машинным маслом по методике Г. И. Бушинского (1947_2, 1954). Вторичные изменения слоистости различаются под микроскопом по характеру перекристаллизации материала, слагающего отдельные слойки.

Основными элементами текстуры слоистых пород, в том числе и карбонатных, как отмечено в первой части «Атласа», являются пласт, как элементарная единица по границам смены состава, затем слой (составляющий часть пласта или равный ему), слоек, кроме того, поверхности, границы их раздела – «швы» (пластовые, слоевые, серийные, слойковые).

Внутри пласта и слоя морфологические особенности слоистых текстур связаны с формой слойков, состоянием слойков в одной серии, строением слойка, включениями (гальки, конкреции, фауна, отдельные минералы) и их приуроченностью к слойкам, а также зависит от мощности и угла наклона слойков.

Серии слойков в основных типах слоистости различаются по строению, составу (включения и их приуроченность), соотношению и расположению серий в слое (пласте), по форме швов между слоями, зо по мощности серий, наклону косых или первичнонаклонных серий относительно общей плоскости напластования.

По четкости проявления в карбонатных породах (так же как и в других) выделяют слоистость отчетливую, ясную или неясную.

В «Атласе» мы не имеем возможности иллюстрировать все существенные признаки слоистых текстур и ограничиваемся лишь типичными примерами.

В первой части «Атласа» было принято деление на следующие главные типы форм слоистости:

1) микрослоистость (один элемент меньше 1 мм);

2) макрослоистость: а) горизонтальная слоистость – ритмическая – равномерная, неравномерная, в том числе ленточная, простая линейная (непрерывная), прерывистая (штриховатая), ориентированная; б) волнистая – пологоволнистая, линзовидная, мульдообразная (перекрестная), неправильноволнистая; в) волнисто-косая (переходная); г) косая – наклонная или диагональная и перекрестная. В генетическом отношении косослоистые и волнистые текстуры относятся к слоистости рек (потоков), течений, волнения на мелководье и к эоловому типу. Эти же генетические типы слоистых текстур находятся и в карбонатных толщах, но в иных пропорциях и формах.

В случайных сечениях (промежуточные, не строго поперечные и непродольные срезы) генетически разнородные типы слоистости могут дать сходные рисунки текстур: например, слоистость, возникшая в результате наложения друг на друга знаков ряби течения и знаков ряби волнения, а иногда и эоловая (дюнная) слоистость в косых (случайных) сечениях. В связи с этим в полевых условиях следует производить наблюдения над текстурами комплексно, совместно с изучением гранулометрического состава и других существенных признаков пластов, записывать направления снимков, зарисовок и ориентировку косых слоев, учитывать такие литологические признаки, как вещественный состав породы, особенности состава, захоронения и сохранности органических остатков, характер границ-контактов пласта и слоев, ориентировку включений, текстурные особенности плоскостей напластования и др.

Слоистость в карбонатных породах проявляется и подчеркивается: а) текстурными и структурными особенностями слоев (слойков), различающимися по сортировке и крупности частиц; б) присутствием, частотой и сохранностью включений органических остатков – раковин и др.; в) содержанием среди зерен карбонатных пород кластических некарбонатных и карбонатных аллотигенных обломков или зерен (табл. 27, фиг. 1); г) различием чередующегося вещественного состава отдельных слойков – известняк, доломит, мергель, гипс, глина и др. (табл. 26, фиг. 1, 3; табл. 28, фиг. 1; табл. 27, фиг. 2; табл. 29, фиг. 3); д) различием тональности, минерального состава пигментов, распределения и стадий развития окраски слойков (табл. 26, фиг. 2; табл. зо, фиг. 1); е) присутствием генетических спутников – аутогенных минеральных примесей некарбонатного состава, характерных для тех или иных фациальных условий (глауконита, лептохлоритов, глинистых минералов, окислов Мп и Fe, сульфатов и сульфидов и т. д.); ж) наличием некарбонатных пленок или примазок (глинистых, органического вещества или др.) в однородных карбонатных породах по плоскостям отдельностей; з) той или иной отчетливостью проявления послойных плоскостей отдельности (плитчатые известняки); и) наличием, частотой, степенью отчетливости, масштабом и характером изменений, связанных с диастемами – поверхностями перерывов, размывов, пауз седиментации; к) той или иной преобладающей компактностью и ориентировкой удлиненных (плоских) компонентов – гальки, плитки, обломки, листочки слюд, удлиненные раковины – параллельно плоскостям наслоения (табл. 26, фиг. 4; табл. 27, фиг. 1);

л) наличием конкреций разного состава и разных стадий возникновения, распределенных по ряду параллельных горизонтов; м) различной степенью сцементированности слойков карбонатных пород, сказывающейся при их выветривании и выщелачивании (рыхлость, сплошной каменный излом, скальный характер выхода, ячеистость, кавернозность, характерный профиль выступающих и вогнутых частей карнизов (табл. 28, фиг. 3; табл. 26, фиг. 2); н) скоростью и условиями разрастания ракушниковых банок, рифогенных построек.

Из горизонтальных текстур особый интерес представляют сложноритмические типы слоистости, характерные для флишевых формаций, в частности для мергелей в карбонатном флише. Закономерности чередования наборов в ритмах флиша изучались многими исследователями, особенно Н. Б. Вассоевичем (1951, 1953_2) в районе г. Новороссийска и в других районах Кавказа.

Для таких сложноритмически наслоенных карбонатных толщ характерно определенное, строго последовательное появление в разрезе разновидностей пластов, составляющих «флишевый набор». Наиболее обычными разностями в многослойном пласте карбонатного флиша являются (снизу вверх): 1) известковистые песчаники и более или менее песчанистые известняки, нередко мелкообломочные окатанные ракушники; 2) пелитоморфные, в той или иной степени карбонатные породы (известняки, мергели, известковистые глины); 3) глины, аргиллиты. Заканчивается ритм поверхностью размыва с гиероглифами.

Как правило, в пределах ритма наблюдается уменьшение крупности частиц снизу вверх, уменьшается снизу вверх и карбонатность. Границы между соседними ритмами, отделенными перерывами, или паузами седиментации, более резкие, чем границы между слоями внутри ритма. Каждый ритм в типичном флише характеризуется чаще наличием трех разновидностей пород. Первым (нижним) элементом ритма является зернистая порода с псефитовой, псаммитовой или алевритовой структурой, вторым – карбонатная порода (известняк, мергель, карбонатные глины), третий элемент ритма – тонкоотмученная неизвестковистая глина. Такое подразделение разреза по элементам ритма позволяет производить сопоставление участков толщи в разных обнажениях флишевой зоны, поскольку каждая часть разреза характеризуется присущими только ей особенностями, устойчивостью минерального состава, мощностью.

В практике работы цементных заводов на мергелях флиша установлены слои наименования для разных пород, встречающихся в разрезе. Промышленные марки, индексы, нормы химического состава прослоев, идущих для производства цемента, без труда увязываются с определенными частями разреза и элементами ритма (Вассоевич, 1953_2).

Ритмичность карбонатных пород отмечается и среди доломитовой толщи карбона и нижней перми западного склона Урала (Хворова, 1956, стр. 144); здесь выделяются следующие элементы ритма (снизу вверх): а) органогенно-обломочный известняк, б) песчаный доломит, кверху сменяющийся тонкозернистым доломитом, иногда с прослоями радиолярий и в) аргиллиты; иногда ритмы бывают неполные.

Различные типы строения циклов в карбонатных толщах рассматриваются в статьях А. М. Кузьмина (1950), В. Л. Либровича (1961) и Э. Макки (McKee, 1960), в работах Ю. А. Жемчужникова (1963).

Таким образом, ритмичность и ритмическая слоистость, по-види- мому, далеко не редкое явление в карбонатных породах, но проявляется она не всегда отчетливо и недостаточно изучена в различных типах карбонатных пород.

В последнее время для изучения явлений ритмичности в известняковых толщах с успехом применяются математические методы — анализ рядов, вариационная статистика и др., что позволило впервые поставить вопрос о возможности по наблюдениям в немногих местах проводить в палеозойских разрезах сопоставления в абсолютной геохронологической шкале.

Палеонтологи, изучающие строение рифов и зарослей различных прикрепленных организмов, полипняков кораллов, табулят, древних водорослей, давно указывают на недостаточно используемую наукой возможность абсолютной корреляции по годичным интервалам прироста и по периодам приостановки роста, замеченным на множестве особей в одном пласте.

Для других пород карбонатного состава (песчанистых, органогенно-обломочных) характерна более грубая и не всегда резко выраженная слоистость (горизонтальная, пологоволнистая или косая).

В частности, грубая волнистая слоистость, обусловленная послойным скоплением окатанных органических остатков, известна в криноидно-полидетритовых, брахиоподо-полидетритовых и других известняках среднего карбона Донецкого бассейна (Тимофеева, 1959).

горизонтальная грубая слоистость, образо ванная чередованием слоев фораминиферового и детритового известняка и часто нарушаемая скоплением гигантелл или остатками различных других форм (брахиопод, пелеципод, гастропод, кораллов), известна в породах окской свиты Подмосковного бассейна (Бирина, 1940).

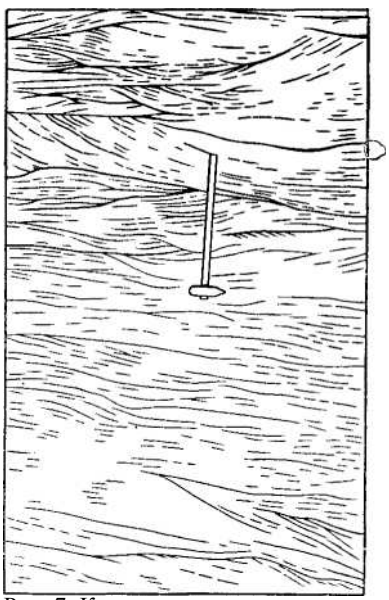


Рис. 7. Косая и участками волнистая слоистость. Оолитовые известняки, образовавшиеся в морской мелководной обстановке '(кос и подводных перекатов). Верхняя юра. Украинская ССР, Харьковская обл., гора Кременец, у г. Изюма. По И. Н. Ремизову, В. П. Макридину (1952)

Некоторыми авторами (Малахов, 1955) зафиксировано горизонтальное и волнистое, очевидно первичное наслоение в сиде- ритовых рудах, приуроченных к бакаль- ской свите верхнего протерозоя в районе Бакала (Урал). В породе с волнистой слоистостью отмечаются, кроме того, сутурные швы. Сутурными швами нередко бывают отмечены поверхности раздела слоев в однородных пелитоморфных или мелкокристаллических и других известняках (табл. 32, фиг. 3).

Косая и волнисто-косая слоистость, образовавшаяся в условиях кос и подводных перекатов, подробно описана И. Н. Ремизовым и В. П. Макридиным (1952) в оолитовых известняках верхней юры горы Кременец у г. Изюма (рис. 7). Мелкая коса (волнисто-косая) слоистость типа прибрежных течений отмечается И. В. Хворовой в доломитах карбона и нижней перми на западном склоне Южного Урала. Косослоистые серии состоят «из вогнутых книзу и слабо расходящихся отчетливых слойков, различающихся структурой; одни из них относительно грубые вследствие обогащения радиоляриями, другие более тонкие» (1956, стр. 143). Углы наклона слойков иногда достигают 40—45°; косослоистые серии имеют мощность 2—4 *см* и полого срезают одна другую по волнистым, асимметричным поверхностям (табл. 31, фиг. 3).

Д. Гэрбо (Harbaugh, 1959) отмечает присутствие косой слоистости, образованной, вероятно, течениями, в детритовых и оолитовых известняках. В грубозернистых известняках углы наклона косых слойков достигают 35–40°. В тонкозернистых известняках наблюдаются обычно мелкомасштабные косослоистые серии с наклоном косых слойков до 20°, при этом вместе с косой слоистостью встречаются знаки ряби.

Косослоистые известняки эолового происхождения подробно изучены на Аравийском побережье (Evans, 1900; Chapman, 19зо). Эти отложения представлены белым однородным зернистым известняком, сходным с оолитовым; углы наклона косых слоев в косослоистых сериях известняка меняются от 0 до 30°.

Ф. Чэпмен указывает, что известняки состоят из хорошо окатанных и отполированных остатков мелководных организмов (фораминиферы, гастроподы, иглокожие и др.), а также встречаются копролиты и оолитовые зерна. Косослоистые эоловые известняки рифов названы эолианитами (Наливкин, 1956; Todd, 1939).

В мячковском горизонте среднего карбона Московской синеклизы у ст. Пески И. В. Хворовой (1949_2) обнаружены сходные отложения. Здесь, по описанию И. В. Хворовой, в известняках наблюдается резко выраженная косая слоистость с разнообразным направлением косых слоев; углы наклона слоев иногда достигают 30°. Мощность косослоистых серий часто значительная. Известняки отличаются прекрасной сортировкой материала, окатанностью зерен и отсутствием в породе морских органических остатков больше тех, которые могут переноситься ветром. Все это позволяет И. В. Хворовой считать указанные осадки «морскими по происхождению и эоловыми по отложению». Речь, видимо, идет об отложениях прибрежной полосы древних дюн. Косослоистые, вероятно дюнные прибрежно-морские, известняки отмечались также в карбоне Тимана и доломиты в протерозое Карелии.

Описание косой слоистости комковатых копрогенных известняков мячковского горизонта среднего карбона приведено И. В. Хворовой и в более поздней работе (1953, стр. 120). Косая слоистость, выраженная довольно отчетливо, характеризуется «небольшой мощностью отдельных косых серий, разнообразным, быстро меняющимся направлением наклонов и сравнительно пологими (15–20°) углами». Слоистость подчеркивается линзовидным скоплением более грубого материала.

Нередко в известняках между двумя почти горизонтальными пачками заключены серии с косонаклонными слойками; углы наклона их составляют 30–45° (табл. 33, фиг. 2). Эта слоистость связана с течениями. Встречается также слоистость с вогнутым расположением слойков в сериях, срезающих одна другую, и с вогнутыми серийными швами.

Волнистая слоистость (ее некоторые разновидности) представлена на табл. 29, фиг. 2, 3 и табл. 30, 31. Косая слоистость типа течения показана на табл. 32, фиг. 1, 2, 3. Взаимно срезающие друг друга косые серии в карбонатных породах разного генезиса видны на табл. 32, фиг. 1 и табл. 33, фиг. 1–3.

Следует отметить, что при изучении карбонатных пород в поле часто уделяется недостаточно внимания описанию деталей слоистости; ограничиваются лишь упоминанием о слоистых известняках или их внешней характеристикой, что в значительной степени затрудняет или совсем не позволяет отразить в «Атласе» с достаточной полнотой генетическую сущность слоистых текстур.

4. ПОДВОДНООПОЛЗНЕВЫЕ ТЕКСТУРЫ (табл. 34, 35)

Подводнооползневые текстуры нередко образуются еще в стадию, предшествующую затвердеванию осадков, до превращения их в горную породу. Эти текстуры были изучены в современных осадках озер Швейцарии и на дне Черного моря (Архангельский, 1930; Архангельский, Страхов, 1938), описаны из отложений различного возраста А.А. Ивановым (1931), Н. Б. Вассоевичем и С. Т. Коротковым (1935), А.В. Хабаковым (1948), И. И. Белостоцким (1955) и др.

Оползание осадков на дне водоемов, как отмечалось в первом томе «Атласа», может начаться при уклонах дна 1–2° в прибрежных зонах бассейнов, в подводной части дельт, на склонах рифов и островов, на склонах воронок подводного карста и других неровностей дна. Чем заметнее уклон дна бассейна, тем, очевидно, интенсивнее будут деформированы осадки; кроме того, подводные оползневые явления тесно связаны с характером отложений (насыщенных водой илов, плывунов), с петрографическим составом сползающей толщи, типом, местоположением и размерами бассейна (чаще в сейсмических зонах погружающихся предгорий с областями моретрясений на морском дне и пр.).

Подводные оползни распространены в породах различного петрографического состава, но особенно отчетливо их текстуры проявляются в слоистых осадках – большей частью перемежающегося алевритового, песчаного и глинистого состава. Природа и время образования древних подводных оползневых горизонтов выяснены еще далеко не всюду (даже в таких хорошо изученных геологических областях, как например, Кавказ, так называемая толща с «запутанным напластованием» в г. Тбилиси).

В карбонатных породах подводные оползни встречаются довольно часто (Вассоевич, Коротков, 1935; Голубятников, 1946). Различают мелкие подводнооползневые текстуры, развитые внутри пласта, измеряемые в сантиметрах и метрах, и наряду с ними крупные складки, захватывающие несколько пластов или целые толщи, измеряемые десятками и сотнями метров.

Отдельные горизонты древних подводных оползней обнаруживают точную стратиграфическую приуроченность, поскольку они были вызваны определенными сейсмическими явлениями данного времени.

Мелкие подводнооползневые текстуры встречаются очень часто и в некоторых отложениях неоднократно повторяются в разрезе. Крупные ископаемые подводные оползни сложного строения описаны многими исследователями. Развиты они в олигоценовых отложениях по р. Пшиш на Северном Кавказе (Вассоевич, Коротков, 1935), регионально распространены в различных горизонтах среди карбонатных и других отложений Дагестана (Голубятников, 1946); описаны для артинских слоев на Урале (Иванов, 1931; Хабаков, 1948) и т. д.

Подводнооползневые текстуры имеют вид весьма разнообразных и сложных складок с разрывами – наклонных, синусовидных, запрокинутых, выдавленных, закрученных и т. д. Нередко чрезвычайно прихотливая извилистость пород сопровождается дроблением, надвиганием и перемещением отдельных частей складок. Некоторые сильно измятые и перемещенные складки содержат отторженцы, глыбы, гальки, брекчии, захваченные оползнями при обвалах скалистых берегов.

В типичных горизонтах древних оползней деформированные части слоя, несколько слоев или пачка слоев заключены между ненарушенными слоями. Среди карбонатных пород часто встречаются сложно скатанные формы складок (табл. 34).

Основными признаками для распознавания древних подводных оползней в геологических разрезах, по А. В. Хабакову (1948), являются следующие: 1) приуроченность деформаций к определенным стратиграфическим горизонтам и к толщам, наиболее поддающимся оползанию; 2) залегание сильно деформированных слоев между близкими по возрасту ненарушенной почвой и кровлей; 3) региональное распространение смятий в районах, слабо или почти не затронутых тектоническими нарушениями; 4) признаки крайней пластичности и водонасыщенности в породах до их литификации в момент оползания (вплоть до совместного нахождения жилообразных тел осадочных пластов, которые находились в состоянии плывунов); 5) своеобразие форм смятий с причудливыми разнообразно и сложно свернутыми, скатанными лежачими складками и разрывами; 6) наличие поверхностей древнего размыва, срезающих верхние части смятий и определяющих верхнюю границу времени оползания, близкую к возрасту вмещающих толщ.

Изучение горизонтов с древними подводнооползневыми текстурами представляет интерес при выяснении некоторых тектонических и палеогеографических вопросов. Н. Б. Вассоевич и С. Т. Коротков (1935) подчеркивают, что наличием подобных текстур в ряде случаев можно объяснить появление не свойственных в данном месте пород брекчиевидного и конгломератового сложения; чуждые местным структурам явления псевдоскладчатости, смятия и разрывы; появление в разрезах чуждых фаций (например, среди глубоководных морских илов прибрежно-морских отложений); присутствие среди молодых отложений более древних; удвоение толщ; выпадение из разрезов в области сползаний отдельных слоев, пачек или толщ; появление местных ложных несогласий.

Подводные оползни позволяют судить о древней сейсмичности и наклонах морского дна, о местоположении береговой линии, о прежней консистенции толщ в эпоху оползания.

Причины, вызывающие явления подводного оползания осадков, различны: это быстрое неравномерное накопление осадков, сейсмичность времен тектонических движений, интенсивный подмыв побережья и подводные размывы течениями, а также неравномерное уплотнение осадков в процессе диагенеза толщ, подвергающихся складчатости (Архангельский, 19зо; Вассоевич, Коротков, 1935; Хабаков, 1948).

5. ТЕКСТУРЫ ОСАДОЧНОГО БУДИНАЖА (РАЗВАЛЬЦЕВАНИЯ) (табл. 36, 37)

Осадочный будинаж (развальцевание, растягивание с разрывами или разлинзование) в отличие от глубинного–тектонического это процесс разделения пластов в той или иной степени консолидированных осадочных пород на отдельные линзы под влиянием давления, особенно при оползнях (в том числе подводных). Осадочный будинаж почти всегда сопровождается оползневыми дислокациями, однако возникает чаще всего при наиболее крупных оползнях и обвалах. Для него характерно образование многочисленных плоскостей скольжения, отделяющих «линзы» от окружающей массы породы. Часто такие «линзы» представляют собой типичные оползневые «закрутыши», ограниченные плоскостями скольжения. Их называют факоидами (Voigt, 1962) по аналогии с подобной формой интрузивных линз (табл. 36, фиг. 1–3).

Грандиозные оползни в триасовых глинисто-карбонатных отложениях, образовавшиеся при локальном и быстром поднятии участка фундамента Русской платформы, привели к образованию осадочного, будинажа в районе Пучежских дислокаций (Люткевич, 1959; Казаков, 1950). Следует оговориться, что истолкование природы Пучежских дислокаций как проявления осадочного будинажа не является

бесспорным; имеются другие объяснения со ссылкой даже на экструзивные процессы. Н. Н. Верзилин обнаружил текстуры развальцевания в глинисто-карбонатных красноцветных толщах нижнего мела Ферганы (табл. 36, фиг. 4), где вообще много следов различных сингенетичных дислокаций, вызванных древними землетрясениями. В верхнесарматской глинисто-карбонатной толще Криворожья аналогичные явления были зафиксированы Л. С. Белокрысом (табл. 37, фиг. 1). Д. Г. Сапожников (1963) наметил несколько стадий разлинзования красных известняков девона Северного Казахстана. При диагенезе (еще до отвердевания карбонатного ила), по Д. Г. Сапожникову, разлинзование проявляется в виде образования «облаковидной» волнистой слоистости (табл. 37, фиг. 2). В шлифах этих пород, по нашим данным, отчетливо видно обтекание железисто-гидрослюдистой массой мелких линз известняка. В дальнейшем, по Д. Г. Сапожникову, происходят изменения в уже отвердевшей породе с образованием системы трещин, подобных трещинам кливажа.

От позднейшего (тектонического) будинажа осадочный будинаж отличается тем, что он проявляется лишь в отдельных прослоях, затронутых оползневыми дислокациями, всегда совместно с ними и в стратиграфически определенных горизонтах, в то время как тектонический будинаж может проявляться и в горизонтально-слоистых известняках, нарушая их слоистость только в отдельных участках по простиранию (табл. 37, фиг. 3, 4).

Р. Гринвуд (Greenwood, 1960) подробно описал и проиллюстрировал явления осадочного будинажа в нижнемеловых кремнистых известняках Мексики, налегающих на рифовые массивы. По его мнению, эти текстуры возникли в результате неравномерного уплотнения осадков над рифами, однако веских доказательств он не приводит.

Осадочный будинаж, вплоть до мельчайших форм, бывает развит также среди осадочных толщ, резко различных по механическим свойствам пластов, например среди карбонатных и соляных толщ с чередованием пластов доломита, прослоек гипса, галита и калийных солей.

6. НЕПТУНИЧЕСКИЕ ДАЙКИ ИЛИ ОСАДОЧНЫЕ ЖИЛЫ (табл. 38)

Нептунические дайки — это тела, секущие напластование и образо вавшиеся в результате заполнения трещин осадочным материалом. Одним из первых было описание нептунических даек в палеогеновых отложениях Поволжья. Огромные системы нептунических даек, сопровождаемые разрывами, были обнаружены в третичных толщах предгорий эквадорских и перуанских Анд. Давно известны под названием осадочных жил значительные системы трещин, заполненные осадочным материалом, развитые среди докембрийских и древнепалеозойских толщ в областях Прибалтики и на о. Готланд.

К числу древних нептунических даек, выполненных карбонатным материалом (глауконитовым известняком или чаще известковистым песчаником) и развитых среди карбонатных или метаморфических толщ, относятся так называемые осадочные жилы в нижнем ордовике Западной Эстонии. Жилы-трещины здесь рассекают поверхность волховских слоев, подстилающих толщу ортоцератитового известняка и песчаника рогэ. Эти осадочные жилы представляли собой трещины, возникшие в начале ордовика при пологом изгибании древней поверхности склонов прибрежной суши и позднее заполненные мелководноморскими осадками трансгрессии аренигского моря. Описания и зарисовки известняковых осадочных жил в разрезах нижнего ордовика Прибалтики были даны С. Г. Вишняковым и Р. Ф. Геккером (1937), К. К- Орвику (1960, 1962) и др., а в мелу Америки Р, Гринвудом (Greenwood, 1956).

Как указывалось выше, в перуанских Андах описаны нептуниче- ские дайки крупного масштаба, состоящие из жилообразных ветвящихся тел известковистого песчаника, прорывающегося из нижележащих пластов, отложенных первоначально в состоянии водонасыщенных песков-плывунов. Причиной таких инъекций насыщенного водой осадочного материала, как полагают, были огромные оползни, имитирующие пологие надвиги, в сейсмической зоне молодого подвижного пояса, на крутых склонах побережья океана.

Распространение нептунических даек, например в южной части Тургайского прогиба, Северном Приаралье и Саратовском Поволжье, в условиях пологого залегания и платформенного режима, по-видимому, скорее можно объяснить простым местным оползанием на склонах поверхности водонасыщенных горизонтов, нежели современными или древними землетрясениями (к чему более склонны А. П. Павлов и другие исследователи XIX в.).

Наблюдая на стенках нептунических даек-трещин характер изгиба – деформации пластов, вмещающих эти образования, можно с достаточной определенностью судить о том или ином механизме их заполнения.

В том случае, когда водонасыщенный материал поступал в трещину под определенным давлением снизу вверх, в этом же направлении деформированы и вмещающие отложения (табл. 38, фиг. 1).

При заполнении трещин нормальным путем, т. е. сверху, нарушения во вмещающих отложениях могут вообще отсутствовать или будут ориентированы сверху вниз.

Ряд типичных примеров нептунических даек-трещин, заполненных осадочным материалом, описан в известном справочнике Р. Шрока (1950). Как было упомянуто, в пределах Советского Союза нептуни- ческие дайки особенно распространены в мезозойских и третичных отложениях Русской платформы, палеогеновых толщах Северного Приаралья и меловых отложениях Ферганы (табл. 38, фиг. 2–4).

7. ФУНТИКОВЫЕ ТЕКСТУРЫ (табл. 39–43)

Фунтиковая текстура, или текстура "кон-ин-кон", т. е. «конус в конус», является одним из распространенных вторичных (диагенетических и эпигенетических) образований среди осадочных горных пород. Эта текстура зафиксирована в ископаемом состоянии многими исследователями в различных областях земного шара среди отложений различного возраста – от среднего кембрия до третичных (Twenhofel, 1950). Б. Шауб (Shaub, 1937) описал новый тип фунтиковой текстуры современного происхождения, обнаруженной в неотвердевших осадках.

У. А. Тарр (1936), К. К. Матвеев (1948), Л. Б. Рухин (1953) приводят наиболее известные и типичные примеры распространения текстур конус в конус среди отложений различного возраста, которые часто служат маркирующими горизонтами. Площадь с маркирующими образованиями конус в конус и так называемыми «шестоватыми» известняками в отложениях кунгурского яруса западного склона Урала, по К. К. Матвееву (1948, стр. 30), «достигает многих тысяч, а может быть, даже десятков тысяч квадратных километров». Широко распространены эти текстуры в отложениях нижнего мела Северо-Западного Кавказа (Жабрева, 1959), среди кембрийских фосфоритоносных глинистых сланцев Подолии, в известковистых песчаниках и в алеврито-глинистых угленосных породах Донецкого и Кузнецкого бассейнов (карбон и пермь), в триасовых песчаниках Мангышлака, в

глинисто-сланцевой толще таврической свиты Крыма, в верхнеюрской угленосной толще Вилюйской впадины Сибири, среди конкреций в аптских отложениях Среднего Поволжья (Бушинский, 1962).

Породы с фунтиковой текстурой представляют собой пластовые и линзообразные тела мощностью от 1 до 50 *см,* иногда больше, располагающиеся чаще всего согласно плоскости напластования. В отдельных случаях отмечается секущая форма залегания некоторых тел (например конкреций) с фунтиковой текстурой по отношению к пластам вмещающих пород (Матвеев, 1953; А. В. Копелиович – устное сообщение). Фунтиковая текстура наиболее обычна для мергелей, глинистых известняков и карбонатных глин (или аргиллитов), но встречается она также и среди других пород; в углях (Price, 1933; Dix, 1941; Gage a. Bartrum, 1943), на конкрециях и септариях (Shaub, 1937), в линзах марганцовистого сидерита (Hendricks, 1937), в марганцовистом кальците (Крашенинникова, 1956), в гипсах (Матвеев, 1910; Twenhofel, 1950) и в других породах. Р. В. Браун (Brown, 1954) отмечает развитие текстуры конус в конус из кальцита вблизи или на непосредственных контактах с органическими остатками (между отпечатками скелетов эоценовых рыб, по кембрийским трилобитам и на поверхности аммонитов).

Нередко указывается частая приуроченность фунтиковой текстуры к пластам сильноизвестковистых песчаников в условиях пологого залегания.

В литературе отмечается закономерность, согласно которой прослои с фунтиковой текстурой, как правило, располагаются на контактах пород, обладающих разной плотностью и степенью пластичности, на,пример в местах соприкосновения глин с известняками, известкови- стыми песчаниками или с карбонатными конкрециями (Жабрева, 1959).

Фунтиковая текстура (табл. 39–43) характеризуется развитием конусов с параллельными осями, перпендикулярными поверхности пласта; конусы, подобные фунтикам из бумаги, вставлены друг в друга. В углублениях конусов («чашечках»), хорошо заметных на поверхности пластов, четко обозначаются концентры, состоящие из основного (обычно карбонатного) вещества, слагающего породу, и глинистых полосок. В сечении, перпендикулярном поверхностям пласта, эта текстура имеет плойчатое строение с ясно обозначенными поперечными бороздками и валиками, вследствие чего поверхность конусов выглядит морщинистой. Высота конусов, как правило, не превышает 20 *см* и чаще всего бывает от 1 до 10 *см*. Угол конуса при вершине составляет 25–70°. Во многих случаях высота и диаметр основания равны, но чаще высота конуса превышает его диаметр. Вершины конусов иногда притуплены, а стороны – изогнуты.

Прослои с фунтиковой текстурой, приуроченные главным образо м к поверхностям пластов пород, бывают одиночными, двойными или составляют несколько расположенных друг над другом плойчатых (гофрированных) слойков, разделенных прослойками не обладающей этой текстурой породы.

В одиночных прослоях вершины конусов направлены книзу, а основания располагаются на поверхности пласта. Нередко сложные фунтиковые текстуры развиты вокруг конкреций, в этих случаях вершины конусов направлены от центра конкреции (в любую сторону).

В двойных прослоях фунтиковых текстур вершины конусов располагаются навстречу друг другу и иногда легко разъединяются по стилолитовому шву на две части («разъемные конусы») (табл. 40, фиг. 1, 2). В таких случаях обе поверхности «разъемных конусов» являются зубчатыми; вершины конусов одной из поверхностей, например нижней, точно соответствуют углублениям («чашечкам»), расположенным на другой (верхней) поверхности, и наоборот. Нижняя

поверхность нижнего прослоя «разъемного конуса» видна на табл. 40 (фиг. 2).

Некоторые разновидности текстуры конус в конус описаны в литературе под неточными названиями: «скорлуповатая текстура доломита» из низов среднего девона Урала (Заварицкий, 1932), «фунтиковый мергель» (Нехорошев, 1941; табл. 43, фиг. 1), «карбонаты-стилолиты», представляющие собой систему вложенных конусов (Крашенинников, 1956), «шестоватый известняк» (Кузнецов и Прохучан, 1945) и др.

Первые тщательные описания текстур конус в конус в СССР были даны К.К. Матвеевым в 1910 г. из пермских мергелей по р. Чусовой на Урале. К. К. Матвеевым (1910, 1953) выделены шестоватые и волокнистые минеральные образования: а) с отчетливо выраженной «макроконинкон структурой» (текстурой) и б) «биф»-волокнистые образования с неясно выраженной, а иногда даже скрытой «микрокон-ин-кон структурой» (текстурой).

Так называемые жилисто-волокнистые, или «биф»-образования (от английского beef – мясо), состоят из плотных параллельно-волокнистых кальцитовых корок, по внешнему виду напоминающих древесину или мышечную ткань, у которой волокна расположены перпендикулярно поверхности корки. Толщина корок составляет от 1 до 100 *мм,* толщина иголочек 0,5–3 *мм*.

В строении фунтиковых и жилисто-волокнистых, или «биф-образований», сложенных в основном кальцитом, дополнительно участвуют также и другие минералы (целестин, барит, пирит), которые в каждом отдельном случае дают своеобразные формы распределения кристаллов.

Обычные наиболее часто встречающиеся породы с фунтиковой текстурой характеризуются высоким содержанием карбонатов (более 91%); нерастворимый остаток составляет 5,5%.

Образования конус в конус в карбонатных породах из верхней юры Донбасса (табл. 42, фиг. 2–4) в шлифах под микроскопом в продольном сечении сложены кристаллами удлиненной, столбчатой формы; в разрезе, перпендикулярном столбчатости, они имеют кристаллическую структуру с псевдогексагональным обликом кристаллов размером около 0,25 *мм* в диаметре. Основная часть породы представлена кальцитом, в незначительном количестве присутствует арагонит (Канский, 1956).

Химический состав пород с описываемыми текстурами может значительно меняться: так, например, породы с фунтиковыми текстурами из древних свит (ушицкая свита) западного склона Украинского кристаллического щита в Приднестровье, по данным О. В. Крашенинниковой (1956), содержат CaO от 39 до 48%, MnO от 4,0 до 5,46%, в незначительных количествах присутствует P_2O_5, SO_3, TiO_2, MgO при полном отсутствии щелочей. Основная масса пород с фунтиковой текстурой представлена здесь марганцовистым кальцитом. В глинистокарбонатных породах с фунтиковой текстурой в значительном количестве присутствует SiO_2 (до 14,35%) и $A1_2O_3$ (4,09%).

Существуют различные теории происхождения текстуры конус в конус. Ни одну из них, по-видимому, еще нельзя считать вполне объясняющей явления возникновения этих интересных образований среди различных по типу осадочных горных пород. Сводка многих ранних высказываний приведена у У. А. Тарра (Тагг, 1922) и У. Х. Твенхофела Twenhofel, 1932 или русский перевод, 1936).

Наиболее распространенными являются следующие теории происхождения фунтиковых текстур: газовая, кристаллизационная и теория давления.

Согласно газовой теории, пузырьки газа, поднимающиеся в неотвердевших осадках, вызывали образование конусов в поверхностных частях слоя; таким образом, по этой теории текстуры конус в конус образовались одновременно с выпадавшим осадком. Однако эта теория ни в коей мере не могла объяснить особенностей фунтиковой текстуры.

Г. Сорби первый высказал предположение об образовании фунтиковой текстуры вследствие способности многих минералов кристаллизоваться при определенных условиях в зернистом осадке и под известным давлением в волокнистых формах; образование конусов он связывал с кристаллизацией минералов вокруг некоторых осей.

Г. Кол (Cole, 1893) считал, что глина, располагающаяся между конусами, является аутигенным остатком, выжатым наружу при кристаллизации минералов в волокнистой форме, в частности кальцита.

В.Ричардсон (Richardson, 1923) полагал, что текстура сложных конусов образуется вследствие внутренних натяжений, получающихся при кристаллизации кальцита в волокнистой форме.

Теория давления более подробно развита У. Тарром (Тагг, 1922). Наряду с влиянием тяжести перекрывающих пластов и давления, возникающего в процессе роста конкреций при образовании этих текстур, большое значение У. Тарр придает взаимному сдавливанию при движении конусов в отношении друг друга. Этому процессу сопутствует растворение кальцита. Глинистые пленки, присутствующие в углублениях (полостях) конусов, являются нерастворимым остатком кальцита; остаток этот аналогичен получающемуся на концах и сторонах стилолитовых столбиков. Таким образом, растворение, сопутствующее давлению, является основной причиной формирования текстур конус в конус. Круговой характер углубления конусов получается вследствие того, что каждая последующая группа волокон, углубляясь (вниз по сторонам чашки), образует непрерывные кольца. Растворы действуют сначала на тонкие концы волокон и, двигаясь вдоль поверхности скольжения, продолжают растворение книзу. При этом большое значение имеют содержание в растворах углекислоты и скорость их движения. Интенсивность растворения волокон находится также в прямой зависимости от величины давления.

В. Шауб (Shaub, 1937) возражает против большинства теорий, объясняющих образование конусов давлением и растворением под давлением в уже отвердевших каменных породах. Им описан тип конических воронок (до 50 *см* в диаметре и 25 *см* глубины) современного происхождения, наблюдавшийся в неотвердевших осадках – в илу, отложившемся при наводнении после спада воды. Возникновение этой текстуры Б. Шауб связывает с уменьшением объема насыщенного водой осадка в результате постепенного его обезвоживания, сжатия и оседания. Частично развитие конических поверхностей возможно также в результате давления вышележащих осадков. Среди текстур конус в конус, в зависимости от их происхождения и отличительных признаков, Б. Шауб выделяет два главных типа: 1) «чаши» (чашечки) возникают раньше конусов и носят как бы следы постепенного опускания уровня воды в бассейне, стороны «чаш» бывают покрыты знаками ряби, иногда имеются желобки, параллельные склонам конусов; 2) «чаши» и конусы развиваются одновременно; при этом некоторые разновидности характеризуются трещинами волочения вдоль сторон, у других разновидностей параллельно склонам конусов развивается волокнистость, у третьих вследствие грубости материала (песчаники) никаких знаков на стенках конусов не остается.

К.К.Матвеев (1910, 1948, 1953), детально изучавший фунтиковые текстуры на Урале, является по существу сторонником кристаллизационной теории. Он предполагает наличие по меньшей мере двух фаз

при образовании этой текстуры: докристаллизационной, предусматривающей первичное распределение веществ, слагающих теперешнюю текстуру конус в конус, и кристаллизационной, во время которой происходила перекристаллизация вещества и замещение одних минералов другими (в частности замещение сернокислого кальция кальцитом и др.).

Текстуры конус в конус бывают приурочены к определенным фациям, и в этом случае К.К.Матвеев в образовании этих текстур придает большое значение наличию в отложениях органического вещества и биохимическим процессам. Развитие образований с коническими текстурами на Урале – «образований нарушенной кристаллизации», по его мнению, вызывается битумами, которые препятствуют росту нормальных кристаллов; это является не единственной, но весьма существенной причиной образования фунтиковых текстур данного типа.

В соответствии с представлениями К. К. Матвеева некоторые исследователи рассматривали широкое распространение текстур конус в конус как довольно благоприятный поисковый признак на уголь и нефть.

П. С. Жабрева (1959), изучавшая фунтиковые текстуры в нижнемеловых отложениях Северо-Западного Кавказа, считает их эпигенетическими образованиями и связывает их возникновение с неравномерным давлением вышележащих пластов и частично с боковым давлением; подтверждением может служить небольшое смещение вершин конусов относительно друг друга в присутствии «микроскопических зеркал скольжения» в кальците, а также нарушения глинистых каемок с перемещением их по разрыву на амплитуду, равную величине конуса.

Н. Е. Канский (1956) на основании изучения минерального состава фунтиковых текстур из верхней юры Донецкого бассейна пришел к выводу, что первоначально в условиях мелких засоленных лагун в осадок выпадал карбонат кальция в виде арагонита; в настоящее же время порода с фунтиковой текстурой «представляет собой параморфозу кальцита по арагониту». Превращение арагонита в кальцит, вызывающее давление в связи с диагенетическим процессом (благодаря расширению объема вещества при перекристаллизации), отмечалось еще А. Н. Заварицким (1932).

Вопрос об образовании фунтиковой текстуры до настоящего времени нельзя считать вполне разрешенным.

При изучении природы текстур конус в конус следует, по-видимому, выделять в их образовании несколько стадий – более раннюю (первичную) и более поздние (вторичные) – диагенетическую и эпигенетическую. При этом следует рассматривать и общие условия, которые приводят к образованию текстур конус в конус, и частные вопросы, касающиеся отдельных конкретных случаев.

Условиями общего характера можно считать первичные условия, предшествующие образованию теперешних фунтиковых текстур, т. е. связь с фациальной обстановкой, в которой происходило отложение и распределение осадков и минерального состава.

О связи фунтиковых текстур с фациями свидетельствует приуроченность их к определенным (глинисто-карбонатным) типам пород, и к определенным стратиграфическим горизонтам, а также своеобразный минеральный состав пород, связанный с этими текстурами (кальцит, арагонит, сидерит, фосфат, гипс, пирит, барит и др.).

К вторичным процессам, связанным с началом и окончанием формирования фунтиковых текстур в стадии диагенеза и эпигенеза, относятся перераспределение вещества – растворение, передвижение и замещение минеральных веществ и кристаллизация минералов. Этому способствуют: а) свойство некоторых минералов кристаллизоваться в столбчатых и волокнистых формах, б) уплотнение осадков,

в) свойство одних минералов увеличивать, а других уменьшать свой объем при первичной кристаллизации и более поздней перекристаллизации вещества, г) закономерно увеличивающаяся вертикальная нагрузка вышележащих толщ, д) возникновение бокового давления.

В каждом отдельном случае при изучении фунтиковых текстур следует учитывать региональную тектоническую и фациальную обстановку данного времени, конкретные условия и детали возникновения этих образований.

8. СТИЛОЛИТОВЫЕ ТЕКСТУРЫ И ПОДОБНЫЕ ИМ СТРУКТУРЫ РАСТВОРЕНИЯ (табл. 44–51)

Среди стилолитовых образований различают стилолитовую поверхность, стилолитовые выступы (стилолиты) и стилолитовые зубчатые сутуры, или швы. Очень мелкие, не различимые невооруженным глазом, стилолитовые образования называют микростилолитовыми (микростилолитовые поверхности, выступы, швы).

Стилолитовые поверхности – это зубчатые поверхности сочленения двух пластов или двух участков одного и того же пласта. Каждая поверхность сплошь покрыта шиповидными выступами – стилолитами и небольшими ямками – углублениями между выступами (табл. 45, фиг. 1). Для стилолитов характерно беззамковое сочленение, зубчатая, игольчатая, коническая, столбчатая и бугорчатая форма (рис. 8). Вершины зубчатых выступов могут быть острыми или тупыми, стенки выступов–крутыми или пологими, иногда параллельными. Острозубчатые стилолиты присущи главным образом чистым карбонатным породам, в глинистых они менее острые или даже тупые (Бушинский, 1961). Столбчатые выступы, приобретая иногда в поперечном сечении все более и более удлиненную форму, переходят в барьеры. Крупные барьерные стилолиты были встречены А. В. Копелиовичем в силурийских известняках Подолии.

Размеры стилолитов колеблются от микроскопических (микростилолиты) до 10–20 *см* и более. По данным М. С. Швецова (1948), они достигают иногда 80–90 *см* (каменноугольные известняки Подмосковья). В пределах одной и той же поверхности стилолиты могут иметь различную форму и размеры; так, например, столбчатые стилолиты встречаются совместно с зубчатыми, зубчатые – с коническими (Бушинский, 1961), мелкие нередко присутствуют в промежутках между крупными и на их поверхности. Иногда стилолиты встречаются в виде отдельных выступов (Швецов, 1948). Установлено, что форма и размер стилолитов зависят от вещественного состава породы (табл. V).

Стенки стилолитов покрыты многочисленными мелкими бороздками. У зубчатых и конических выступов бороздки расходятся от вершинок к основаниям, у столбчатых располагаются параллельно удлинению (табл. 48, фиг. 1, 2).

Осевые линии выступов обычно более или менее параллельны и совпадают с направлением давления. Таким образом, если давление распространяется вертикально, оси стилолитов будут ориентированы перпендикулярно к горизонтальным и косо к наклонным поверхностям напластования (рис. 9).

Для стилолитовых поверхностей очень характерны покрывающие их тонкие глинистые и иногда другого состава пленки. Благодаря этому не происходит цементации двух плотно сочленяющихся стилолитовых поверхностей. Толщина разделительных пленок несколько больше в основании и на вершинах выступов. В настоящее время считают, что пленки представляют собой нерастворимый остаток, накопившийся в процессе роста стилолитов. Будучи водоупорными, они

способствуют циркуляции вод над ними и усиливают их растворяющее действие (Теодорович, 1958[2]).

Расположение стилолитовых и микростилолитовых поверхностей и швов в толще пород бывает самое различное — чаще всего горизонтальное или почти горизонтальное, реже наклонное и иногда вертикальное.

Представляют интерес случаи, позволяющие выявить отношение стилолитов к ископаемым органическим остаткам, например к раковинам гастропод, полипнякам и пр. (табл. 51, фиг. 2).

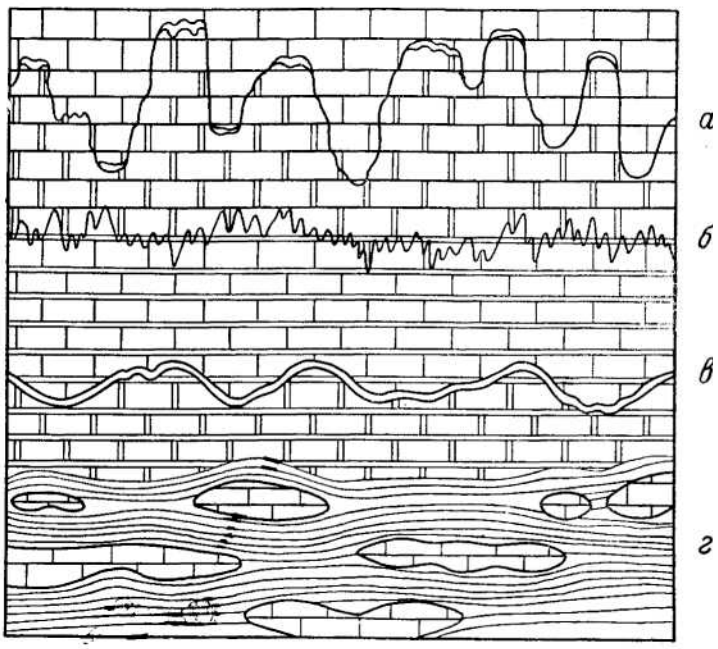


Рис. 8. Типы стилолитов (вертикальное сечение): *а* — столбчатый, *б* — зубчатый, *в* — бугорчатый (парастилолиты по М. С. Швецову, 1954), *г* — близкая к стилолитаму (1961)

Таблица V

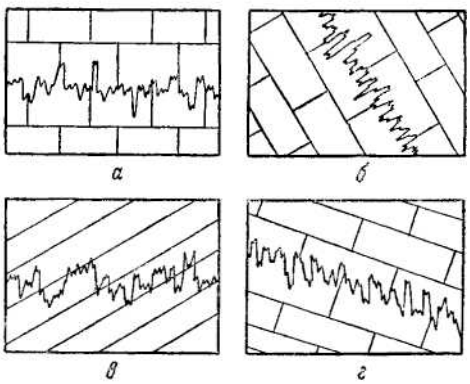
Зависимость между формой, размерами стилолитов и вещественным составом породы

Группа стилолитов	Размер стилолитов, *мм*		Порода	Форма стилолитов
	По Г. И. Буминскому (1959)	*ПоСя Бандуну (1959)*	*По Г. И. Бушинскому (1961)*	
Крупные	>20	100—50	Карбонатная	Как правило, столбчатая
Средние	20-5	50-5	Карбонатная	Преимущественно зубчатая, редко столбчатая
Мелкие	5-1	5-1	Карбонатная и другие твердые породы (главным образом древние	
Микростилолиты	<1	<1		

Различные случаи ориентировки стилолитовых швов в строматолитах изучены А. В. Копелиовичем (Копелиович и др., 1960) и К. К. Зеленовым (1955[1]). Стилолитовые швы в строматолитах, совпадающее с поверхностями роста (табл. 49, фиг. 1, 2) или пересекающие их (табл. 50, фиг. 1), образуются на контакте строматолитов с вмещающей породой, на контакте двух строматолитовых столбиков. Косое расположение стилолитовых зон в строматолитовых постройках связано, по-видимому, с тектоническими напряжениями (Копелиович и др., 1960). При пересечении стилолитовой (микростилолитовой) поверхности перпендикулярной плоскостью образуется неровная, зубчатая линия, называемая стилолитовым (микростилолитовым) швом.

Если в глинистом или в каком-либо другом веществе, образующем разделительные пленки, содержится углистая примесь или гидроокислы железа, стилолитовые швы выделяются особенно четко (табл. 47, фиг. 1). Они могут разветвляться, пересекаться (табл. 44, фиг. 4, 5; табл. 45, фиг. 2, 3).

Стилолитовые текстуры наиболее типичны для карбонатных пород (известняков, доломитов, мергелей, сильноизвестковистых песчаников), реже они присутствуют в песчаниках, кварцитах, яшмах, глинистых и кремнистых сланцах, фосфоритах, гипсах, ангидритах, бокситах.



Рве. 9. Различные случаи расположения стилолитовых столбиков относительно плоскостей напластования: перпендикулярное — а и б (первичные стилолиты), косое — *в* (очевидно, стилолиты образовались после нарушения породы и являются элементами вторичными) и г (первичные стилолиты в пластах, обладавших первоначальным наклоном). По Р. Шроку (1950)

Наряду с типичными стилолитами встречаются морфологически очень близкие к ним бугорчатые текстуры (парастилолиты М. С. Швецова). Такие текстуры являются, по-видимому, недоразвитыми формами стилолитов и отличаются от них отсутствием характерной зубчатости и иногда отсутствием бороздок на стенках выступов (табл. 48, фиг. 3). М. С. Швецов (1948) проследил переходы бугорчатых текстур, подобных стилолитам, с одной стороны, в типичные стилолиты, с другой — в желваки и линзочки известняка, залегающие среди глинистой массы. Предполагается, что возникновение описанных бугорчатых текстур связано не только с процессами растворения под давлением, но и в значительной степени с неоднородностью вещественного состава и строения породы.

По поводу генезиса стилолитовых текстур высказано очень много различных предположений, однако до настоящего времени условия их возникновения не вполне выяснены.

Одни исследователи (Shaub, 1939; Рыбаков, 1959) считают стилолиты диагенетическими текстурами, другие (Твенхофел, 1936; Пустовалов, 1940; Швецов, 1948; Холодов, 1955; Маслов, 1958; Бушин- ский, 1961; Плахотный, 1963) относят их к эпигенетическим образованиям. В более ранних работах главным фактором диагенетической стилолитизации считалось давление, а эпигенетической — растворение.

В настоящее время происхождение стилолитовых текстур, приуроченное к стадии эпигенеза, большинство исследователей представляет себе как результат медленного растворения породы под односторонним давлением.

Изучая стилолитовые швы в эпигенетически перекристаллизован- ных породах, И. В. Безбородова (1961) приходит к выводу, что время их образования предшествовало данной перекристаллизации; швы в таких породах точно совпадают с гранями кристаллических зерен и нигде их не пересекают (табл. 46, фиг. 4). Нам кажется, что в данном случае вероятнее всего растворение крупных кристаллов доломита было связано со стилолитизацией (табл. 51, фиг. 1), т. е. последовательность процессов, обратная указанной И. В. Безбородовой. Иногда стилолитовый шов проходит в перекристаллизованной породе на границе двух участков, отличающихся размерами слагающих их зерен (табл. 44, фиг. 4, 5; табл. 46, фиг. 2).

Наблюдается приуроченность к стилолитовым швам эпигенетического (? – *Е. Д.)* доломитообразования (табл. 46, фиг. 4). Характер

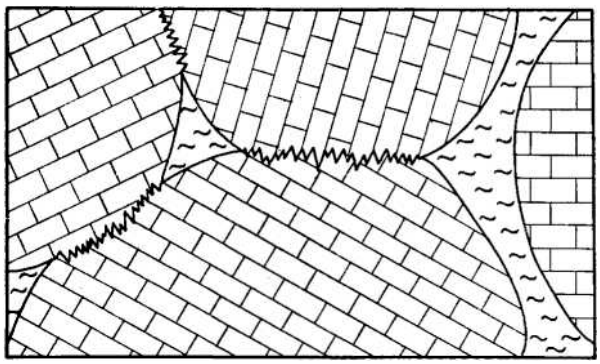


Рис. 10. Стилолитовые швы в конгломерате, развитые в пределах контакта галек. Конгломерат состоит из галек известняка и мергельного цемента. Девон. Северный Урал. 1/2 нет. вел. По Г. И. Бушинскому (1961)

взаимоотношения стилолитовых щвов с зернами, слагающими пере- кристаллизованные карбонатные породы, примеры растворения и «внедрения» по стилолитовому шву оолитов (табл. 50, фиг. 2; табл. 51, фиг. 1), галек (рис. 10; табл. 50, фиг. 3), обломков раковин (табл. 51, фиг. 3, 4), пересечение кальцитовых прожилков стилолитовыми швами (рис. 11), все это позволяет считать, что во всех случаях стилолитизация была приурочена к периоду эпигенеза.

В то же время Б. Шауб (Shaub, 1949) приводит пример деформированного стилолитового шва в слабоглинистой карбонатной породе, характер деформации которого, по мнению автора, наглядно свидетельствует о его возникновении в еще мягкой, пластичной среде. Мы не придерживаемся взглядов Б. Шауба.

Несколько отличается от других гипотеза Т. И. Теодоровича (1950), согласно которой процесс формирования стилолитов делится обычно на три периода (или стадии). В первом периоде образуются начальные сутуро-стилолитовые поверхности или «точнее, их зародыши, представляющие собой поверхности растворения, связанные с карстом только что сформировавшихся и затвердевающих известковых отложений, кратковременно выделенных из-под уровня воды». Такое растворение, как отмечает Г. И. Теодорович, могло быть и подводным при кратковременном распреснении морских заливов и лагун. В следующий период стилолитовая поверхность покрывается тонкой глинистой разделительной пленкой. Во время наиболее длительного – третьего периода в уже полностью литифицированных отложениях завершается формирование стилолитовой поверхности, стенки стило-

литовых выступов покрываются бороздами-царапинами. Развитие вертикальных стилолитовых поверхностей, по Г. И. Теодоровичу (1950), может происходить при наличии давления, связанного со складчатостью.

Гипотеза Г. И. Теодоровича будучи, по-видимому, справедлива для ряда случаев стилолитообразования, не объясняет, однако, таких явлений, как отсутствие замковых форм сочленения стилолитовых поверхностей, пересечение стилолитовыми поверхностями плоскостей напластования, слоистости, рассечения стилолитовыми швами скелетных остатков организмов, оолитов, взаимопересечение стилолитовых швов, их ветвление, переход стилолитовых швов в трещины.

Е. М. Смехов (1961), изучая трещиноватые породы, отмечает следующие характерные признаки развитых в них стилолитов: стилолито-

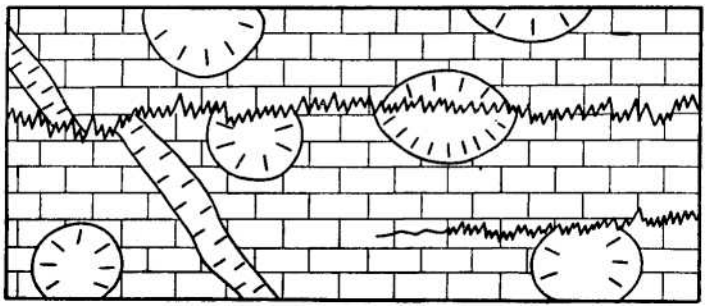


Рис. 11. Стилолитовые швы в известняке, пересекающие стебли кораллов и прожилок кальцита. Верхняя юра. Крым. 1/2 нат. вел.
По Г. И. Бушинскому (1961)

вые образования группируются в те же системы, что и трещиноватость, они развиты по системам трещин следующих напластованию пород, порода в равной мере насыщена и стилолитами, и трещинами. Стилолитовые поверхности, пересекающие поверхности напластования, а также, по-видимому, частично и стилолиты, развитые по напластованию (пластовые стилолиты), Е. М. Смехов рассматривает как образование, более позднее по отношению к трещиноватости. Анализируя новейшие данные о происхождении стилолитов и принимая во внимание их связь с трещиноватостью, Е. М. Смехов считает возможным рассматривать стилолиты как разновидность трещиноватости, а следовательно, и как пути миграции нефти. При наличии в стилолитах открытых полостей они могут являться составной частью трещиноватого коллектора (Смехов, 1961).

Некоторые минеральные образования, например палыгорскит, связаны с магнезиальными карбонатными породами, в которых встречаются стилолиты.

Изучение стилолитовых и микростилолитовых текстур, там, где они приурочены к определенным стратиграфическим горизонтам, может оказать существенную помощь геологу при корреляции осадочных толщ. В некоторых случаях наличие стилолитов используется для отличия нормального положения пласта от опрокинутого. Кроме того, стилолитовые образования отчасти характеризуют технические качества и коллекторские свойства породы.

Как отмечает Г. И. Бушинский, стилолиты «помогают уяснить процессы эпигенеза... По направлению стилолитовых швов и зубцов можно судить о направлении давления, а по различным их генерациям — об изменениях этого направления в процессе тектонического

развития или определять это развитие по изменениям стилолитов» (1961, стр. 54–55).

Наряду со стилолитовыми и, в частности, с микростилолитовыми текстурами А. В. Копелиович (1960) выделяет близкие к ним структуры: структуру взаимного приспособления формы зерен (конформная) и структуру внедрения одних зерен в другие (инкорпорацион- ная), возникновение которых, по его мнению, также связано с эпигенетическими процессами растворения под давлением (одностороннее давление нагрузки, увеличивающееся всестороннее давление, вызванное тектоническими процессами).

Для конформной структуры характерно взаимопроникновение соприкасающихся неделимых и слабо изогнутые линии контактов в местах вдавливания. При образовании инкорпорационной структуры (табл. 149, фиг. 1) один обломок (как правило, меньший) внедряется в другой (как правило, больший) при условии одинакового состава, причем линия контакта определяется формой внедряющегося обломка.

Конформная и инкорпорационная структуры известны в отложениях весьма различного возраста и состава (в обломочных карбонатных породах, в строматолитовых и оолитовых известняках, в аркозовых, полевошпатово-кварцевых и полимиктовых песчаниках и алевролитах, в туфогенных породах). Решающее значение при формировании этих структур имеет интенсивность давления, длительность и время его воздействия на породу; существенное значение придается вещественному составу соприкасающихся частиц, их форме, гранулометрическому составу, а также характеру цемента, степени цементации и свойствам циркулирующих грунтовых и подземных вод.

В породах с конформной и инкорпорационной структурой массы зерен А. В. Копелиович (1960) отмечает появление специфических минеральных новообразований, выпадающих из растворов и образующихся в результате метасоматического воздействия последних, например на кластические обломки. А. В. Копелиович считает, что дальнейшее развитие конформных и в известной степени инкорпорационных структур приводит к появлению сплошных гранобластовых агрегатов.

Г. И. Бушинский обращает внимание на то, что «стилолитовые поверхности и соотношение зерен – явления разного порядка, и их не нужно смешивать, как бы они ни переплетались между собой» (1961, стр. 46).

9. ТЕКСТУРЫ, СВЯЗАННЫЕ С КАРСТОМ И НАТЕЧНЫМИ ОБРАЗОВАНИЯМИ (табл. 52–60)

Растворение карбонатных пород под влиянием атмосферных, речных, озерных и морских вод приводит к образованию довольно разнообразных текстур в этих породах. Текстуры, имеющие генетическую связь с карстовыми процессами, можно подразделить на следующие: 1) текстуры выщелачивания, 2) натечных образований в карстовых пустотах, 3) связанные с заполнением карстовых пустот (каверн), 4) возникающие в результате скольжения и проваливания глыб и массивов карбонатных пород в пустоты, 5) связанные с прогибанием пачек слоистых карбонатных пород в результате образования карстовых пустот.

Условия развития карста- в массивах карбонатных пород чрезвычайно сложны и зависят от очень многих причин. Они подробно разобраны в капитальном труде Д. С. Соколова (1962).

Касаясь непосредственных причин кавернозности карбонатных пород, следует отметить, что образование каверн, их величина и форма нередко обусловлены наличием загрязненных примесями участков в породах, которые быстрее выщелачиваются, а также другими неоднородностями строения карбонатных пород.

К числу последних принадлежат включения: 1) галек известняка (табл. 53, фиг. 1), б) органических остатков – раковин (табл. 53, фиг. 3), в) оолитов (табл. 54, фиг. 4), г) кристаллов соли, ангидрита и гипса (табл. 54, фиг. 1–3).

Выщелачивание этих включений может привести к образованию сотовидной, щелевидной, кружевной, ячеистой и иной кавернозности, где форма и размеры каверн обусловливаются формой и размером включений и их взаимным расположением. Л. И. Пазюк (1959), изучивший кавернозность неогеновых известняков южной части Каховского водохранилища, обнаружил, что морфологический характер каверн в этих однородных по литологическому составу породах зависит от структуры породы. В оолитовых известняках и ракушниках наблю-

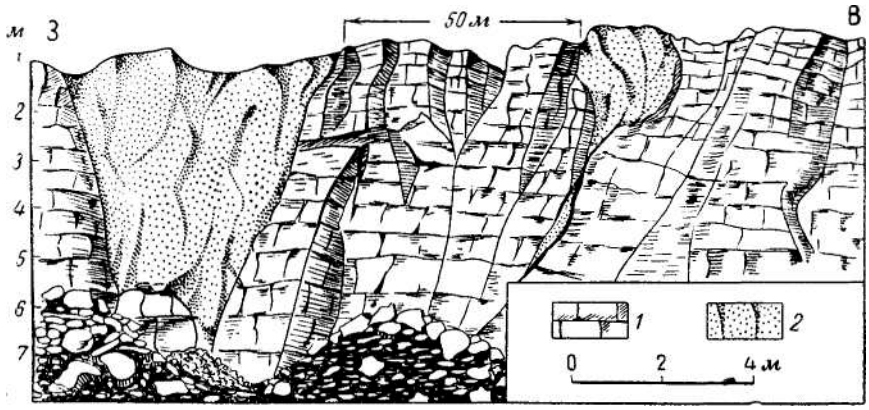


Рис. 12. Карстовые углубления в верхиепермских известняках (*l*), заполненные мезозойскими (?) глинистыми песчаниками (2). 1/10 нат. вел. По П. И. Сувейздис (1959)

дается сотовидная кавернозность в результате выщелачивания оолитов и раковин. Первичные текстуры известняков – слоистость, ориентированное или беспорядочное расположение раковин – также влияют на форму каверн в сторону образования удлиненных форм. Более крупные каверны возникают, по Л. И. Пазюк (1959), в мактровых известняках неогена в процессе более интенсивного растворения пород. Представляется вероятным, что более крупные каверны, напоминающие кружево, образуются в результате неоднородности мактровых известняков, т. е. неоднородности распределения в них остатков фауны.

Значительное влияние на характер кавернозности оказывает также трещиноватость. В частности, при вертикальных трещинах образуются вертикальные цепочки каверн.

Тектоническое строение района развития карстующихся карбонатных пород также может влиять главным образом на размеры карстовых полостей. При горизонтальном залегании карстующихся пород происходит интенсивное развитие подземных форм карста (Гвоздецкий, 1954). Интенсивное поднятие района развития карстовых процессов способствует образованию целого ряда карстовых полостей, свободных или заполненных (рис. 12, 13, 14).

По Д. С. Соколову (1962, стр. 71, табл. 9), карстовые полости могут быть заполнены следующими типами отложений: 1) остаточными образованиями, такими, как terra rossa (красная земля) и доломитовая мука, 2) обвальными накоплениями – продуктами обрушения сводов полостей, 3) аквальными механическими осадками – пещерным аллювием и отложениями пещерных озер (обычно эти отложения состоят из кальцита), 4) натечными образованиями – сталактитами, иногда гелектитами,

сталагмитами, кальцитовыми оолитами, «горным молоком»[2].

Как подземные, так и открытые карстовые полости могут также заполняться обломочным или хемогенным материалом, принесенным из толщи окружающих пород и с поверхности.

Доломитовая мука довольно часто встречается в закарстованных массивах карбонатных пород. На Самарской Луке наблюдаются иногда участки доломитовой муки, сцементированные кальцитом. (Фролова, 1941; Соловьев, 1941; Родионов, 1949). Сцементированные-

Рис. 13. Карстовая каверна в рифовом известняке, заполненная детритовым и афанитовым известняком с горизонтальной слоистостью. Пермские отложения. Приуралье, близ г. Ишимбая. Нат. вел. По В. П. Маслову (1945)

обвальные образования (брекчии) уже описывались в первой части «Атласа». Особенности этих образований будут разобраны ниже, при описании отложений древнего погребенного карста.

Пещерный аллювий обычно встречается совместно с обвальными образованиями и отличается от последних той или иной степенью ока- танности обломков и значительной примесью глинистого или песчанистого материала, вымытого из окружающих пород.

М. Сиффре (Siffre, 1961), исследовав морфологию гравия и гальки пещерного аллювия, пришел к выводу, что обломочный материал аллювия часто отличается высокой степенью окатанности. Коэффициент уплощенности весьма незначителен и нередко близок к нулю (т. е. форма галек приближается к шарообразной). Дисимметрия галек довольно значительно варьирует, однако всегда уменьшается с уменьшением размера обломков или близка к 500.

Изучение процессов коррозии карбонатных галек в четвертичных речных отложениях привело к выводу (Avias, 1956), что только верхние поверхности галек подвергаются растворению с образованием

[2] Слоистые натечные образования, покрывающие стены пещер.

ряда углублений (табл. 59), в то время как на их нижних поверхностях растворенный карбонат кальция отлагается в виде корочек (табл. 59 и рис. 14). Этот признак в древних отложениях может быть использован для определения почвы и кровли пластов конгломератов с карбонатной галькой.

Натечные образования в пещерах имеют слоистое строение (Чирвинский, 1956). Чаще всего наблюдаются кальцитовые натечные корки, однако распространены и корки из гидромагнезита, хунтита – $CaMg_3(CO_3)_4$, арагонита и доломита (Baron a. o., 1959; Mooге, 1961). Кроме того, в пещерах встречаются и такие карбонатные минералы, как сидерит, родохрозит, церуссит, малахит (Чирвинский, 1955).

А.Е. Ферсман описал в пещерах Средней Азии корки, состоящие из чередующихся слоев барита и кальцита.

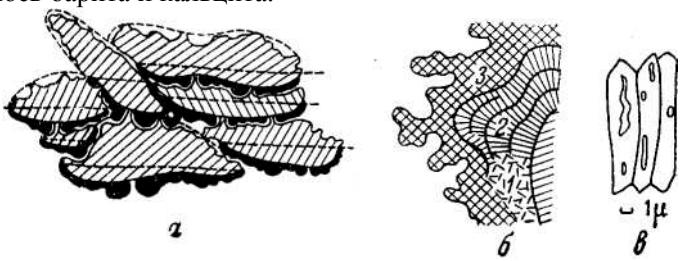


Рис. 14. Схематическая зарисовка галек аллювия с корродированной верхней поверхностью (а); сложные карбонатные корочки, нарастающие на нижние поверхности тех же галек (б): *1* – мелкозернистый кальцит, *2* – радиально - лучистый кальцит, 3 – мозаичный кальцит; схематическое изображение иголок кальцита из радиально-лучистой зоны *(в)*. Четвертичные отложения Франции. I. Avias (1956)

Н. П. Чирвинский, изучавший строение сталактитов из пещер Кизеловского района, различает в них три слоя; а) периферический – белая известковая корка, б) концентрически-слоистая бурая известковая корка, в) центральная часть сталактита – белые кристаллы прозрачного кальцита. Как отмечает Н. П. Чирвинский (1955), Ф. Витасек, изучая сталагмиты Деменевских пещер Чехословакии, пришел к заключению, что белые слои в них отвечают зимнему периоду, а коричневые – летнему. Количество слоев в поперечном разрезе сталагмита указывает на его возраст и является геохронологическим критерием для определения времени образования пещеры (карста).

Сталактиты могут быть использованы также в качестве минералогических «отвесов» (признаков, фиксирующих направление вертикали в том пространстве, где происходил их рост). Искривления сталактитов свидетельствуют о тектонических движениях во время их роста.

Кроме сталактитов, сталагмитов и слоистых карбонатных корок на стенках карстовых пустот иногда наблюдается образование шестоватого кальцита – результат прямой кристаллизации последнего из медленно поступающих насыщенных растворов.

Значительный интерес представляет изучение минералогического состава натечных образований карстовых полостей с точки зрения определения климатических условий. Преобладание кальцита в натечных образованиях указывает на умеренный климат, преобладание же арагонита, хунтита, доломита и гидромагнезита позволяет считать, что данные натечные образования возникли в субтропическом, тропическом или пустынном жарком климате (Mooге, 1956, 1961; Baron и др., 1959).

В связи с вышеизложенным представляет интерес вопрос о возможности нахождения арагонита в древних отложениях, так как

в определенных условиях арагонит переходит в кальцит в течение нескольких часов. Однако в присутствии иона SO_4 (гипсоносные и другие галогенные толщи) арагонит может сохраняться. Например, в подобных отложениях обнаружены (Fischer, Finley, 1949) остатки пермских наутилоидей, состоящих из арагонита. М. Л. Воронова в галогенной (ангидритоносной) толще кембрия Сибирской платформы определила арагонит среди других минералов этой толщи. Широко распространен арагонит в сероносных толщах – в Чангырташе (Фергана, палеоген), в нижнем сероносном горизонте, в пос. Гаурдак (Туркменская ССР, верхняя юра) и в пос. Шор-су (Узбекская ССР, палеоген). Таким образом, нет сомнения, что арагонит мог сохраниться в древних карстовых образованиях, в особенности если они сформировались за счет выщелачивания сульфатно-карбонатных и сероносных толщ.

В ряде пещер в СССР и за рубежом были обнаружены кальцитовые оолиты овальной и эллиптической формы и концентрического строения размером от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров (Максимович, 1955; Соколов, 1962). В разрезе оолитов наблюдается чередование белых и темных колец. Окраска последних обусловлена органическим веществом и окислами железа. В Северной Америке в Карлсбадской пещере имеются кальцитовые оолиты, в оболочках которых частично наблюдается лучистое строение.

Изучение минералогического состава оолитов из пещер показало, что в зависимости от температурных условий они слагаются кальцитом или арагонитом. Таким образом, эти образования аналогично сталактитам могут использоваться для определений палеоклимата. Л. Руайе (Royer, 1939) обнаружил в одной пещере Северной Африки кальцитовые оолиты, формирующиеся из растворов с температурой 17°С, а в другой – арагонитовые оолиты, возникающие при 35°С.

В карбонатных толщах довольно часто встречаются древние карстовые полости, заполненные карбонатными или иными отложениями, среди которых наиболее распространены брекчии (обвальные образования), сцементированные кальцитом, и слоистые карбонатные породы морского или озерного происхождения. Широкоизвестные брекчии, заполняющие карстовые полости в пермских карбонатных породах Самарской Луки, описаны М. Э. Ноинским, связывавшим происхождение этих «брекчиевидных доломитов» с выщелачиванием прослоев гипсов, распространенных на западе Самарской Луки в пермских отложениях. Однако здесь же Б. Д. Харитонову и В. Л. Либровичу удалось обнаружить аналогичные брекчии в верхнекаменноугольной карбонатной толще, не содержащей гипсов. Таким образом, данные брекчии возникли в результате выщелачивания самих карбонатных пород. Условия их образования отчетливо выявляются на юге Самарской Луки, где В. Л. Либрович обнаружил, что пачки переслаивания доломитов и крупнокристаллических известняков (мощность слоев тех и других пород от 1-2 *м* до десятков метров) переходит по простиранию в брекчию, состоящую из плиткообразных обломков доломитов, сцементированных кальцитом. Очевидно, образование этих брекчий происходило при выщелачивании известковых прослоев. В обнажениях, близких к урезу р. Волги, и сейчас видны многочисленные каверны только в известняковых прослоях.

А.В. Ступишин (1955) и В. Л. Либрович изучали также раннемезозойский карст Самарской Луки. Ряд карстовых воронок имеется в районе Переволок в пермских доломитах, заполненных голубоватосерыми глинами переволокской свиты ($T–J_1$). Они содержат обильные остатки растительности тропического типа, в том числе остатки стволов лиан. На контакте с глинами доломиты ожелезнены и пронизаны вертикальными каналами (до 1 *см* в диаметре), на стенках кото-

рых развиты кристаллы вторичного кальцита. Этот древний карст является примером тропического карста. В Африке и Австралии (Кригер, 1962) распространен карст, заполненный латеритоподобными

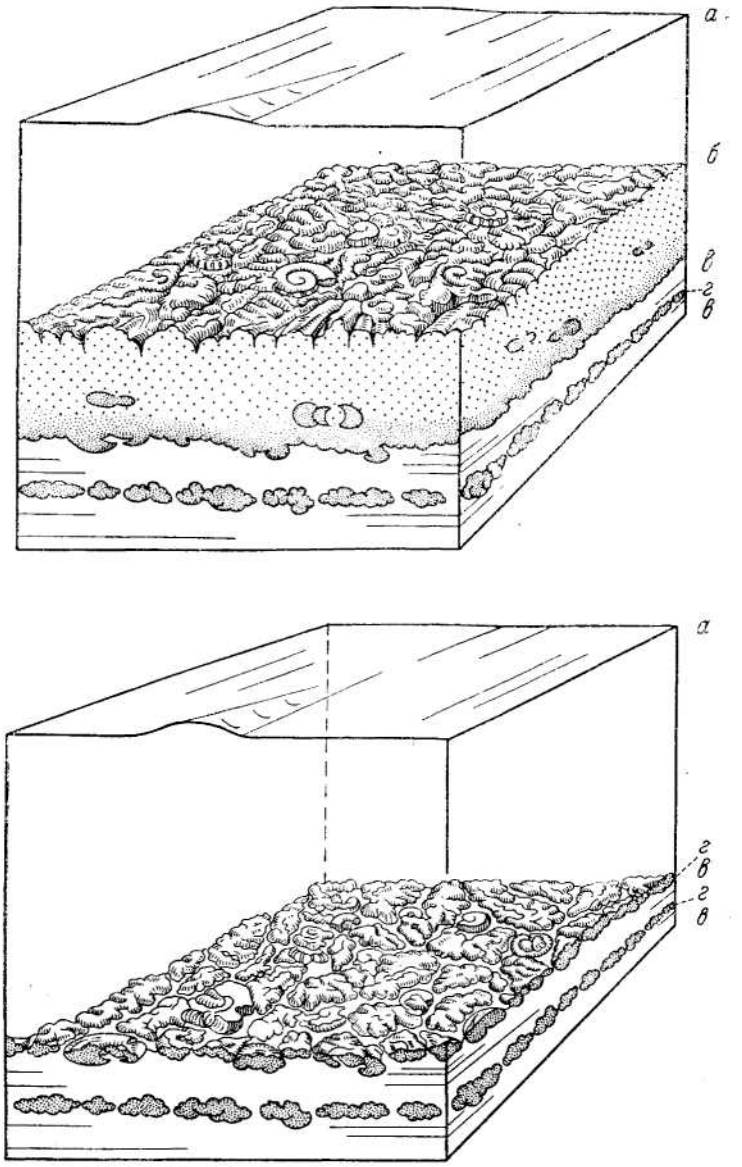


Рис. 15. образование «желваковых» известняков в результате подводкой коррозии отдельных прослоев известняка: ***а*** — поверхность моря, б — корродированная поверхность прослоя известняка, ***в*** — глинистый известняк, ***г*** — прослой «желваков» более ранней стадии образования. Малым. Альпы. R. Hollmann, (1962)

красноцветными отложениями, характерными для полузасушливого климата. В условиях умеренного влажного климата карстовые полости в карбонатных породах часто заполняются кластогенными аллювиальными отложениями и содержат россыпи золота и других металлов.

Ископаемый карст в меловых отложениях бассейна Дона был подробно исследован А. А. Дубянским (1937). Углубления сложной формы заполнены здесь палеогеновыми отложениями. В. П. Маслов (1945) изучил фазы седиментации и карстообразования погребенных массивов Ишимбая, где наиболее интересным является наличие карстовых пустот в детритусовых известняках, выполненных тонкослоистым детритусовым и афанитовым известняком. П. И. Сувейздис (1959) описал древний карст в верхнепермских известняках Северной Литвы, заполненный глинистопесчаным материалом.

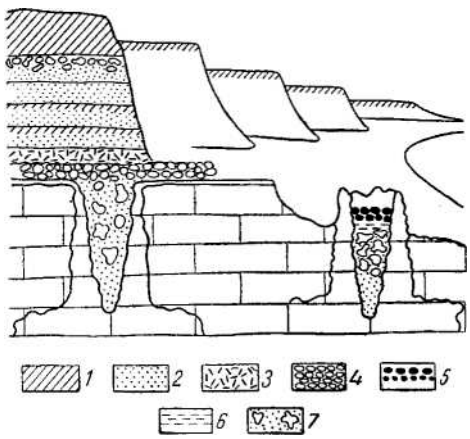


Рис. 16. Древние карстовые воронки в мелу, заполненные плиоценовыми отложениями, в настоящее время отпрепарированные абразией на берегу моря и частично заполненные современными морскими отложениями. При образовании воронок происходила инфильтрация обогащенных карбонатами вод в стенки воронок, благодаря чему вокруг них возникли зоны очень плотного и устойчивою к абразии мела (их границы отмечены на рисунке линиями). T. Burnaby (1950)

1 – четвертичные отложения; *2* – плиоценовые пески; *3* –; различные кластогенные отложения, переходные к базальному галечнику плиоцена; *4* – плиоценовый галечник; *5* – современный галечник; *6* – современные глинистые осадки; 7 – песок с различно окатанными обломками мела, заполняющий древние карстовые воронки (возраст плиоценовый и более древний)

Приведенные примеры касались главным образом древнего континентального карста, однако в толщах карбонатных пород встречаются следы прибрежного и подводного карста (коррозии). В современных условиях такие явления были описаны В. П. Зенковичем (1946) на берегу Каспия и А. В. Живаго (1950) на побережье Западного Крыма. Сводка об условиях образования прибрежного карста дана

А. Гильшером (1959). М. Вейс (Weiss, 1958) пришел к заключению, что древний прибрежный и подводный карст (коррозия) формировался только в зоне прилива – отлива.

Следы рассматриваемых явлений особенно развиты в ордовикских известняках Прибалтики, где на контактах между слоями известняков имеются небольшие (в несколько сантиметров) углубления в кровле пластов, заполненные карбонатной породой вышележащего пласта. Для этих углублений характерна очень сложная извилистая форма. В некоторых случаях корродированная поверхность окаймляется бурым окисленным глауконитом, что является признаком выхода пласта из-под уровня моря. Еще более отчетливым признаком осушения является совместное присутствие коррозионных углублений и трещин усыхания в известняках карбона Подмосковья (Швецов, 1958). Однако были описаны коррозионные поверхности и в ордовикских известняках Эстонии и штата Миннесота, покрытые слоем пирита и глауконита (Orviku, 1940; Prokopovich, 1955; табл. 59, фиг. 4,5). Исходя из этого можно предположить, что подобные явления внутриформационного карста происходили как в зоне прилива – отлива, так и под водой. В последнем случае они скорее всего возникли при наличии течений, с водами, обогащенными углекислотой и сероводородом, иногда даже за счет излияния подводных гидротерм.

Как показал Р. Холмен (Hollman, 1962), подводная коррозия известняков может привести к образованию известняков с «желваками» (рис. 15). Последние образуются в результате часто повторяющихся процессов подводной коррозии известняков и представляют

собой остатки уничтоженного коррозией прослоя известняка, отличающегося по составу от ниже- и вышележащих прослоев. О. И. Некрасова наблюдала явления сходного типа в кембрийских глинистокарбонатных отложениях Сибирской платформы.

Своеобразные формы прибрежного карста описаны Т. Барнаби (Burnaby, 1950). На побережье Англии он обнаружил карстовые воронки в мелу, имеющие коническую форму и заполненные плиоценовыми отложениями (рис. 16). При растворении неплотного мела обогащенные карбонатом воды проникали на определенную глубину в стенки карстовых воронок. В результате вокруг воронок образовались более плотно сцементированные зоны. При последующем размыве в прибрежной полосе современного моря эти тумбообразные карбонатные образования с воронками в середине были отпрепарированы, и воронки частично заполнены современными прибрежными отложениями.

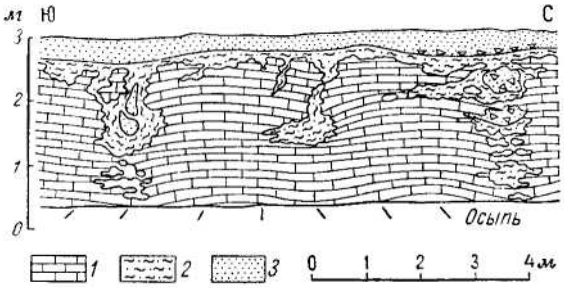


Рис. 17. Мелкая очень пологая складчатость в верхнесарматских известняках Криворожского бассейна, образовавшаяся в результате карстовых провалов. По Л. С. Белакрысу (1959)
1 — известняк; *2* — песчано-глинистые породы; *3* — мелкообломочные породы

Изучение отложений в древних карстах представляет большой интерес, так как они в ряде случаев содержат бокситы, руды Ni, Co, Cu, Fe и Mn, драгоценные камни, каолины, огнеупорные глины, стекольные пески, охры и фосфориты (Гинзбург, 1952; Соколов, 1962). Как отмечает И. И. Гинзбург, в открытых карстах наиболее часто встречаются россыпи, а в подземных — руды цветных металлов. И. З. Корин (1956), рассмотрев вопрос о влиянии рельефа на образование рудных карстов, пришел к выводу, что рудный карст возникает при сглаженном рельефе, при расчлененном, рельефе карст обычно безрудный.

Образование карстовых полостей нередко сопровождается нарушениями вышележащих слоев с образованием изломов и мелких складок. Для последних характерно наличие переломов слоев по оси складок. Такие микроскладки — следы древнего карста — были, например, описаны и проиллюстрированы В. Нарбутасом (1960) в доломитах истракских слоев девона Северной Литвы и Л. С. Белокрысом (1959) в верхнесарматских известняках Кривого Рога (рис. 17).

Дж. Бретц (Bretz, 1940, 1960) описал карстовые дислокации в закарстованных массивах палеозойских карбонатных пород Северной Америки. Им наблюдались дислокации вышеописанного типа в карбонатных породах, а также в отложениях, заполняющих карстовые полости. Кроме того, он описал разнообразные следы оползания отдельных блоков карбонатных пород в карстовые пустоты, в том числе сликолиты. Однако в отличие от стилолитов они образуются в результате избирательного растворения вдоль плоскостей скольжения блоков карбонатных пород, оползающих в карстовые пустоты (табл. 55, фиг. 1, 2). Сликолитовые швы сопровождаются перекристаллизацией карбонатной породы в узкой зоне вдоль шва, часто с образо ванием удлиненных кристаллов кальцита, параллельных основному направлению движения глыб (Nitecki, 1962).

Своеобразные дислокации возникают в том случае, когда закар- стованные тонкослоистые известняки подвергаются действию мороза. К. Вебер (Weber, 1959) описал такие явления в юрских известняках

ФРГ. Плитчатые юрские известняки вместе с окружающим четвертичным песчано-мергелистым материалом образуют сложные спиралевидные структуры – «морозные котлы», возникающие как и «морозные котлы», широко распространенные в четвертичных суглинистых и супесчанистых отложениях (Москвитин, 1962).

10. ТЕКСТУРЫ, ОБУСЛОВЛЕННЫЕ ПРОХОЖДЕНИЕМ ГАЗОВ (табл. 61)

Текстуры, обусловленные прохождением газов, встречаются в породах, которые образовались из осадков, содержавших повышенные количества органических веществ. При разложении этих веществ бурно выделялись различные газы, прежде всего CO_2 и H_2S. Однако далеко не во всех породах следы прохождения газов могли сохраниться, так как выделение их происходило еще в неотвердевшем (или не полностью отвердевшем) осадке, где поры (пустоты) смыкались. По-видимому, наиболее вероятно сохранение следов прохождения газов в карбонатных породах ввиду большой скорости процесса их окаменения. Изучение пустот от прохождения газов в современных карбонатных осадках и данные, полученные экспериментальным путем (Cloud, 1960), показали, что эти пустоты (поры) смыкаются не сразу. В случае быстрого отвердевания осадка после фазы прохождения газов такие пустоты могли сохраниться. Именно такой пример и описан (Cloud, 1960) из черных битуминозных пиритизированных известняков девона Бельгии (табл. 61, фиг. 1, 2). Как отмечает этот исследователь, полости от прохождения газов оказались частично заполненными вторичным доломитом и пиритом.

Исходя из всего вышеописанного, следует ожидать нахождения пустот от газов прежде всего в первичнобитуминозных карбонатных и кластогенно-карбонатных породах.

11. ТЕКСТУРЫ, ОБРАЗУЮЩИЕСЯ В РЕЗУЛЬТАТЕ ЖИЗНЕДЕЯТЕЛЬНОСТИ ОРГАНИЗМОВ (табл. 61–67)

Следы жизнедеятельности беспозвоночных организмов в осадочных горных породах и, в частности, в карбонатных изучены еще далеко недостаточно.

Кроме известных работ Т. Фукса, были опубликованы исследования Р. Рихтера (Richter, 1927), О. Абеля (Abel, 1935) с описаниями следов вымерших червей, сводные работы К. Крейчи-Графа (Krejci-Graf, 1932), Ж. Лессертиссёра (Lessertisseur, 1955), А. Зайлахера, У. Х. Твенхофела (1936), Р. Шрока (1950); целый ряд статей различных исследователей имеется в периодической литературе. Особо следует отметить работы Р. Ф. Геккера и Н. Б. Вассоевича.

Первичнослоистый осадок может быть сильно видоизменен вскоре после отложения в результате жизнедеятельности живущих в илах и на дне водоема организмов – от бактерий и водорослей до червей, моллюсков, ракообразных и иглокожих. Иногда слоистость полностью уничтожается ими, в других случаях создаются новые текстуры; так, беспозвоночные животные, населяющие дно водоемов, оставляют следы, сохраняющиеся в. ископаемом состоянии (следы передвижения, слепки жилищ, фекалий), наблюдаемые как на поверхностях напластования, так и внутри пластов (табл. 61–67).

Преобразующее влияние, оказываемое на осадок беспозвоночными животными, населявшими и населяющими водоемы, изучено еще недостаточно. Многие животные, различные в систематическом отношении, оставляют довольно сходные следы жизнедеятельности; с другой стороны, следы одного и того же животного могут быть несколько различны. Кроме того, следует иметь в виду, что в далеком прошлом

сушу и море населяли не только близкие к современным, но и разнообразные, весьма отличные от них, полностью вымершие группы животных и растений.

Особенно преобразуют осадки илоеды, главным образом различные черви и некоторые иглокожие (морские ежи, звезды, голотурии), ракообразные, моллюски, частично рыбы. Многие илоеды пропускают через пищеварительный канал большое количество донного грунта, выбрасывая его в виде фекалий – уплотненных сгустков, имеющих форму комочков, шариков, палочек и др., часто наблюдающихся в ископаемом состоянии, в особенности в копрогенных известняках.

Иглокожие, уничтожая моллюсков, измельчают их раковины и создают скопления ракушечного песка. Исключительно велика также роль крабов как «производителей ракушникового помола» в полузамкнутых опресненных мелких морях.

Рис. 18. Следы жизни обильной инфауны. Ленский ярус нижнего кембрия. Река Лена, д. Частинская
1 – доломиты мелкозернистые, темные, слегка изаест- ковистые; *2* – доломиты более светлые, слегка извест- ковистые

Переработанный донными животными осадок сохраняется в виде копролитов. Последние в большом количестве встречаются в осадках как открытых океанов, так и в других частях бассейнов, и их, видимо, нельзя считать показателями определенных глубин.

Процессы питания и построения корок у червей резко разграничены. При построении корки грунт пескожилами не заглатывается, а лишь утрамбовывается. Опыты показали (Королюк, 1958), что жизнь червей в грунте ведет к резким нарушениям первичной горизонтальной слоистости. В карбонатных породах, по И. К. Королюк (1962), возникают различные пятнистые текстуры (рис. 18).

При зарывании пескожилов происходит вклинивание (в виде «фестонов») вышележащего слоя в нижележащий. В многослойном грунте при пересечении его червем «фестоны» располагаются один над другим, при изменении им направления на наклонное соответственно вытягиваются вбок и вклиненные участки («фестоны»).

Также сильно нарушают первичную слоистость двустворчатые моллюски при передвижении по грунту и зарывании, кроме того, при помощи сифонов они взмучивают верхний слой осадка.

Мергели и писчий мел, в ряде случаев кажущиеся совершенно однородными, при обработке трансформаторным маслом обнаруживают различные текстуры (Бушинский, 1947_2, 1954, стр. 191; М. Г. Немировская). Особенно богаты они следами жизнедеятельности беспозвоночных организмов, систематическая принадлежность которых пока еще не вполне ясна.

Текстуры в мергелях и писчем мелу проявляются главным образо м в виде пятен различных размеров и формы, которые представляют собой следы жизнедеятельности илоедов, в основном червей; встречаются ходы этих животных, фекальные стержни и фекалии. В разных сечениях эти следы имеют различный вид. Часто наблюдаются полукруглые ходы, можно видеть «поперечные полуокружности, направленные выпуклостью в одну сторону» (Бушинский, 1954). Округлые

или овальные пятна разной величины являются поперечными разрезами ходов животных либо фекальных зерен. Фекальные зерна очень разнообразны по форме и внутренней скульптуре. Иногда встречаются «комья с отростками», природа которых еще не совсем ясна. Г. И. Бушинский (1954) высказал предположение, что это следы жизни голотурий.

Аркообразные и спиральные текстуры в карбонатных породах, возникающие вследствие жизнедеятельности илоедов, описал Л. Г. Кюнен (Kuenen, 1961).

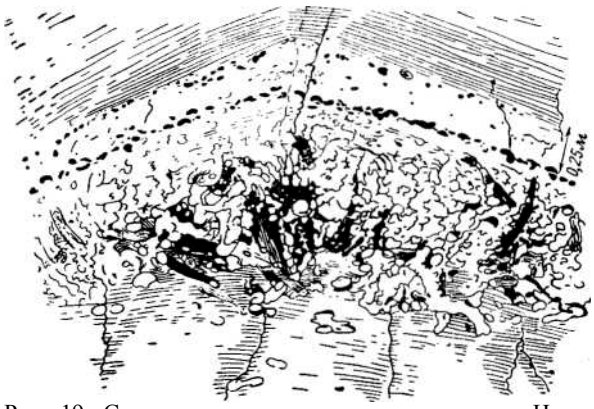


Рис. 19. Следы жизнедеятельности организмов. Норы высших ракообразных *Callianassa* sp., вырытые этими животными в глине и заполненные плотным мергелем, содержащим остатки фосфоритизированных моллюсков и фосфоритов из вышележащего фосфоритаво-ракушнякового прослоя. Основание сумсарского яруоа палеогена. Южная фергана, р. Исфара, около Ханабада. Зарисовка обнажения. По Р. Ф. Геккеру (1962, кн. 2)

Ходы и фекальные зерна, принадлежащие различным видам илоядных животных, приуроченные к различным стратиграфическим зонам и подзонам, могут быть использованы для дробной местной стратификации. В частности, хорошие результаты были получены Г. И. Бушинским (1947_1-1954) и М. Г. Немировской при расчленении разреза толщи меловых мергелей по южной окраине Донецкого каменноугольного бассейна. Мергели кампанского яруса в Амвросиевском районе Украинской ССР М. Г. Немировская подразделяет на две зоны: 1) «веточковую» и 2) «цепочковую».

Весьма часто в карбонатных отложениях наблюдаются сложные петлевидные образования, расположенные и на поверхности, и внутри пород. В вертикальном разрезе они имеют вид спирально закрученной трубки, опускающейся с поверхности внутрь породы. Эти образования представляют собой ходы илоядных животных, по-видимому червей, тело которых помещалось в центре трубок. В литературе такие следы жизнедеятельности организмов получили название *Taonurus* (Abel, 1935), *Taonurus* (*Spirophyton*) (Геккер, 1956_2), *Spirophyton* (*Zoophicos*) (Вассоевич, 1953_1; Геккер, 1955; 1962) (табл. 61, фиг. 4).

По представлениям О. Абеля, возникновение образований типа *Taonurus*, происходило следующим образом. Начальным ходом животного являлась U-образная трубка, к которой по мере углубления илоеда внутрь осадка у нижнего конца присоединялась новая такая же трубка. Так как животное перемещалось по спирали и создавало все новые и новые трубки, то возникали винтообразно закрученные сложные петли, наблюдаемые не только внутри породы, но и на плоскостях напластования.

Известная роль в переработке осадков и создании новых текстур принадлежит ракообразным, что отмечалось уже в первом томе «Атласа». Следы жизнедеятельности ракообразных встречаются в отложениях различного возраста и, в частности, описаны из мела и палеогена Ферганы (Геккер, 1956_1). В большом количестве они наблюдаются в основании сумсарского яруса Ферганской долины. Норы ракообразных (рис. 19, 20) содержат фосфоритизированные ядра моллюсков и окатышей фосфоритов, которые попали в них вместе

с другим заполняющим материалом из размытого фосфорито-ракушникового прослоя, залегающего над норами в основании сумсарского яруса. По внешнему виду норы ракообразных мало отличаются от построек других беспозвоночных (червей). Сходные текстуры заполнения нор ракообразных осадком описаны О. С. Вяловым и Л. С. Пиш- вановой (1959) из нижнего тортона Подолии.

Большая роль в изменении первичных и создании новых текстур принадлежит сверлящим организмам — камнеточцам[1] (пластинчатожаберный моллюск *Lithodomus,* сверлящие губки *Clione(Vica),* черви *Polydora, Trypanites* и др.).

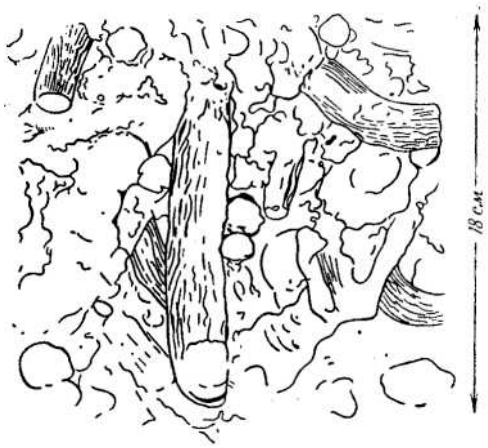


Рис. 20. Следы жизнедеятельности организмов. Деталь нор высших ракообразных *Callianassa* sp. со скульптурой («морщинками») из обнажения, представленного на рис. 19. Диаметр нор в поперечном сечении 2—2,5 *см.* Полевая зарисовка. По Р. Ф. Геккеру (1962, кн. 2)

12. МИКРОТЕКСТУРЫ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД (табл. 68—75)

Масштабы таких распространенных текстур, как слоистые, пористые и пятнистые, среди карбонатных пород могут быть самыми различными — они наблюдаются во всем пласте или только в поле зрения микроскопа. Среди текстур, которые удается наблюдать под микроскопом, чаще всего встречаются пористые (табл. 71, 72) и слоистые (табл. 69, 70).

Микрослоистость может быть обусловлена различным вещественным составом и различными структурными особенностями отдельных слойков. Отличаются слойки содержанием примесей — минеральных, глинистого вещества, мелкообломочного материала, органических остатков (табл. 68, фиг. 2; табл. 69, фиг. 1, 3, 6; табл. 71, фиг. 1, 2; табл. 71, фиг. 3,4), различной крупностью зерен (табл. 70, фиг. 1). Контакты микрослоев в одних случаях четкие, в других наблюдаются постепенные взаимопереходы. Линии контактов в сечениях, перпендикулярных поверхностям напластования, ровные или слабоволнистые, фиксирующие иногда не только перерыв в осадконакоплении, но и размыв поверхности микрослоя.

Иногда о наличии слоистости мы имеем возможность судить лишь по тем или иным вторичным образованиям, которые обычно зависят от первичных особенностей вещественного состава и строения породы (неравномерная, послойная перекристаллизация, окремнение, наличие отдельных прослоев с резко повышенной пористостью и многие другие изменения).

Микропятнистость в доломитах, обусловленная присутствием в породе участков неправильной и неправильно-округлой формы, может иметь различное происхождение. Часто она бывает связана с неравномерной, незавершенной перекристаллизацией, доломитизацией, наличием минеральных примесей. Светлые участки перекристаллизованного карбоната в одних случаях имеют четкие границы и

---

[1]Сведения о следах жизни камнеточцев-сверлильщиков, населявших дно бассейнов в ордовике и девоне, приводятся в работах Р. Ф. Геккера, Д. В. Обручева и М Ф. Филипповой (1935), С. Г. Вишнякова и Р. Ф. Геккера (1937), Р. Ф. Геккера (1960).

рельефно выделяются на общем более мелкозернистом темно-сером фоне породы, в других они имеют неровные и несколько расплывчатые контуры. Иногда, наоборот, «пятна» состоят из остатков неперекристаллизованного пелитоморфного доломита.

При доломитизации известняков (органогенных и др.) пятнистость могла возникать в связи с первичной неоднородностью их состава и сложения. Пятнистость наблюдается также в пористых карбонатных породах вследствие заполнения пустот различными минеральными новообразованиями – кальцитом, гипсом и другими минералами.

Термин «пятнистая микротекстура» едва ли можно рекомендовать для частного употребления, поскольку он является довольно неопределенным, почти ничего не говорит о генезисе и составе «пятен» и с успехом может быть заменен краткой характеристикой особенностей породы.

Микропористые текстуры – это текстуры, для которых характерно присутствие в породе значительного количества мелких полых пространств величиной не более 2 *мм* (Теодорович, 1949). Развитие их могло происходить в течение разных стадий жизни пластов – от седиментогенеза до эпигенеза включительно. По времени возникновения пористость делят на первичную и вторичную. По мнению ряда исследователей, первичные поры это пустоты, образующиеся между твердыми частицами осадка еще в процессе его накопления (Вассоевич, Успенский, 1954; Залесский, Кротова, 1957; Соколов, 1962); к вторичной относится пористость, «которая развивается в процессе изменения уже сложившейся породы» – в диагенезе и эпигенезе.

Седиментационная пористость в известняках и доломитах, представляющих собой хемогенные образования, обычно очень незначительна. С. Г. Вишняков (1956) и Г. И. Теодорович (1950) указывают на отсутствие первичной пористости в седиментационных доломитах как на один из характерных признаков этих пород. Низкая пористость хемогенных седиментационных доломитов объясняется непрерывным залечиванием образующихся пор, связанным с высокой концентрацией грунтовых, иловых растворов (Соколов, 1962).

Некоторые исследователи (Мирчинк, Максимов, 1952; Брод, Еременко, 1953) развитие диагенетической пористости считают следствием сокращения объема породы при замещении кальцита доломитом; подсчитано, что пористость породы при этом увеличивается на 12% (по данным других авторов, в диагенетических доломитах замещения пористость часто не соответствует подсчитанной). Корродированность стенок пор и общий облик пор растворения, но не пор, возникших при сокращении объема породы, также свидетельствуют скорее о разно-объемности замещения (Пустовалов, 1940, т. II; Соколов, 1962; Landes, 1951).

В период диагенетической доломитизации в зависимости от степени концентрации поровых растворов могут формироваться как компактные, так и пористые разности доломитов. Последние будут возникать лишь при таких относительно пониженных концентрациях растворов, когда преобладают процессы растворения (Коржинский, 1953, стр. 339; Соколов, 1962, стр. 174). Пористость в процессе метасоматоза доломита по разнозернистому кальцитовому материалу развивается избирательно. В первую очередь растворению подвергается наиболее мелкозернистый материал; чем крупнее зерна карбоната, тем медленнее они выщелачиваются (Теодорович, 1950; Вишняков, 1956).

Развитию пористости, как это установлено многими исследователями (Каледа, 1935 и др.), мешает присутствие в породе таких труднорастворимых примесей, как глинистое вещество, органический углерод, битумы.

По поводу формирования эпигенетической пористости Д. С. Соколов пишет: «...в зависимости от гидрохимической обстановки подземных вод либо будет продолжаться процесс залечивания первичной пористости, либо на основе первичной начнет развиваться вторичная пористость» (1962, стр. 187).

По генетическим признакам и морфологическим особенностям выделяются следующие разновидности пористости: 1) межзерновая пористость — поры заключены между зернами кальцита, доломита (Теодорович, 1949). Межзерновая пористость, возникновение которой связывают с перекристаллизацией породы (Ульст, Савваитова, 1961), приурочена, по-видимому, главным образом к стадии диагенеза, но она может быть и вторичной, эпигенетической; 2) залеченная пористость, названная Р. Ж. Ульст и С. Г. Савваитовой остаточной; чаще всего она бывает, вероятно, эпигенетической. Для нее характерно уменьшение пор в результате частичного заполнения новообразованиями кальцита, доломита (табл. 75, фиг. 2); 3) поры выщелачивания (вторичная пористость), обычно связанные с неоднородностью вещественного состава пород, наблюдаются: а) в доломитах замещения, развитых по органогенным известнякам (табл. 72, фиг. 1 — 4; табл. 73, фиг. 1) - отрицательно-органогенные структуры по Г. И. Теодоровичу (см. табл. XVIII), б) в оолитовых известняках и доломитах[1] (табл. 79, фиг. 3) — отрицательно оолитовые структуры по Г. И. Теодоровичу (см. табл. XVIII), в) в комковатых известняках и доломитах, где в одних случаях растворяются комочки (табл. 79, фиг. 2), в других — цементирующая карбонатная масса (табл. 73, фиг. 1); г) в кристаллически-зернистых известняках и доломитах (табл. 74, фиг. 3, 4; табл. 75, фиг 1—6). В доломитах выщелачиванию иногда подвергается внутренняя часть ромбоэдров — ядра или отдельные концентры (табл. 75, фиг. 4—6), что может привести почти к полной дезинтеграции породы, к ее превращению в тонкую рыхлую доломитовую массу, называемую «доломитовой мукой». Реликты ромбоэдров иногда сохраняются в виде отдельных оболочек («рамок») и их обломков, оказавшихся наиболее устойчивыми, нерастворенными.

Рис. 21. Характер зерен доломитовой муки из фракции 0,5—0,25 и 0,25— 0,05 *мм.* По З. А. Богдановой (1940)

Подобный случай образования доломитовой муки является довольно редким. Обычно ее скопления наблюдаются: при разрушении карбонатных толщ, которые содержат значительную примесь минералов, обладающих по сравнению с доломитом более высокой степенью растворимости (кальцит, гипс), и в результате выщелачивания микрозернистого доломита, присутствующего среди более крупнозернистого.

Степень дезинтеграции карбонатных пород при образовании доломитовой муки хорошо видна под микроскопом; различают частицы доломитовой муки, состоящие из агрегата доломитовых зерен, обломочков доломита или отдельных

[1]В литературе описаны оолиты, полые внутри, состоящие из тонких доломитовых оболочек концентрически-скорлуповатого строения (Головкинский, Гюмбель и др.). Полые оолиты и породы, состоящие из них, еще М. Э. Ноинский называл отрицательными оолитами.

зерен с неровными корродированными контурами (рис. 21).

В доломитовой муке встречаются зерна с так называемым «ложным загрязнением» – помутнением внутренней части. В скрещенных николях загрязненные зерна обнаруживают мозаичное погасание.

З.А. Богданова (1940) предполагает, что помутнение зерен связано с их разрушением.

Пористые структуры, характеризующие коллекторские свойства доломитов, подразделяются Г. И. Теодоровичем (1949) на следующие основные группы: а) тонкопористые (диаметр пор <0,61 – 0,02 *мм),* б) очень мелкопористые (от 0,01–0,02 до 0,1 *мм),* в) мелко (0,1 – 0,25 *мм)* - и среднепористые (0,25–0,50 *мм),* г) крупно (0,5–1,0 *мм)*- и грубопористые (1,0–2,0 *мм),* д) кавернозные (>2 *мм)*.

В зависимости от степени проницаемости выделяются различные типы структур порового пространства.

ГЛАВА III

СТРУКТУРЫ ОСАДОЧНЫХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

(табл. 76—231)

А. ИЗВЕСТНЯКИ (табл. 76-154)

1. К ВОПРОСУ О КЛАССИФИКАЦИИ И НОМЕНКЛАТУРЕ ИЗВЕСТНЯКОВ

Первые попытки выделения структур и типов известняков были сделаны вскоре после того, как началось изучение осадочных пород в шлифах и появился поляризационный микроскоп (Г. Сорби, Г. Розенбуш, А. Мишель-Леви, А. П. Карпинский, А. А. Иностранцев, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, Э. Кальковский и др.). В русской литературе, по-видимому, впервые М. Э. Ноинский (1913) ясно характеризовал микроструктурные признаки двух весьма важных подгрупп известняков: органогенных и кристаллически-зернистых.

В Западной Европе одной из первых и довольно подробной была классификация Ю. Гиршвальда, (Hirschwald, 1912), однако в целом она не была достаточно последовательной и полной, так как основывалась то на структурных, то на текстурных, а отчасти и на генетических признаках. Более четкую классификацию известняков предложил Ж. Лаппаран (Lapparent, 1923), выделивший две основные группы: а) известняки с малым содержанием органических остатков и б) известняки с большим содержанием органических остатков. Первая группа подразделяется на три разновидности: зернисто-кристаллические мраморы, илистые известняки, оолитовые известняки; среди известняков второй группы Ж. Лаппаран выделил следующие восемь разновидностей: обломочные известняки, в которых основная масса представлена окатанными, реже неокатанными обломками организмов, сцементированных кальцитом; ракушечные, состоящие из целых раковин и их обломков, сцементированных кристаллически-зернистым кальцитом; криноидные; мшанковые; рифовые, состоящие главным образом из кораллов; фораминиферовые, подразделяющиеся по преобладающему роду фораминифер; литотамниевые; рабдолитовые и коккол итофоридовые.

Классификация Ж. Лаппарана (Lapparent, 1923) легла в основу большинства последующих схем подразделений известняков. Так, В. А. Зильберминц и В. П. Маслов (1928), использовав схему Ж. Лаппарана и результаты подробных исследований каменноугольных известняков Донецкого бассейна, разработали уже более детальную классификацию (табл. VI).

Как видно из табл. VI, подразделение известняков на группы авторами не везде достаточно выдержано. Так, первая группа А объединяет четыре типа известняков (оолитовый, обломочный, кварцевый и углистый), совершенно различных как по структуре, так и по генезису. Необходимо также отметить, что под обломочными известняками В. А. Зильберминц и В. П. Маслов, следуя Ж. Лаппарану, понимали известняки детритовые, т. е. в основном сложенные детритом

Таблица VI

Классификация известняков по В. А. Зильберминцу и В. П. Маслову (1928)

Группа	Тип	Разновидность
А	Оолитовый	Собственно обломочный Обломочно-шламовый
	Обломочный	Шламовый Криноидный, эхинодерматовый, коралловый, криноидно-фузулиновый Зернисто-обломочный Илисто-обломочный
	Кварцевый Углистый	
Б	Илистый	Собственно илистый Илисто-зернистый Зернистый Илисто-водорослевый (маловодорослевый)
В	Водорослевый	Шламово-водорослевый (среднее количество водорослей) Собственно водорослевый (многоводорослевый)
Г	Фораминиферовый	Собственно фораминиферовый (смешанных видов) Шламово-фораминиферовый (обломки фораминифер) Фузулиновый Эндотироидовый Швагериновый

(размером 0,1 *мм)* органических остатков, а не обломками известняков.

А.Н. Заварицкий (1932) предложил подразделение карбонатных пород, также основанное на несколько видоизмененной и дополненной им классификации Ж.Лаппарана. Он выделил следующие структуры карбонатных пород:

1) кристаллически-зернистая или мраморовидная – известняки состоят из кристаллических зерен кальцита или бурого карбоната, ясно различимых под микроскопом, а иногда и невооруженным глазом;

2) тонкозернистая или иловая – зерна карбоната так мелки, что под микроскопом порода представляется однородной;

3) сгустковая структура – под микроскопом среди тонкозернистой массы, состоящей из различных кристаллических зерен карбоната, выступают наподобие сгустков многочисленные мутные пятна более тонкозернистого карбоната;

4) оолитовая структура – известняки состоят из более или менее одноразмерных карбонатных оолитов с концентрическим, а иногда радиально-лучистым строением;

5) обломочная структура – главной составной частью породы являются обломки органических остатков и более древних карбонатных и других пород и минералов;

6) органогенная структура – по роду органических остатков известняки с этой структурой подразделяются на раковинные, кри- ноидные, мшанковые, рифовые, фораминиферовые, литотамниевые и т. п.;

7) инкрустационные и крустификационные структуры.

Классификация А. Н. Заварицкого получила широкое распространение в отечественной литературе и в настоящее время лежит в основе большинства структурных классификаций известняков.

У. Х. Твенхофел (Twenhofel, 1932) в опубликованной им классификации выделил три основные группы известняков:

1) известняки, являющиеся прямо или косвенно продуктом органических процессов;

2) известняки химического, неорганического происхождения;

3) известняки механического происхождения.

Ю. Пиа (Pia, 1933) выделил две основные группы известняков:

1) твердые известняки – все известняки, которые тверды в момент формирования, например ракушники как сцементированные, так и рыхлые, коралловые рифы, водорослевые известняки; сюда же он относит и обломочные известняки, образованные обломками ранее сформировавшихся известняков;

2) иловые (мягкие) известняки, сохраняющие пластичность в течение некоторого времени после отложения.

Вопросы классификации карбонатных пород, в частности литографских, рассматривались А. Хаддингом (Hadding, 1958_2), а также в ряде работ Г. И. Теодоровича (1935, 1941 и др.). В последних несколько видоизмененных схемах Г. И. Теодорович (1950, $1958_{1,2}$) приводит детальную классификацию известняков, в которой он выделяет две основные группы: 1) с преобладанием цементируемого материала и 2) с преобладанием основной минеральной массы. Известняки первой группы подразделяются им на три структурно-генетические подгруппы: а) явно органогенные (биогенные), б) хемогенные и биохемогенные, в) явно обломочные (см. табл. XIII).

Л. Кайе (Cayeux, 1935) в монографии, посвященной карбонатным породам Франции, отмечает трудность подразделения известняков на обломочные, органогенные и химические, так как в природе часто встречаются известняки смешанного происхождения, а генезис некоторых типов известняков неясен. В основу классификации он рекомендует положить минералогический состав, тип породообразующих организмов и структуры. Все известняки он разделил на две группы: морские и пресноводные. Кроме основного минерального состава пород, Л. Кайе рекомендует также учитывать примеси и выделять соответственно глинистые, битуминозные, железистые, глауконитовые и другие типы известняков. По структурным признакам он различает брекчиевидные, псевдобрекчиевые, мелоподобные, кристаллические, желваковые, массивные, сгустковые, литографские, оолитовые и псевдооолитовые, травертиновые и туфовые и другие известняки.

В.А. Сермягин (1936) выделил три основных типа известняков и соответствующие им структуры (табл. VII).

Кроме перечисленных в табл. VII основных типов, нередко наблюдаются сочетания нескольких структур, в этом случае В. А. Сермягин предлагал именовать породы по преобладающему типу.

Немало внимания вопросам классификации и терминологии известняков уделено М. С. Швецовым (1934–1958_1), который подразделяет их исходя из генетических и структурно-генетических признаков (табл. VIII).

И. К. Королюк (1952) на примере известняков миоцена юго-запада Русской платформы разработала классификацию, основанную на генезисе карбонатных пород. За основу выделения различных типов известняков И. К. Королюк принимает их структуру как признак, наиболее прямо зависящий от условий образования осадков: Тип I. Известняки биоморфные, образовавшиеся в результате накопления целых скелетных остатков.

Группа А — биогермные известняки, образовавшиеся за счет накопления организмов в прижизненном положении: а) образующие рифовые или онкоидные тела (известняки лито- тамниевые, серпуловые, модиоловые и т. п.), б) не дающие онкоидных тел, например устричные известняки;

группа Б — тафогермные известняки, образовавшиеся в результате переноса и накопления целых скелетных остатков: а) фораминиферовые, б) ракушниковые.

Тип II. Известняки органогенно-обломочные, образовавшиеся за счет раздробленных скелетных карбонатных остатков.

Группа А — органогенно-обломочные известняки с неокатанными частицами: а) очень крупнообломочные, б) крупнообломочные органогенно-обломочные известняки, в) мелкообломочные (известковые пески), г) шламовые;

группа Б — органогенно-обломочные известняки с окатанными обломками породообразующих организмов.

Тип III. Известняки механические, образовавшиеся в результате разрушения и переотложения уже существовавших пород — брекчии, конгломераты, гравелиты, известковый песок.

Тип IV. Известняки химические — афанитовые, оолитовые, пизолитовые.

Таблица VII

Классификация известняков по В. А. Сермягину (1936)

Тип	**Структура**
А. Известняки, содержащие >5% фауны	Биоморфная (цельноракушечная) Детритусовая (размер слагающих ее обломков органических остатков >0,1 *мм)* Шламовая (величина слагающих ее обломков органических остатков <0,1 *мм)*
Б. Известняки, лишенные фауны (зернистые)	Зернистая (крупно-, средне- и мелкозернистая) Тонкозернистая Сгустковая
В. Известняки инкрустационные	Инкрустационная Крустификационная Пойкилобластическая

П. Ниггли (Niggli, 1952), как и А. Гребо, выделяет три основные группы:

1-я группа — рыхлые известняки — а) иловатые (кальцилютиты — Calcilutites), состоящие из известкового ила или известковых микроорганизмов, б) известняковые пески (калькаренитыы — Calcarenites), состоящие из оолитов или конкреций, фекальных комочков, фрагментов скелетов организмов, обломков известняков, в) грубообломочные известняковые породы (кальцирудиты — Calcirudites); г) смешанные породы, состоящие из трех упомянутых выше разновидностей;

2-я группа — вторичные сцементированные известняки (перекристаллизованные);

3-я группа — первичные сцементированные известняки (химические и биохимические).

Таблица VIII

Генетическая классификация известняков по М. С. Швецову (1958_1)

Основные генетические группы известняков		Главные структурногенетические разновидности	Особенности, примеры, разности
1. Известняки, сохранившие первоначальный состав, позволяющий разделить их на первичные генетические типы	В основной части явно органогенные	Биогермы, строматолиты	Коралловые, мшанковые, водорослевые и др.
		Цельнораковинные	Ракушечники крупнораковинные
			Известняки мелкораковинные (фораминиферы и др.)
		Раковинно-детритовые	Крупнодетритовые (детрит определим в шлифе)
			Мелкодетритовые (детрит почти неопределим)
		Микрозернистые (частью)	Мел (большей частью), состоящий из кокколитофорид, мелких фораминифер и т. д,
	В основной части явно первичнохимические (включая бактериальные)	Известковые туфы	Крупнопористые с отпечатками растений
		Натеки, сталактиты	Обычно непористые, микро- слоистые с кристаллами, вытянутыми поперек слоистости
		Оолитовые и пизолито- вые	Округлые зерна концентрического строения
		Микрозернистые (частью)	Черноморский известковый ил, ризоидные известняки карбона Русской платформы и т. д.
2. Известняки — продукты значительного изменения первичного материала и полностью криптогенные (неизвестного происхождения)	Сильно измененные, сохранившие следы состава, строения и происхождения первичного материала	Продукты механической переработки "обломочные" или "прибойные"	Окатаннозернистые, мелкообломочные, состоящие из окатанных обломков раковин и известняков
			Крупнообломочные, состоящие из разнозернистых малоокатанных известняковых обломков
		Продукты переработки животными — копрогенные	Состоят из округлых фекалий микрозернистого кальцита
		Продукты химического замещения — кальцитизации	Известняки раздоломичивания; обычно грубозернистые, часто брекчиевидные
			Известняки — продукты кальцитизации песчаников; зернистые с остатками незамещенных песчинок

Продолжение табл. VIII

Основные генетические группы известняков		Главные структурногенетические разновидности	Особенности, примеры, разности
2. Известняки — продукты значительного изменения первичного материала и полностью криптогенные (неизвестного происхождения)	Криптогенные, переработанные без сохранения ясных следов состава, строения и происхождения первичного материала	Продукты перекристаллизации с потерей первоначального строения	Перекристаллизованные с неясными следами первоначального строения
			Полностью перекристаллизованные разнозернистые
			Перекристаллизованные равномернозернистые (мраморы)
		Микрозернистые (частью)	Часть мела, «литографских» известняков и др.
		Комковатые, узорчатые— продукты грануляции и частично перекристаллизации	Узорчатые микрозернистые
			Псевдообломочные
			Сложного строения со следами повторной смены грануляции и перекристаллизации

Ч.Гильберт (Gilbert, 1955) в приведенной им генетической классификации известняков выделяет следующие основные группы: известняки органогенные, обломочные, оолитовые и афанитовые.

Органогенные известняки подразделяются на автохтонные, состоящие нередко из целых скелетных остатков организмов, погребенных на месте их обитания в прижизненном положении, и на аллохтонные органогенные (биокластические), сложенные в основном органическим детритом, образовавшимся в результате механического дробления скелетных остатков при их переносе. Эти известняки обладают более или менее хорошей сортировкой и отложены нередко на значительном расстоянии от места их образования. Кроме того, он различает органогенные известняки по характеру преобладающего в них тех или иных скелетных остатков: например водорослевые, коралловые, криноидные, брахиоподовые и фораминиферовые известняки.

К обломочным известнякам Ч. Гильберт относит известняки, состоящие из органогенных обломков, оолитов и обломков более древних карбонатных пород, подвергшихся переносу, механической обработке и сортировке перед их окончательным захоронением.

Под афанитовыми известняками Ч. Гильберт подразумевает очень тонкозернистые разности зернистых известняков, в которых отдельные зерна почти не различимы под микроскопом, причем он считает, что генезис этих известняков не всегда можно установить. Бесспорно, некоторые из них химически осаждались в виде ила в озерах или морях. Возможно также образование таких известняков в результате механического раздробления и сортировки карбонатного материала.

С. Г. Вишняков (1957) предложил классификацию известняков по генетическим признакам (табл. IX). Кроме генетической классификации, он дает еще схему подразделения карбонатных пород по размер-

Таблица IX

Генетическая классификация известняков по С. Г. Вишнякову (1957)

Фации, по Д. В. Наливкину	Известняки			
	органогенные	химические	обломочные	криптогенные
Морские и солоноватоводные Пресноводные	Зоогенные и фитогенные Цельнораковинные (биоморф- ные) Биогермные Тафогермные Органогеннообломочные (детритусовые) Копрогенные	Протогенные (выпавшие из растворов: натечные, оолитовые, корковые, туфовые) Диагенные Эпигенные (продукты) дедоломитизации доломитов, карстовых процессов и др.)	Обломки известняков, различимые простым глазом или под микроскопом: известняковые конгломераты, брекчии, гравелиты, песчаники, алевролиты и пелитолиты	Сильно перекристаллизованные известняки (мраморы) без заметных следов исходной породы
	Известняки, представляющие собой продукты жизнедеятельности бактерий и распада органических веществ			

ности составляющих их основных фрагментов, считая это наиболее важным структурным признаком. Так, например, для цельноракушечных известняков он предлагает выделять грубо-, крупно-, средне-, мелко- и микрораковистые структуры; в органогенно-обломочных (детритусовых) известняках грубо-, крупно-, средне-, мелко- и микроорганогенно- обломочные структуры; в кристаллических (зернистых) известняках и доломитах грубо-, крупно-, средне-, мелко-, тонко- и микрокристаллическую (зернистую) структуры; в обломочных известняках и доломитах С. Г. Вишняков выделяет структуры: грубообломочную (известняковые и доломитовые конгломераты, брекчии и гравелиты); крупно-, средне-, мелкообломочную — для известняковых и доломитовых песчаников; тонкообломочную — для известняковых и доломитовых алевролитов; микрообломочную — некоторые пелитоморфные известняки. Такие же подразделения даются этим исследователем и для ооидного (центрического) типа карбонатных пород, где выделяются конкреционная, пизолитовая, сферолитовая, оолитовая и бобовая структуры. Такая дробность структурных подразделений, несомненно, затрудняет применение этой классификации.

И. В. Хворова (1958) в результате детального изучения карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы разработала и предложила классификацию, в соответствии с которой известняки, как у С. Г. Вишнякова, но в несколько иной последовательности, подразделяются на четыре основные группы, причем у И. В. Хворовой на первом месте стоит группа обломочных известняков, далее органогенные, хемогенные и

криптогенные. Каждая группа подразделяется на ряд разновидностей.

Во ВНИГРИ и ряде других лабораторий нефтяной промышленности распространена структурная классификация карбонатных пород Е. П. Александровой[1]. В предложенной ею схеме выделяется две главные группы: группа зернистых известняков (или доломитов), подразделяющаяся по размеру составляющих их зерен на ряд разновидностей, и группа известняков (или доломитов) с преобладанием (>50%) цементирующего материала. К последней

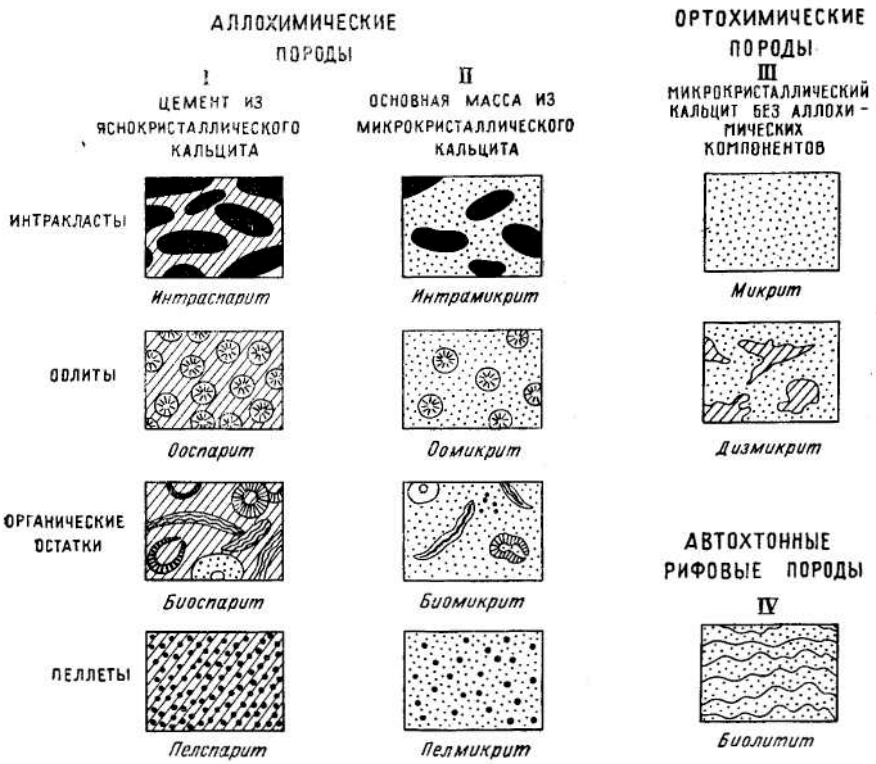


Рис. 22. Графическое изображение классификации известняков. R. Folk (1959)

отнесены следующие типы

известняков: сгустковые, комковатые, оолитовые, пизолитовые, органогенные и обломочные. Органогенные известняки подразделяются на раковинно-биоморфные и органогенно-детритовые, обломочные — на собственно обломочные и органогенно-обломочные.

В 1959 г. издана подробная классификация известняков Р. Фолка[2]. Несмотря на то, что эта схема относится только к карбонатным породам морского происхождения и насыщена новыми труднопроизносимыми наименованиями, она представляет определенный интерес и, судя по последним данным, получила довольно широкое распространение у зарубежных авторов.

Р. Фолк считает, что наименования типов известняков должны основываться на пропорциях, в которых находятся в этих породах их главнейшие составные компоненты — кластогенные, аллохимические и ортохимические (рис. 22). Кластогенные компоненты представляют

---

1 «Справочное руководство по петрографии осадочных пород», т. II 1958 стр. 295.

2 Реферат статьи Р. Фолка на русском языке опубликован А. Г. Бабаевым и М. С. Парфеновой (1962).

собой обломки пород, принесенные с суши. Аллохимические компоненты (или аллохемы) это вещества, образованные в результате химических и биохимических процессов в бассейне. Они могли подвергаться местному размыву и переотложению. Основные типы аллохими- ческих компонентов – интракласты, оолиты, органические остатки и пеллеты. Под интракластами Р. Фолк понимает продукты размыва карбонатных осадков в бассейне, переотложенные на соседних участках дна. образование интракластов может происходить почти непрерывно в результате деятельности течений и волнений. В результате того, что размыву подвергаются осадки различной степени консолидации, в породах, содержащих интракласты, последние могут состоять из комочков и сгустков неопределенной формы (сгустковые и комковатые известняки) или окатанных и неокатанных обломков. Условия образования интракластов изучены на примере современных осадков Багамской банки («багамиты»). Следует отметить, что термин «пеллеты» мало удачен. Р. Фолк относит к пеллетам округлые зерна, образованные микрокристаллическим кальцитом размером от 0,03 до 0,15 *мм.* Без каких-либо доказательств он считает их фекальными комочками морских животных. По Р. Фолку, пеллеты отличаются от интракластов отсутствием внутренней структуры, хорошей сортиро- ванностью и малыми размерами. Нетрудно заметить, однако, что все эти признаки могут быть и у интракластов, возникающих при размыве тонких гомогенных прослоев известкового осадка.

Р. Фолк отмечает также возможность образования псевдоаллохем. Он наблюдал в шлифах оолиты, образовавшиеся в породе. Следует напомнить, что Е. Д. Розанова (1963) также обнаружила в каменноугольных отложениях сферолитовые известняки, где отдельные сферо- литы как бы заходят друг в друга, что, по ее мнению, свидетельствует в пользу их образования в процессе диагенеза. Аналогичную картину

В. Л. Либрович наблюдал в нижнемеловых оолитовых известняках Копет-Дага (табл. 132, фиг. 2–4). Псевдоинтракласты, по Р. Фолку, также могут возникнуть в процессе перекристаллизации карбонатных осадков (сравни с «псевдобрекчиями»).

В табл. X приведена классификация карбонатных пород, разработанная Р. Фолком. В основу терминов, применяющихся при классификации трех групп известняков (аллохимических, ортохимических и рифовых) им положено следующее: 1) характер цемента (спарит – яснокристаллический, микрит – микрокристаллический); 2) состав скелета породы (интракласты, оолиты, органические остатки, пеллеты). Сложные термины, применяемые Р. Фолком, представляют собой сочетания первых слогов наименований составных частей скелета породы, стоящих вначале, и наименования типов цемента – стоящих в конце термина (см. табл. X). Исключение сделано для наиболее грубозернистых пород, наименованиям которых придано окончание «рудит». Здесь классификация Р. Фолка весьма непоследовательна, так как в приводимой им же классификации известняков по размерам зерен выделяются три группы: рудиты, арениты и лютиты. В целом классификация известняков Р. Фолка не имеет каких-либо особых преимуществ по сравнению с классификациями советских авторов.

Значительно более оригинально освещены Р. Фолком типы перекристаллизации известняков. Он выделяет четыре типа перекристаллизации: первый тип – переход слагающего органические остатки арагонита в кальцит; второй тип – перекристаллизация микрокристаллического цемента породы с образованием яснокристаллического цемента, вокруг неперекристаллизованных органических остатков образуются оторочки из удлиненных кристаллов кальцита; третий тип – перекристаллизация цемента, органических остатков и других включений с образованием гомогенной крупнокристаллической массы; чет-

Таблица X

Классификация карбонатных пород по Р. Фолку (Folk, 1959)

<table>
<tr><td colspan="5" rowspan="3"></td><td colspan="6">Известняки, частично доломитизированные известняки и первичные доломиты</td></tr>
<tr><td colspan="2">>10% аллохимических компонентов — аллохимические породы</td><td colspan="4"><10% аллохимических компонентов — микрокристаллические породы</td></tr>
<tr><td>Шпатовидного кальцитового цемента больше, чем микрокристаллической массы</td><td>Микрокристаллической массы больше, чем шпатовидного кальцитового цемента</td><td colspan="2" rowspan="2">1—10%, аллохимических компонентов</td><td rowspan="2"><1% аллохимических компонентов</td><td rowspan="2">Сплошные биогермные породы</td></tr>
<tr><td>Шпатовидные аллохимические породы</td><td>Микрокристаллические аллохимические породы</td></tr>
<tr><td rowspan="6">Объемный состав аллохем</td><td rowspan="5"><25% интракластов</td><td colspan="3">>25 интракластов</td><td>Интраспаррудит
Интраспарит</td><td>Интрамикрудит
Интрамикрит</td><td rowspan="5">Большое количество аллохимических компонентов</td><td>Интракластосодержащий микрит</td><td rowspan="5">Микрит, если первичный доломит — доломикрит</td><td rowspan="5">Биолитит</td></tr>
<tr><td colspan="3">>25% оолитов</td><td>Ооспаррудит
Ооспарит</td><td>Оомикрудит
Оомикрит</td><td>Оолитосодержащий микрит</td></tr>
<tr><td rowspan="3"><25% оолитов</td><td rowspan="3">Отношение объемного коэффициента органических остатков к пеллетам</td><td>3:1</td><td>Биоспаррудит
Биоспарит</td><td>Биомикрудит
Биомикрит</td><td>Органогенный микрит</td></tr>
<tr><td>3:1 — 1:3</td><td>Биопелспарит</td><td>Биопелмикрит</td><td>Пеллетосодержащий микрит</td></tr>
<tr><td>1:3</td><td>Пелспарит</td><td>Пелмикрит</td><td></td></tr>
</table>

вертый тип – очень крупные кристаллы кальцита замещают только цемент, не затрагивая органических остатков и других включений, вокруг органических остатков оторочки из кристаллов кальцита в данном случае не образуются.

А. Кароцци (Carozzi, 1960) в своей классификации известняков предложил, так же как и некоторые другие исследователи, выделить две основные группы известняков: 1) автохтонные – все известняки, сформировавшиеся главным образом in situ в результате биогенных и биохимических процессов; 2) аллохтонные – обломочные и детритусовые.

До сих пор нет также общепринятой классификации и не упорядочена номенклатура карбонатных пород, и в частности известняков, по величине зерен слагающего их материала. Некоторые исследователи полагают, что величина зерен карбонатных пород имеет лишь второстепенное (Швецов, 1948, 1958_1 Теодорович, 1935, 1958_2; Пустовалов, 1940) значение, более значительную роль играет здесь форма зерен. Они выделяют для карбонатных пород те же классы размерности зерен, что и для обломочных пород.

А. Татарский (1959) считает, что в правильном выборе границ размерных классов и заключается генетический смысл классификации карбонатных пород по размеру зерен. На основании многолетних наблюдений над карбонатными породами В. Б. Татарский, обосновывая предлагаемые им границы классов, отмечает, что при тонкозернистой структуре (размер зерен <0,01 *мм)* порода образовалась в процессе раннего диагенеза осадка; мелкозернистая структура (0,01– 0,05 *мм)* характерна для карбонатных пород диагенетического происхождения; среднезернистая структура (0,05–0,25 *мм)* возникла почти исключительно в результате эпигенетических процессов; крупнозернистая структура карбонатных пород с размером зерен более 0,25 *мм* всегда является результатом эпигенетических процессов. Последнее утверждение не всегда является правильным, так как крупнозернистая структура может образоваться при непосредственном выпадении крупных кристаллов карбонатов из вод бассейнов, возникнуть путем инкрустации (инкрустационные прослои).

Б. Мамэ (Mamet, 1961) опубликовал подробные замечания к классификации карбонатных пород Р. Фолка. Он предложил выделить следующие классы известняков по характеру цемента: 1) известняки с сингенетичным яснокристаллическим цементом; 2) известняки с вторичным яснокристаллическим цементом; 3) перекристаллизованные известняки; 4) доломитизированные известняки. По процентному содержанию того или иного типа цемента он выделяет следующие группы: 1) больше 66% яснокристаллического кальцита – спариты;
2) больше 66% микрокристаллического кальцита – микриты; 3) менее 66% микро- и макрокристаллического кальцита – грумиты. Следует отметить, что положительной стороной классификации Б. Мамэ является выделение сингенетичных яснокристаллических известняков, существование которых часто игнорируется. В остальном его классификации свойственны те же недостатки, что и схеме Р. Фолка.

В 1962 г. Американской ассоциацией геолого-нефтяников издана книга по вопросам классификации карбонатных пород (Ham, 1962). Кроме вышерассмотренной классификации Р. Фолка в этой работе приводится еще одна оригинальная классификация, составленная У. Пламли, Дж. Риели, Р. Грэвс и М. Каллей по типам динамики водной среды их отложения, т. е. по фациальным признакам (табл. XI). Использованные в схеме признаки далеко не во всех случаях могут помочь однозначно решить вопрос об условиях образования (типе динамики водной среды отложения), поскольку и размеры зерен обломочного карбонатного мате-

Таблица XI

Классификация известняков по типам динамики водной среды их отложения ("энергетическому индексу"). У. Пламли, Дж. Риели, Р. Грэвс, М. Каллей)
(Ham 1962)

Тип динамики водной среды	Под тип	Минералогия	Структура			Содержание остатков организмов и их комплексов	А. Характерные остатки фауны Б. Ассоциации фауны В. Сохранность остатков фауны
			Размер зерен	Сортировка	Окатанность		
Отложение в неподвижной водной среде	I_1	Кальцит Глинистые минералы (от 15 до 50%) Обломочный кварц (< 50 %)	Микрокристаллический карбонат (<0,06 *мм)* или различной величины детрит в микрокристаллической основной массе (цемента <50%)	Частицы основной массы хорошо отсортированы, детрит – плохо	Целые неокатанные остатки фауны или их угловатые обломки	От бедного до умеренного Несложные комплексы организмов	А. Криноидеи, иглокожие, мшанки (слабо разветвленные формы), одиночные кораллы, остракоды, тонкораковинные брахиоподы, пелециподы и гастроподы, фораминиферы, спикулы губок, трубчатые инкрустирующие и породообразующие водоросли, копролиты бентоса Б. Криноидно-мшанковые, двуствор-чатые моллюски, фораминиферовые (преимущественно планктон) В. Некоторые органические остатки повреждены сверлящими и другими организмами или корродированы
	I_2	Кальцит (преобладает) Глинистые минералы (<15%) Обломочный кварц (< 5 %)					
	I_3		Различной величины детрит в микрокристаллической основной массе (цемента <50%)	Частицы основной массы хорошо отсортированы, детрит – умеренно и хорошо		От умеренного до обильного Несложные комплексы организмов	
Отложение в условиях чередования подвижной и неподвижной водной среды	II_1	Кальцит (преобладает) Глинистые минералы (<25%) Обломочный кварц (< 50%)	Микрокристаллическая основная масса (> 50 %). Микро- и среднезер-нистый обломочный карбонатный материал и некарбонатный обломочный материал	Частицы основной массы хорошо отсортированы, обломочный материал – слабо или хорошо	Угловатые и окатанные частицы обломочного карбонатного материала. Окатанность некарбонатного материала в зависимости от размеров его частиц. Могут присутствовать оолиты	От бедного до умеренного Относительно несложные комплексы организмов	А. Криноидеи, иглокожие, мшанки (слабо разветвленные формы), одиночные кораллы, остракоды, тонкораковинные брахиоподы, пелециподы и гастроподы, фораминиферы, спикулы губок, трубчатые инкрустирующие и породообразующие водоросли, копролиты бентоса Б. Криноидно-мшанковые, двустворчатые моллюски, фораминиферовые (преимущественно планктон) В. Органические остатки чаще раздроблены или в той или иной степени окатаны Может присутствовать рассеянный детрит, принесенный из зон развития более бурной динамики вод
	II_2		Микрокристалличес-кая основная масса (>50%). Крупно- и грубозер-нистый обломочный карбонатный материал и некарбонатный обломочный материал				
	II_3		Переслаивание микро-зернистого карбонат-ного и различной величины обломочного материала. Ритмическая микрослоистость	Хорошая сортировка внутри каждого слойка		От бедного до умеренного Умеренно сложные комплексы организмов	

Продолжение табл. XI

Тип динамики водной среды отложения	Под тип	Минералогия	Структура			Содержание остатков организмов и их комплексов	А. Характерные остатки фауны Б. Ассоциации фауны В. Сохранность остатков фауны
			Размер зерен	Сортировка	Окатанность		
Отложение в слабо подвижной водной среде	III_1	Кальцит (преобладает) Обломочный кварц (до 50%)	Преобладает микрозернистый обломочный карбонатный материал (размер зерен <0,06 *мм)*	Частицы основной массы хорошо отсортированы, обломочный материал – умеренно и хорошо	Обломочный материал окатанный и прекрасно окатанный. Могут присутствовать мелкие оолиты	От бедного до редкого Несложные комплексы организмов	А. Детрит иглокожих, мшанок и двустворчатых моллюсков, фораминиферы, инкрустирующие водоросли Б. Наиболее часпы фораминиферово-детритопелециподовые ассоциации В. Детрит крупных органических остатков хорошо окатан
	III_2		Преобладает очень тонкозернистый обломочный карбонатный материал (размер зерен от 0,06 до 1,125 мм)			От бедного до умеренного Несложные комплексы организмов	
	III_3		Преобладает тонкозернистый обломочный карбонатный материал (размер зерен 0,125– 0,25 *мм)*	Частицы основной массы слабо отсортированы, обломочный материал – умеренно и хорошо		От бедного до обильного Несложные до умеренно сложных комплексы организмов	
Отложение в умеренно подвижной водной среде	IV_1	Кальцит (преобладает) Обломочный кварц (до 50%)	Преобладает среднезернистый обломочный карбонатный материал (размер зерен 0,25–0,5 *мм)*	Частицы основной массы слабо отсортированы, обломочный материал – умеренно и хорошо	Обломочный материал окатанный и прекрасно окатанный	От умеренного до обильного Несложные до умеренно сложных комплексы организмов	А. Детрит иглокожих, мшанок и двустворчатых моллюсков, фораминиферы, инкрустирующие водоросли Б. Наиболее часты фораминиферово-детритопелециподовые ассоциации
	IV_2		Преобладает крупнозернистый обломочный карбонатный материал (размер зерен 0,5– 1 *мм)*				

риала, и его сортировка и окатанность могут зависеть от приноса подобного материала с суши, а на разнообразие комплексов фауны могут оказывать влияние опреснение, газовый режим придонных вод и другие факторы. Таким образом, данная классификация не применима для карбонатных отложений всех возрастов и всех физико-географических обстановок осадконакопления, хотя принцип этой классификации с необходимыми поправками может быть использован при обобщении материала по карбонатным толщам в разрезах отдельных районов.

В 1963 г. обширную статью по классификации и номенклатуре морских известняков опубликовал Ч. Монти. Его классификация, приведенная в табл. XII, характеризуется сложной терминологией. Он выделяет в известняках семь типов зерен: 1) оолиты (ооиды), 2) органические остатки, включая биокласты (детрит) и биосоматы – необломочные округлые корпускулы органогенного происхождения, 3) ботролиты (bothrolites)– комплекс корпускул – результат слипания мелких комочков ила на дне моря, 4) эндокласты (endoclastes) – зерна, испытавшие перенос в результате внутриформационных размывов в той или иной степени сцементированных осадков (по Р. Фолку, интракласты. – *В. Л.),* 5) хондролиты (chondrolithes)–образования, возникающие в результате слипания отдельных зерен карбонатов, выделившихся из растворов (синоним – багамиты. – *В. Л.),* 6) копролиты, 7) хондроиды (chondroides) – округлые зерна криптокристаллического сложения неясного происхождения.

Нетрудно заметить, что большинство типов зерен, выделенных Ч. Монти, это зерна, слагающие комковатые и сгустковатые известняки. Критерии для определения принадлежности тех или иных комков и сгустков к ботролитам, эндокластам, хондролитам или хондроидам часто неясны, но все же выделение этих типов имеет определенное значение в изучении комковатых и сгустковых известняков, так как способствует привлечению внимания исследователей к этим «загадочным» образованиям, слагающим иногда мощные толщи.

Ч. Монти различает следующие типы цемента в известняках: а) яснокристаллический (spathic или sparry) — кристаллы и их расположение хорошо видны в обыкновенный микроскоп (диаметр частиц больше 4 р), б) криптозернистый — величина кристаллов обычно колеблется в пределах 0,3—3 μ.

В соответствии с этим Ч. Монти употребляет ряд терминов, характеризующих зернистую структуру породы. Так, например, термин «соматит» (somatite) указывает на существенно зернистую структуру породы. Типичные шпатитосоматиты (spathitosomatites) содержат только 0—10% криптозернистого материала, олигокриптотитовые шпатитосоматиты (oligocryptitic spathitosomatites) 10—30% того же материала, поликриптитовые шпатитосоматиты (polycryptitic spathitosomatites) 30—50% криптозернистого материала. Породы с преобладанием криптозернистой основной массы подразделяются на типичные криптиты (typical cryptites), содержащие только 0—10%

Классификация и номенклатура морских известняков по Ч. Монти (Monty, 1963)

<table>
<tr><td>Цементируемый материал (корпускулы)</td><td colspan="6">Цемент</td><td>Цементируемый материал рассеян в основной массе</td><td>Цементируемый материал в совершенно незначительном количестве</td><td colspan="2">Органогенные породы–биолиты</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Обломки скелетов организмов</td><td colspan="3">Цемент яснокристаллический</td><td colspan="3">Криптозернистая основная масса</td><td></td><td></td><td>Основная масса водорослевая с включениями корпускул (зерен)</td><td>Массивные органогенные породы</td></tr>
<tr><td colspan="3">Шпатосоматиты</td><td colspan="3">Криптитосоматиты</td><td>Саматитокриптиты</td><td>Голокриптиты</td><td>Соматитофититы</td><td rowspan="8">Фитолиты
Зоолиты</td></tr>
<tr><td></td><td>Зоокластошпатаренит
Фитокластошпатаренит</td><td rowspan="7">Шпатитосоматиты олигокриптовые</td><td rowspan="7">Шпатитосоматиты поликриптовые</td><td rowspan="7">Криптитосоматиты полишпатитовые</td><td rowspan="7">Криптитосоматиты олигошпатитовые</td><td>Зоокласткриптаренит
Фитокласткриптаренит</td><td>Зоокластаренокриптит
Фитокластаренокриптит</td><td>Голокриптит-фитокластаренитовый, зоокластаренитовый</td><td>зоокластаренофитит
Фитокластаренофитит</td></tr>
<tr><td>Целые органические остатки</td><td>Зоошпатаренит
Фитошпатаренит</td><td>Зоокриптаренит
Фитокриптаренит</td><td>Зооаренокриптит
Фитоаренокриптит</td><td>Голокриптит-фитоаренитовый, зооаренитовый</td><td>зооаренофитит
Фитоаренофитит</td></tr>
<tr><td>Эндокласты</td><td>Эндошпатаренит</td><td>Эндокриптаренит</td><td>Эндоаренокриптит</td><td>Голокриптит-эндоаренитовый</td><td>Эндоаренофитит</td></tr>
<tr><td>Ботролиты</td><td>Ботрошпатаренит</td><td>Ботрокриптаренит</td><td>Ботроаренокриптиг</td><td>Голокриптит-ботроаренитовый</td><td>Ботроаренофитит</td></tr>
<tr><td>Копролиты</td><td>Копрошпатаренит</td><td>Копрокриптаренит</td><td>Копроареиокриптит</td><td>Голокриптит-копроаренитовый</td><td>Копроаренофитит</td></tr>
<tr><td>Ооолиты</td><td>Ооошпатаренит</td><td>Ооокриптаренит</td><td>Ооаренокриптит</td><td>Голокриптит-ооаренитовый</td><td>Ооаренофитит</td></tr>
<tr><td>Хондролиты</td><td>Хондрошпатаренит</td><td>Хондрокриптаренит</td><td>Хондроаренокриптит</td><td>Голокриптит-хондроаренитовый</td><td>Хондроаренофитит</td></tr>
<tr><td>Хондроиды</td><td>Хондроидошпатаренит</td><td></td><td></td><td>Хондроидокриптаренит</td><td>Хондроидоаренокриптит</td><td>Голокриптит-хондроидоаренитовый</td><td>Хондроидоаренофитит</td></tr>
</table>

зернистого материала, олигошпатитовые криптиты (oligospathitic cryptites) 10–30% того же материала и полишпатитовые криптиты – 30–50% зернистого материала. Кроме того, по структурным особенностям выделяются голокриптиты (holocryptites)– полностью криптозернистые породы, криптитосоматиты (cryptitosomatites) – породы, где зерна составляют каркас, а криптозернистая масса заполняет промежутки, и соматитокриптиты (somatitecryptites) – промежуточные образования. При образовании сложных терминов Ч. Монти соединяет начальные слоги наименований наиболее распространенных типов зерен с названиями типов цемента или основной массы породы.

Построенные по одному принципу и конкурирующие «практические» классификации известняков Р. Фолка и Ч. Монти в основном имеют следующие недостатки: 1) труднопроизносимые, состоящие из частей слов, названия пород, которые (вопреки названиям этих классификаций) отнюдь не являются практичными; 2) в основу выделения типов пород положен принцип соотношения органических, хемогенных и обломочных компонентов в породах, причем различия между этими типами выражаются в незначительных изменениях соотношений компонентов. Такой принцип неприемлем, так как в реальных карбонатных породах очень часто наблюдается резкое колебание процентных соотношений компонентов в пределах одного пласта или даже образца; 3) в классификациях почти совершенно игнорируются макро- и микро- текстурные признаки (типы слоистости и т. п.).

Все же в рассматриваемых классификациях имеются и большие достоинства: 1) у Р. Фолка выделены в самостоятельные группы кластогенные (состоящие из поступивших с суши обломков) известняки и интракласты (синоним – эндокласты Ч. Монти) – известняки из зерен, образовавшихся в процессе многократных размывов в той или иной степени консолидированных прослоев осадков, протекавших параллельно с осадконакоплением; 2) в обоих классификациях уделено значительное место сгустковым, комковатым и копрогенным известнякам, часто представляющим собой образования сложного происхождения.

Классификация пресноводных (континентальных) карбонатных пород подробно разработана Э. Рютте (Rutte, 1954). Он выделяет четыре группы пород, различающиеся по происхождению.

Первая группа – механогенные отложения: мелкообломочные (Absatzkalke) с величиной обломков < 2 *мм,* крупнообломочные (Schwemmkalke) с величиной обломков более 2 *мм,* карбонатные породы и карбонатные брекчии. К последним согласно классификации Э. Рютте, относятся как тектонические брекчии, состоящие из обломков карбонатных пород пресноводного происхождения, так и осадочные брекчии, под которыми подразумеваются брекчии подводных оползней.

Вторая группа – хемогенные карбонатные породы: 1) Sinterkalke – отложения кальцита на свободных поверхностях, натечные образования; 2) Kalktuffe – отложения смешанного хемогенно-биогенного происхождения (возникают путем отложения из растворов с участием организмов – водорослей, бактерий в озерах, реках и у источников); 3) Karstkalke – отложения карбонатного материала в карстовых пустотах, состоящие из обломков пресноводных карбонатных пород, сцементированных кальцитом; 4) Spharolithe – включают оолитовые, псевдоолитовые и пизолитовые породы; 5) Sprudelsteine – отложения термальных источников (включают мелкокристаллические sprudelsinter (травертины) и крупнокристаллические marmore («мраморы»); 6) Blasenkalke – отложения, возникающие при прохождении газов в осадках термальных источников – жилы, заполненные крупнокристаллическим кальцитом; 7) Grossporengesteine – пористые

разновидности карбонатных пород (поры составляют более 50% объема);

8) Grossoolithe – заполненные вторичным кальцитом пустоты в карбонатных породах; 9) Submersequellkalke – локальные образования у выходов подводных горячих источников в озерах, представляющие собой мелкокристаллические карбонатные породы; 10) Krustenkalke – различные инкрустации смешанного хемогенно-биогенного происхождения.

Третья группа – органогенные карбонатные – водорослевые (A1genkalke, Mooskalke) и органогенно-обломочные (detritare Phyto und Zoogene Kalke) породы.

Четвертая группа – породы смешанного состава и сложного происхождения.

Рассмотренная классификация охватывает почти все известные разновидности известняков континентального происхождения – в этом ее положительная сторона. Однако она довольно непоследовательна, так как одни группы пород выделяются в самостоятельную категорию по генетическим признакам, другие – по структурным или текстурным признакам.

Принятая в настоящем атласе классификация известняков и их номенклатура отражена в следующем разделе.

По генезису основных элементов породы известняки подразделяются нами на органогенные, хемогенные и обломочные.

Органогенные известняки делятся на зоогенные, фитогенные и сферовые и могут состоять из целых остатков организмов и их обломков. В последнем случае намечается определенная связь органогенных известняков с обломочными.

Среди хемогенных известняков наибольшее значение имеют слоистые натечные образования (известковые туфы, травертины и пр.), оолитовые и сферолитовые известняки, а также инкрустационные известняки, в чистом виде встречающиеся весьма редко. Особое положение занимают известняки, состоящие из зерен кальцита различного размера (от пелитоморфных до крупнокристаллических). В отношении этих известняков еще не всегда имеются достаточно определенные критерии различия между зернами обломочного и хемогенного происхождения, в особенности в результате проявления процессов перекристаллизации. Однако Т. С. Берлин и А. В. Хабаковым (1961) уже найден метод, позволяющий подойти к решению этого вопроса путем определения электрокинетического потенциала карбонатов. Следует отметить, что и другие типы хемогенных известняков могут иметь смешанное хемогенно-органогенное происхождение в результате деятельности бактерий, водорослей и других организмов.

Обломочные известняки подразделяются на две основные группы: 1) интракласты – продукты перемыва отдельных слойков карбонатных осадков различной степени литификации и переотложения образовавшихся обломков слойков в пределах данного бассейна или даже данной фации и 2) терригенные обломочные известняки, образовавшиеся в результате сноса обломков массивов карбонатных пород, подвергшихся размыву на суше и у берегов бассейнов.

Особую группу составляют сгустковые и комковатые известняки, которые являются внешне сходными продуктами разнообразных процессов.

Классификация известняков по размеру зерен приводится в табл. XXI и на рис. 28. Учитывая, что «конечная» величина зерен известняков, наблюдаемая в образцах и шлифах этих пород, зависит от многих факторов, действующих как в процессе осадконакопления (температура, глубина, соленость и активность гидродинамического режима бассейна, воздействие организмов), так и в процессе диагенетических и катагенетических изменений (многократная смена грануля-

ции и перекристаллизации под влиянием поровых вод, тектонического давления и т. п.), мы не считаем возможным рекомендовать какую - либо "генетическую" классификацию известняков по величине зерен. Следует только согласиться, что наиболее мелкозернистые разности чаще встречаются в толщах известняков, не перекристаллизованных при эпигенезе. Приведенные ниже иллюстрации и текст подтверждают чрезвычайную сложность и многообразие процессов, ведущих к изменению величины зерен известняков. Что же касается принадлежности известняков к той или иной фации континента или моря, то недостаточно учитывать только текстурные и структурные признаки пород или даже состав фауны, необходимо всестороннее их изучение применительно к данному типу отложений и данному бассейну с учетом материала по окружающим отложениям. Основные пути такого анализа намечены в ряде изданных руководств по фациальному анализу. Попытки решить эту задачу во всеобщем масштабе, не учитывая конкретной обстановки, могут привести лишь к ошибкам. Одни и те же текстурные и структурные типы известняков могут образоваться как на суше (в озерах и т. п.), так и в различных морских бассейнах (например оолитовые известняки). Все сказанное пока еще не дает основания вводить в классификацию известняков деление их на классы по основным фациальным признакам. Как в свое время совершенно справедливо подчеркивал А. Н. Заварицкий, «прежде всего следует обозначить горные породы по тому, что мы в них замечаем, а не по тому, что мы о них думаем».

2. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ИЗВЕСТНЯКОВ И СВОЙСТВЕННЫЕ ИМ СТРУКТУРЫ

Структуры известняков в большинстве случаев отражают особенности их происхождения, так как зависят от генезиса породы, их химического состава, примеси терригенного материала и степени перекристаллизации. Под влиянием диагенетических и метаморфических процессов первичные структуры, возникшие одновременно с образованием известняков, частично, а нередко и полностью исчезают и возникают вторичные структурные элементы. Наиболее подробная структурная классификация известняков приводится Г. И. Теодоровичем (табл. XIII).

По генезису первичных элементов породы известняки могут быть органогенными, хемогенными и обломочными.

Органогенные и органогенно-детритовые (зоогенные, фитогенные, копрогенные, сферовые) известняки (табл. 76–114а)

К группе органогенных известняков относятся известняки, состояние из остатков целых скелетов организмов животных или растений, играющих значительную роль в их образовании, либо из их обломков – детрита, или смешанные – из целых раковин и детрита каких- либо организмов. К этой же группе следует отнести и копрогенные известняки, образовавшиеся в результате жизнедеятельности животных.

Органические остатки (целые раковины, сложенные кальцитом или арагонитом, их обломки, растительные остатки и копролиты) встречаются как в рыхлых скоплениях, так и сцементированные обычно пелитоморфным или микрозернистым, либо более крупнозернистым кальцитом.

Основная масса органогенных известняков образуется преимущественно в условиях мелкого (до 200 *м*) и теплого моря, особенно способствующих пышному развитию фауны и флоры. Так, например, известны современные и ископаемые прикрепляющиеся организмы:

Таблица XIII

Схема структурной классификации известняков по Г. И. Теодоровичу (1950, 1958[2])

<table>
<tr><td colspan="3">Структуры известняков с преобладанием цементируемого материала</td><td colspan="4">Структурные типы известняков с преобладанием минеральной массы</td></tr>
<tr><td rowspan="4">Явно органогенного (биогенного)</td><td>Биоморфные</td><td>С инкрустацией — массивные, типично рифовые.
Сплошные — строматолитовые и т. п.
Обычные — фораминиферовые, остракодовые, ракушниковые и т. п.</td><td rowspan="4">Цементирующего материала от 10 до 40-50%</td><td>Нормально-зернистые известняки с другим цементируемым материалом</td><td>Микрозернистые</td><td>С биоморфными остатками
С детритусом, шламом
С комками, оолитами и т. п.
С кокколитофоридами, слабо сцементированные (часть видов мела)</td></tr>
<tr><td>Биоморфно-детритусовые</td><td>С инкрустацией — рифовые; обычные — фораминиферово-детритусовые, брахиоподово-шламовые и т. п.; кокколитофоридовые с микрозернистым цементом, слабо сцементированные — некоторые мелы</td><td></td><td>Яснозернистые</td><td>С биоморфными остатками
С детритусом, шламом
С комками, оолитами и т. п.</td></tr>
<tr><td>Биодетритусовые</td><td rowspan="2">Грубодетритусовые (битая ракуша и т. п.). Детритусовые
Микродетритусовые (шламовые)</td><td>Корковые и типичные, инкрустационные известняки с захваченным материалом</td><td></td><td>С биоморфным остовом
С биоморфно-детритусовым остовом
С захваченным детритусом</td></tr>
<tr><td></td><td>Лучисто-агрегатные известняки</td><td></td><td></td></tr>
<tr><td rowspan="2">Хемогенного и биохемогенного</td><td rowspan="2">Биохемогенные</td><td rowspan="2">Явно копролитовые
Комковатые и мелкокомковатые.
Крайне мелко- и микрокомковатые.
С реликтовой структурой по остаткам кремнистых организмов-спикуловой и т. п.</td><td rowspan="2">Цементируемого материала нет или менее 10%</td><td rowspan="2">Нормально-зернистые</td><td>Микрозернистые</td><td rowspan="2">Скрытозернистые или пелитоморфные (<0,005 мм)
Микрозернистые (<0,01 мм)
Тонкозернистые (0,005—0,01 мм или 0,005—0,02 мм)</td></tr>
<tr><td></td></tr>
</table>

Хемогенного и биохемогеннного	Хемогенные	Оолитовые и пизолитовые оолитоидные и бобовые Сферолитовые ит.п. Конкреционные (макро)	Цементируемого материала нет или менее 10%		Яснозернистые	Очень мелкозернистые (0,01-0,1 мм) Мелкозернистые (0,1-0,25 мм) Средне и крупнозернистые (0,25-1,0 мм) Грубозернистые (>1,0 мм) Разнозернистые
Явно обломочного		Конгломератовые и брекчиевые Песчаниковые Алевролитовые		Корковые	Плоско--параллелно-коровые	
					Инкрустационные (волнисто-корковые)	Натечные
					Натечные	
				Лучисто-агрегатные	Неправильно-пучковатые	
					Радиолититовые	
					Аксиолитовые	

колониальные кораллы, табуляты, гидроидные полипы, строматопороидеи, водоросли, мшанки, а также такие животные, как археоциаты, пелециподы (рудисты, модиолы и др.) и некоторые формы червей (серпулы), обладающие известковой раковиной, нередко образующие на небольших глубинах постройки, называемые «рифами» или биогермами и биостромами.

Среди известняков с органогенной структурой различают: зоогенные, образовавшиеся в результате жизнедеятельности животных, фитогенные, сформировавшиеся за счет деятельности известьсодержащих растений, и смешанные фито-зоогенные известняки.

Зоогенные известняки подразделяются на биоморфные (цельноракушечные) (табл. 76—89), органогенно-детритовые (табл. 90— 94) и смешанные биоморфно-детритовые (табл. 95, 96).

К группе биоморфных относятся все известняки, образо вавшиеся в результате накопления целых скелетных остатков организмов. В ископаемом состоянии эти известняки большей частью содержат небольшое количество цемента. Среди биоморфных известняков многие исследователи выделяют биогермные известняки, образовавшиеся в результате скопления целых скелетных остатков особых сообществ организмов, не подвергшихся ни раздроблению, ни переносу и захороненных в прижизненном положении. Однако существуют еще цельнораковинные известняки, состоящие из скелетных остатков, перенесенных на более или менее значительное расстояние от места их обитания. Эту группу известняков И. К. Королюк (1952) и С. Г. Вишняков (1957) предлагают называть тафогермны-

ми. В биоморфных известняках преобладают скелетные остатки фораминифер, археоциат, пелеципод, гастропод, цефалопод, брахиопод и остракод.

Главную роль в породообразовании мелко- и микроцельнораковинных известняков играют фораминиферы, среди последних важное значение в образовании некоторых толщ палеозойских известняков имеют фузулиниды. Нередко встречаются фораминиферовые известняки смешанного состава, например текстуляридо-фузулинидовые и др.

Биоморфные пелециподовые известняки распространены в ряде районов СССР. Устричные банки известны в эоцене Северной Ферганы и палеогене Волгоградской области (табл. 110, 111). Биоморфные гастроподовые известняки известны из верхнего девона Латвийской ССР, а также в других местах Советского Союза (табл. 112). Значительно реже встречаются тентакулитовые известняки (табл. 112). Цефалоподовые биоморфные известняки сравнительно редки, например аммонитовые известняки нижней юры Русской платформы, триасовые – Южного Приморья. Известны также плитчатые эндоцерасовые известняки нижнего ордовика Эстонской ССР (табл. 113).

В Советском Союзе толщи биоморфных брахиоподовых известняков известны из отложений разного возраста (табл. 114). В отложениях верхнего и среднего девона Русской платформы встречаются мелкораковинные остракодовые и пелециподовые (астартовые) известняки (табл. 115).

Органогенно-детритовые известняки (табл. 90–94) представляют собой пластовые скопления раздробленных и перетертых раковин: брахиопод, пелеципод, гастропод, остракод, мшанок, криноидей, морских ежей, реже фораминифер, различных водорослей и других скелетных органических остатков. Эта группа известняков образуется в результате воздействия волн на ракушу в прибрежных зонах бассейнов, а также на участках развития донных течений. Особенно сильному разрушению подвергаются органические остатки у берегов, более или менее круто спускающихся к морю, где прибой достигает значительной силы. Кроме того, образованию детрита способствуют дробление раковин и панцирей хищными беспозвоночными и позвоночными (головоногие моллюски, морские ежи и звезды, десятиногие раки, рыбы и др.), питающихся ракушами, а также деятельность сверлящих организмов. По размеру обломков раковин детритовые известняки подразделяются на крупнодетритовые, состоящие из обломков раковин >1 *мм,* хорошо различимых макроскопически; мелкодетритовые с размером обломков от 1 до 0,1 *мм,* хорошо различимых под микроскопом; микродетритовые или, как их иногда называют, шламовые, состоящие из мельчайших (<0,1 *мм),* нередко не поддающихся определению обломков раковин, заметных только в шлифе.

По составу детрита можно выделить следующие разновидности известняков: монодетритовые, бидетритовые и полидетритовые. Монодетритовые известняки состоят из обломков скелетных остатков организмов одной какой-либо группы: например, часто встречающиеся в палеозойских отложениях криноидные, брахиоподовые и мшанковые детритовые известняки, а также пелециподовые, гастроподовые, трилобитовые, остракодовые, гониатитовые, аммонитовые, эхинодерматовые и тому подобные разновидности монодетритовых известняков различного возраста. Бидетритовые известняки образованы обломками скелетных организмов, принадлежащих двум различным группам: распространенные в палеозое криноидно-мшанковые известняки либо криноидно-брахиоподовые и тому подобные бидетритовые разности известняков. Широко распространенные полидетритовые известняки -сложены обломками скелетных организмов, принадлежащих различным группам, нередко с примесью обрывков известковых водорослей.

Часто в органогенно-детритовых известняках наблюдается примесь оолитов, в таких случаях получается смешанная оолито-органогенно-детритовая структура или, наоборот, органогенно-детрито-оолитовая структура (в зависимости от преобладания детрита или оолитов). В известняках этой разновидности, образовавшихся преимущественно в прибрежной зоне моря, нередко имеется примесь терригенного материала (песчаных и алевритовых зерен кварца, полевых шпатов, реже других минералов или обломков горных пород). В этих случаях также образуются смешанные псаммо- или алевроорганогенно-детритовые структуры.

В ряде случаев наблюдаются известняки биоморфно-детритовые, сложенные одновременно детритом и целыми раковинами либо их створками, например часто встречающиеся в палеозое брахиоподо-криноидные или фораминиферо-полидетритовые известняки, либо гастроподовые известняки, состоящие в основном из целых раковин гастропод и их обломков (табл. 92). Структуру таких известняков мы предлагаем называть биоморфно-монодетритовой и биоморфно-полидетритовой.

Наиболее важное значение в породообразовании фитогенных известняков имеют некоторые типы известковых водорослей – кокколиты синезеленые, красные (багряные), зеленые и харовые (табл. 127–139).

Установлено, что основная масса современных известковых водорослей распространена как в морских нормально соленых бассейнах и лагунах, так и в опресненных водоемах, на небольших (преимущественно до 50 *м)* глубинах. Лишь некоторые группы водорослей живут на глубине до 100–150 *м.*

Глубина распространения водорослей тесно связана со степенью освещенности бассейна. К. Б. Кордэ (1961, стр. 27) отмечает, что распределение современных водорослей «в водоемах регулируется и зависит от многих экологических факторов. Основными из них являются: 1) свет (основа фитосинтеза); 2) химический состав воды, из которой водоросли черпают питательные вещества; 3) чистота воды, ее засоренность илистыми и песчаными частицами, засыпающими, особенно мелкие формы, и прекращающими их развитие; 4) температура, регулирующая географическое и сезонное распределение водорослей; 5) характер грунта; 6) движение воды».

Почти все бурые, красные и сифоновые (из зеленых) водоросли – морские обитатели; харовые в палеозое были морскими, а в мезозое – частично пресноводными. Остальные группы имеют своих представителей как среди пресноводных, так и среди морских обитателей («Основы палеонтологии», т. 14, 1963).

Таким образом, находки ископаемых водорослевых известняков свидетельствуют о мелководности бассейна.

Важную роль в образовании современных известковых илов, ископаемого мела и некоторых мергелей играют планктонные одноклеточные микроскопические (несколько микронов в диаметре) водоросли – кокколитофориды (кокколиты), принадлежащие к жгутиковым водорослям, обитателям открытого теплого моря. По данным А. Д. Архангельского (1912), в мелу Поволжья кокколиты сосоставляют до 70% породы. В. Т. Малышек (1948) и И. А. Шамрай (1949) указывают на находки кокколитовых мелоподобных известняков и мергелей палеогена на Северном Кавказе. Г. И. Бушинский (1954), изучавший отложения писчего мела района Лисичанска (Донбасс), отмечает в составе коньякского и туронского мела более 50% кокколитов. Находки ископаемых кокколитофорид свидетельствуют о том, что содержащие их породы формировались в открытом, сравнительно глубоком море нормальной солености.

В образовании некоторых толщ докембрийских, кембрийских и силурийских известняков большое значение как породообразователи имеют известьотлагающие синезеленые водоросли, например роды *Girvanella, Orionella, Epiphyton, Renalcis* и др. *Girvanella* является характерным представителем группы Agathidia с навивающимися или стелющимися нитями. По наблюдениям В. П. Маслова (1959), в зоне прибоя гирванеллы могут образовывать корочки, плотно цементирующие осадок, в зоне слабого волнения на небольших глубинах (10–зо *м)* они образуют свободно перекатывающиеся по дну водоема желвачки, а в более спокойной воде– растущие вверх нити.

Epiphyton и *Ortonella* – представители группы Thamnidia – характеризуются нитями, растущими в виде кустика (табл. 102). По поводу систематического положения рода *Epiphyton* нет единого мнения. Одни исследователи (Маслов, $1937_{1,2}$, 1956, 1958; Краснопеева, 1937; Pia, 1927; Hirmer, 1927) –относят их к синезеленым водорослям, другие (Кордэ, 1961)–к красным (сюда же отнесены и роды *Renalcis* и *Chabakovia).* К.Б. Кордэ (1961), детально изучившая водоросль рода *Epiphyton,* так же как К. К. Зеленов (1957), предполагает, «что для развития этих водорослей были благоприятны условия открытого неглубокого бассейна».

Известьотлагающие сифонеевые водоросли (сифонеи – *Siphonales)* принадлежат к зеленым водорослям (Chlorophyceae) и делятся на две группы: кодиевые (Codiaceae) и мутовчатые, или дазикладовые (Dasycladaceae), сифонеи. К группе кодиевых принадлежит широко распространенная в карбоне и являющаяся нередко породообразователем некоторых толщ известняков водоросль *Calcifolium,* описанная М. С. Швецовым и Л. М. Бириной (1935). Эта водоросль имеет характерный облик – чехол ее состоит из темного пелитоморфного кварца, а каналы в несколько микронов диаметром заполнены светлым кальцитом. Известняки, переполненные *Calcifolium,* известны в карбоне Подмосковья, в Ленинградской и Псковской областях, а также в Поволжье и на Урале.

Как указывает В. П. Маслов, кодиевые характеризуют мелководье (от 0 до 50 *м),* морские условия и чистую, хорошо аэрируемую воду: «так, например, современная *Halimeda,* принадлежащая также к кодиевым водорослям, живет в лагунах атоллов и рифов и является одним из главных породообразователей в этих участках тропических морей» (1958, т. I, стр. 425, 426).

К группе мутовчатых сифоней относятся широко распространенные в палеозойских отложениях СССР *Vermiporella, Mizzia, Antracoporella* и семейство Berezellideae (в карбоне). Характерный род последних описан И. В. Хворовой (1949_1) под названием *Dvinella.*

Ископаемые известковые багряные водоросли (литотамнии, нул- липоры) как рифообразователи известны в меловых и третичных отложениях. Современные представители этих водорослей обитают на глубине не более 1зо–150 *м,* в чистой, хорошо аэрированной морской воде.

Известьотлагающие кораллиновые багряные водоросли (каменные багрянки) подразделяются на мелобезиевые кораллиновые и солено-поровые и образуют кустики, корочки, бугристые наросты и желваки. В эту группу породообразующих водорослей включают широко развитые в пределах Советского Союза (палеозой) роды: *Ungdarella, Donezella, Parachaetetes* и *Solenopora.* Сюда же К. Б. Кордэ (1961) относит и породообразующие водоросли *Chabakovia* и *Renalcis.*

Широко распространенные современные харовые водоросли (Characeae) живут на дне пресных озер, прудов и луж. Остатки ископаемых хар (оогоний) находят главным образом в отложениях пресных и опресненных вод. Однако в литературе имеются данные о находках

оогоний харовых водорослей и в морских водоемах (Степанов, 1928; Маслов, 1958; Pia, 1936). Возможно, оогонии хар приносились в море реками вместе с остатками наземных растений.

Единственно определимыми известковистыми остатками в ископаемых харах являются споропочки (оогонии) со спиральными известковистыми оболочками от клеток. Впервые строение оогоний хар изучено под микроскопом В. В. Степановым (1928), а затем, более детально, В. П. Масловым (1947). Весьма древними остатками харовых водорослей являются роды *Trochiliscus* и *Sycidium* (табл. 103, 105). Природа этих растительных образований была установлена А. П. Карпинским (1917), доказавшим, что предками современных харовых следует считать девонские водоросли, оогонии которых известны под названием *Trochiliscus.*

Как известно, после отмирания харовых водорослей кальцитовые корочки, окружающие споропочку, ломаются и образуют микрозернистый известковый ил, из которого при фоссилизации образуется известняк. Для пород, целиком сложенных остатками хар, был предложен термин «харацит» (Characite). В последнее время некоторые исследователи (А. Д. Миклухо-Маклай, Б. Э. Поярков) относят к оогониям харовых колпачковидные известковые образования, найденные в девонских отложениях Средней Азии и называемые *Umbella;*

В.П. Маслов (1958) считает их проблематическими фораминиферами (табл. 103).

Особый тип водорослевых известняков представляют собой стро- матолитовые и онколитовые породы (табл. 106–113). По В. П. Маслову (1960г), строматолит это тонкослоистое образование с неровной поверхностью, возвышающееся над дном водоема и состоящее как бы из сросшихся бугров, конусов и столбиков. Онколитами называют свободно лежащие на дне слоистые желваки. Систематическое положение водорослей, способствовавших образованию строматолитовых и онколитовых известняков, является спорным. Более подробно строматолитовые и онколитовые структуры освещаются в разделе, касающемся доломитов.

Здесь следует остановиться только на результатах электронномикроскопического изучения строматолитов, проведенного Ш. Грегуаром и Ч. Монти (Gregoire, Monty, 1962) (табл. 111). Как установили указанные исследователи, пелитоморфная масса кальцита, слагающего строматолиты, отличается по конфигурации зерен от хемогенных пелитоморфных известняков. Если в последних под электронным микроскопом мы видим хорошо ограненные кристаллы кальцита, то аналогичные кристаллы в строматолите интенсивно корродированы и имеют округлые очертания, с приспособлением этих очертаний зерен друг к другу (табл. 111). По Ш. Грегуару и Ч. Монти, это объясняется растворением зерен с поверхности под влиянием газов и кислот, образующихся при разложении водорослевой слизи; в процессе диагенеза в строматолитовых образованиях происходят растворение, отложение и перекристаллизация карбонатного вещества.

К группе с ф е р о в ы х и з в е с т н я к о в (табл. 114) относятся известняки, сложенные (на 50–80%) кальцитовыми сферическими образованиями, по-видимому, органического происхождения. Сферы представляют собой мельчайшие образования, диаметр которых колеблется от 0,03 до 0,1 *мм,* иногда достигает 0,15 и даже 1 *мм* (Даидбекова, 1959). Они состоят из оболочки и полостей, заполненных микро-зернистым кальцитом, реже кремнеземом, и сцементированы пелито- морфным кальцитом, большей частью с примесью глинистого вещества. Иногда в таких известняках встречаются редкие раковины гло- бигерин, зерна кварца, полевых шпатов и глауконита.

Вопрос о происхождении этих образований до сих пор не решен. Одни исследователи считали их радиоляриями и однокамерными фораминиферами и описывали под разными названиями: *«Lagena», «Fusurina», «Orbulina», «Oligostegina»* и др.

Некоторые исследователи полагали, что они представляют собой отдельные камеры *Globigerina.* Л. Кайе (Сауеих, 1935) рассматривает сферы как однокамерные фораминиферы, относящиеся к родам *Fusurina* и *Orbulina.* Некоторые сферы из меловых отложений Англии были определены как радиолярии.

Как отмечалось выше, по вопросу происхождения кальцисферовых образований нет единого мнения, но все исследователи, занимавшиеся их изучением, имеют общее представление об их органической природе. Г. Дервилль (Derville, 1950), подробно исследовавший сферы в последнее время причисляет их к водорослям. Фотографии некоторых видов сфер, имеющих сложное строение внешней оболочки, подтверждают их принадлежность к органическим остаткам (табл. 114, фиг. 4, 5).

Известняки с **Problematica** *(табл. 115–117)*

До сих пор точно не установлено, какие именно водоросли способствовали образованию строматолитовых карбонатовых пород, в частности известняков. Однако водорослевая природа строматолитовых образований не вызывает сомнений. Сложнее дело обстоит с онколитами. Как отмечает З. А. Журавлева (1964), «изучение онколитов затрудняется сходством их с оолитами». Основными отличиями онколитов и оолитов, по З. А. Журавлевой, являются: а) наличие у онколитов чередования темных, обогащенных органическим веществом, и светлых микрослоев; б) неправильная форма онколитов и значительные колебания толщины микрослойков по их длине. Однако, как показано С. С. Шульцем (1962) на примере современных оолитов Каспийского моря, в оолитах также наблюдается чередование оболочек, обогащенных и обедненных органическим веществом. С другой стороны, оолиты, образующиеся в неподвижном положении (табл. 1зо), отличаются неправильной формой и непостоянной мощностью оболочек (Freeman, 1962). Таким образом, предлагаемые З. А. Журавлевой критерии отличия онколитов от оолитов не могут считаться достаточно убедительными. Следует отметить, что органическая природа некоторых «онколитов», описанных различными исследователями, не вполне точно доказана.

Еще более проблематичными являются так называемые катагра- фии. (Рейтлингер, 1959; Журавлева, 1964), по форме напоминающие комки и сгустки. Подобного типа образования рассматриваются рядом зарубежных исследователей как конечный результат сложных органических и неорганических процессов (см. раздел «Комковатые и сгустковые известняки»), Е. А. Рейтлингер подразделяет проблематические органические остатки на два типа: концентрически-слоистые – онколиты и узорчатые – катаграфии.

Поскольку, однако, в монографиях Е. А. Рейтлингер и З. А. Журавлевой катаграфии и онколиты, сильно напоминающие оолиты, определенно отнесены к органическим остаткам и им приданы родовые и видовые наименования с указанием на их стратиграфическое значение, мы сочли необходимым выделить соответствующие иллюстрации в самостоятельный раздел – «известняки с Problematica».

Копролитовые известняки (табл. 118, 119)

К этой разновидности известняков относятся породы, основной составной частью которых являются продукты переработки известкового осадка донными организмами – илоедами (черви, некоторые

иглокожие, моллюски, ракообразные и др.) в виде их экскрементов. Копрогенные известняки образуются в открытом море либо в лагунах и озерах. Известняки этого типа имеют копролитовую структуру, представляющую собой скопление мелких комочков – копролитов, сложенных микрозернистым кальцитом.

Копролиты могут переноситься и механически осаждаться, но в большинстве случаев образование копрогенных известняков происходит на месте, о чем свидетельствует наличие наряду с копролитами ходов илоядных животных. Форма копролитов разнообразна: цилиндрическая, округлая, овальная, иногда линзовидная, вытянутая в одном направлении, нередко изогнутая или как бы изъеденная. Как указывают некоторые исследователи (Хворова, 1953, 1958; Максимова, 1956; Маслов, 1960_1), внутри копролитов нередко содержатся обломки организмов (раковины фораминифер, обломки иглокожих, спикулы губок и т. п.).

В.П. Масловым (1960_1) описана своеобразная форма копролитов, названная им «хвостатые» копролиты (оолиты–копролиты) из палеогена Средней Азии и ордовика Сибири. Они имеют линзовидную форму с утонениями (пережимами), иногда соединяющими два соседних копролита. образование такой формы копролитов В. П. Маслов (1960_1) объясняет тем, что «крупные илоядные животные, пропуская сквозь кишечник оолиты, раскалывают их поперек, перерабатывая их поверхность химическими агентами и обволакивая илистой массой, образующей «хвосты» половинок оолитов». Однако, как показано в табл. 145, «хвостатые» копролиты скорее всего образуются в результате тектонического раздавливания копролитообразных карбонатных тел, вероятно, сопровождающегося иногда растворением (стилолитизация).

В третичных отложениях района р. Вахш и г. Душанбе И. М. Архангельской найдены образования цилиндрической и усеченно-конической формы с продольными внутренними просветами, которые

В.П. Маслов (1960_1) определил как фекалии животных. За рубежом копролиты с просветами *(Coprolitus salevensis* P a r e j a s) известны в юре Швейцарии и в других местах (Carozzi, 1948). Подобные образо вания Э. Парежас (Paréjas, 1948) и Ж. Кивийе (Cuvillier, 1951, 1954) относят к фекалиям ракообразных – эстерий, вместе с раковинами которых они встречаются. Происхождение продольных внутренних просветов в копролитах этого типа ни одним из вышеуказанных исследователей не объяснено. Кроме того, как видно из табл. 118, продольные параллельные просветы имеются только в продольных срезах удлиненных копролитов. В поперечных срезах тех же копролитов видна система просветов, изогнутых параллельно поверхности копролита, располагающихся по концентрам. Все это позволяет предполагать, что подобные образования с ячеистой структурой могут относиться к остаткам каких-то организмов, возможно водорослей, стенки которых подвергались грануляции в процессе диагенеза.

Часто трудно отличить копролиты от переработанного обволакивающими и сверлящими водорослями донного детрита или обломочных известняков с хорошо окатанными обломками.

В. П. Маслов (1960_1), исследовавший копролиты, отмечает ряд признаков, отличающих их, по его мнению, от других образований: а) легкое сужение к одному концу как у цилиндрической, так и у эллиптической форм, б) почти округлые копролиты иногда имеют в одном конце небольшой «хвостик», в) в отличие от обломочных известняковых частиц, часто имеющих однородную структуру (в середине и по краям), копролит всегда по краю имеет каемку темного пелитоморфного карбоната без примеси более крупного материала, включенного в его середину.

Разнообразие форм и размеров известковых копролитов, по-видимому, связано с различными видами илоядных (червями, моллюсками, ракообразными иглокожими и т. п.).

Тщательное изучение копролитовых структур в ряде случаев может быть успешно использовано геологами для стратиграфических сопоставлений, особенно при отсутствии остатков фауны, так как по характерной форме фекалий иногда можно определить их принадлежность к той или иной группе животных организмов (Швецов, 1958_2). В некоторых случаях копролиты являются породообразующими составными частями толщ известняков.

Следует учесть, что абсолютно надежных критериев отличия копролитов от «комков» и некоторых водорослевых образований пока нет. Поэтому разные исследователи часто относят чрезвычайно сходные типы известняков к копролитовым, комковатым или водорослевым. В некоторых случаях возможно, однако, однозначно решить эту проблему исходя из того, что копрогенные известняки, естественно, должны содержать и другие признаки жизнедеятельности илоедов (ходы илоедов) или следы рачков и других копролитообразующих животных, а также концентрические структуры. При этом необходимо учитывать, что пласты копрогенных известняков могли возникнуть только в результате жизнедеятельности массовых популяций животных.

Комковатые и сгустковые известняки (табл. 120–124)

Комковатые известняки состоят из скоплений мелких (диаметром 1–2 *мм* и меньше) округлых комочков микрозернистого или пелитоморфного кальцита, сцементированных более крупнокристаллическим кальцитом, или наоборот. Границы комочков более или менее резкие.

Основной составной частью сгустковых известняков являются сгустки–комочкоподобные тела пелитоморфного кальцита с расплывчатыми контурами. Сгустки расположены в несколько более ясно раскристаллизованном цементе (обычно микрозернистом). Происхождение этих типов известняков весьма сложное и неясное. М. С. Швецов (1948), называя их «псевдоолитовыми образованиями», полагает, что сгустки и комочки могут представлять собой хорошо окатанные сингенетические обломочки полузатвердевшего ила (т. е. интракласты, по терминологии Р. Фолка или эндокласты по Ч. Монти. – *В. Л.),* комочки хемогенного осадка $CaCO_3$, продукты «грануляции» оолитовых зерен, в которых были уничтожены следы концентров и, наконец, фекалии мелких организмов. А. З. Сюндюков (1961), изучавший такие известняки из девона Западной Башкирии, поддерживает первую из вышеприведенных гипотез М. С. Швецова. Как показано на табл. 123, образование комковатых известняков путем размыва и переотложения комочков в той или иной степени консолидированного карбонатного ила в некоторых случаях действительно не вызывает сомнений.

Однако иногда известняки этого типа возникали в сложных условиях на мелководье типа современной Багамской отмели (Beales, 1958). Они условно названы багамитами. На мелководье Багамской отмели идет чрезвычайно сложный процесс образования комковатых слабо сцементированных карбонатных илов. Этот процесс детально изучался американскими исследователями (Beales, 1958; Purdy, $1963_{1,2}$). Исходным материалом багамитов являются выпавшие из раствора кристаллы арагонита, арагонитовые иглы, освобождающиеся при распадении скелета водорослей и раковин, и фекальные комочки. Эти частицы собираются в агрегаты путем склеивания какими-либо органическими материалами (нити водорослевой слизи и пр.), или из рыхлых пучков арагонитовых иголок, стянутых воедино благодаря различным электрическим зарядам. Эти агрегаты в свою очередь

создают агрегаты сначала сложных зерен, а затем более крупные гранулы (комки) и гроздья.

Описанный процесс протекает особенно интенсивно на подветренной стороне Багамских островов, где подвижность воды недостаточна для непрерывного перекатывания зерен и они стремятся цементироваться вместе, превращаясь в агрегаты. Такие соединенные зерна могут укрупняться, когда штормы возбуждают воды достаточно, чтобы отделять наименее прочно прилипшие зерна. Осаждение карбоната

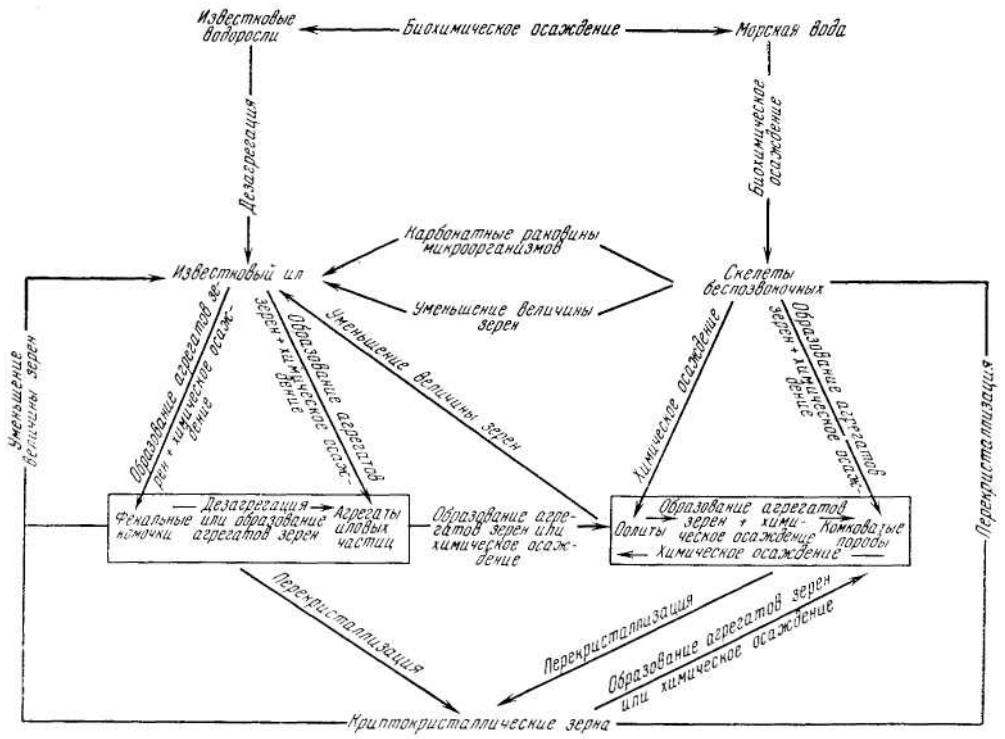


Рис. 23. Схема превращений карбонатных образований в Современных отложениях Багамской отмели, иллюстрирующая сложные процессы образования карбонатных комков и сгустков. E. Purdy (1963_1)

в пустоты между гранулами (комками) способствовало их цементации. Современные багамиты состоят преимущественно из арагонита, но в них широко развита перекристаллизация (кальцитизация) и доломитизация в процессе диагенеза.

Следует отметить, что вышеописанные процессы в условиях мелководья (отмелей) до окончательного захоронения осадков могут многократно повторяться в различных вариантах, обусловливая крайнюю сложность происхождения комковатых и сгустковых известняков.

Сложная схема, показывающая направление хода описываемых процессов, изображена на рис. 23 (Purdy, $1963_{1,2}$). Некоторые исследователи (Е. А. Рейтлингер, З. А. Журавлева, К. К. Зеленов и др.) часто без достаточных оснований относят комковатые известняки к биогенным микропроблематическим образованиям (остаткам водорослей, фораминифер или к копролитам).

В одной из последних работ М. С. Швецов (1958_1), касаясь условий образования сгустковых, комковатых, «псевдообломочных», «узорчатых» и тому подобных известняков, которые относятся также и к процессам образования карбонатных пород вообще, отмечает, что при образовании известняков, в стадию диагенеза, обычно происходят

следующие изменения: 1) разрастание слагающих известняки кристаллов («перекристаллизация» в обычном значении этого термина), 2) замена крупных кристаллов скоплением мельчайших зерен или «грануляция»[1], 3) частая смена стадий перекристаллизации и грануляции. В результате грануляции оолитов, детрита раковин, копролитов и других остатков могут образоваться комковатые и сгустковые известняки. Как показано на табл. 124, этот процесс распространен довольно широко. По мнению М. С. Швецова, грануляция происходит в осадках при быстром и значительном увеличении pH среды, при котором выпадают значительные массы $CaCO_3$ в виде мельчайших кристалликов кальцита, образующих сплошную микрозернистую массу.

Несколько иначе представляет себе образование комковатых известняков Н. Д. Решетняк (1959), считающий, что ложнообломочные (т. е. комковатые. — *В. Л.)* известняки карбона Донбасса возникали в результате частичного растворения более консолидированных известковых осадков во время диагенеза. Такое избирательное растворение приводило к образованию пор, заполненных сравнительно крупнокристаллическим кальцитом, между которыми оставались «останцы» первоначальной породы, напоминающие комки.

Как показано на табл. 123, подобный способ образования комковатых известняков тоже может иметь место. В литературе приводятся описания сгустковых (вернее комковатых. — *В. Л.)* известняков, в которых мелкие сгустки неправильной лапчатой формы, соединяясь между собой посредством выступов, образуют пористые ажурные текстуры (Саянов, 1957). Возможно, в этом случае также происходят процессы, отмеченные Н. Д. Решетняком.

Таким образом, весьма различные процессы, и их сложные сочетания, вероятно, могут привести к образованию комковатых и сгустковых известняков. Однако в некоторых случаях вопрос об условиях их образования можно решить однозначно.

Хемогенные известняки (кристаллически-зернистые, оолитовые, сферолитовые, инкрустации и известковые туфы) (табл. 125—145)

Возникают хемогенные известняки при осаждении $CaC0_3$ в водоемах и на суше вследствие испарения воды, насыщенной углекислым кальцием. Однако очень многие исследователи значительную роль в их формировании отводят микроорганизмам. Вопрос этот является дискуссионным, так как некоторые исследователи (Н. М. Страхов) отрицают возможность образования известковых осадков при участии бактерий и других микроорганизмов, указывая, что при разложении последних должны выделяться CO_2 и H_2 и другие соединения, переводящие карбонаты в раствор.

Кроме того, вероятно, что какая-то часть тончайшего известкового материала, слагающего данные породы (или слагавшего осадки, но впоследствии перекристаллизованного), могла приноситься с континента или из других участков бассейнов в виде взвеси, т. е. могла иметь обломочное происхождение. Часть материала могла поступать в результате измельчения (механического перетирания и деятельности илоедов) различных раковин, прежде всего фораминифер.

Из всего вышесказанного следует, что так называемые хемогенные породы могут иметь сложное — биокластохемогенное происхождение. Однако критериев, позволяющих однозначно решать эту проблему, еще пока нет, хотя уже наметились пути и способы ее решения — определение электрокинетического потенциала карбонатов, изучение изотопного состава их и т. п.

---

[1]По С. Г. Вишнякову (1962)—«дегрануляция».

Кристаллически-зернистые известняки различаются чаще всего по величине зерен (кристаллов) (см. табл. 125 и XXI).

Оолитовые и сферолитовые известняки (табл. 126–137) состоят из шаровидных и эллипсоидальных, реже неправильной формы араго- нитовых или кальцитовых образований (оолитов и сферолитов) концентрического, концентрически-радиального (оолиты) или радиального (сферолиты) строения. В центре оолитов обычно имеются ядра, представленные песчаниками минералов (преимущественно кварца или полевых шпатов), обломками различных горных пород, либо более или менее окатанными обломками скелетных остатков организмов (мшанок, криноидей и др.), раковинками фораминифер. Редко в центре оолитов имеются пустоты. В последнем случае допускают, что образование концентров оолита началось вокруг пузырька газа, находившегося во взвешенном состоянии в воде или образовавшегося впоследствии в результате разложения органического остатка. Форма оолитов обусловлена формой первоначального ядра. Она может меняться при сдавливании в осадке еще пластичного оолита. Размер оолитов колеблется от сотых долей миллиметра до нескольких миллиметров. В типичных оолитовых известняках обычно наблюдается более или менее хорошая сортировка оолитов по величине, однако нередко встречаются оолитовые известняки с различными размерами оолитов.

В некоторых толщах оолитовых известняков встречаются гранулированные и залеченные оолиты, такие примеры известны в карбоне и палеогене Ферганы, на западе Украинской ССР. Иногда наблюдается вдавливание оолитов друг в друга – структуры растворения. Оолитовые известняки, в которых присутствуют многочисленные гранулированные и деформированные оолиты, образуются также в лагунах, где они слагают бары.

В оолитах часто наблюдается перекристаллизация отдельных концентрических зон, при этом одновременно с концентрической структурой наблюдается и радиально-лучистая. При полной перекристаллизации оолитов образуется радиально-лучистая структура, свойственная сферолитам.

Более редкие крупные (от 1 до зо *мм)* образования, подобные по своему строению оолитам, часто называются пизолитами, облик которых вполне оправдывает присвоенное им название «гороховый камень». Цемент оолитовых известняков обычно представлен пелитоморфным либо перекристаллизованным тонкозернистым кальцитом базального или крустификационного типа, иногда цемент развит только в местах соприкосновения оолитов. В последнем случае порода обладает высокой пористостью, но иногда поры частично или полностью заполнены кальцитом.

Иногда в оолитовых известняках наряду с оолитами присутствует в подчиненном количестве примесь более или менее окатанных обломков или целых скелетных остатков организмов (мшанок, брахиопод, пелеципод, гастропод, фораминифер, трилобитов и др.), свидетельствующая о морском происхождении этих пород. Значительно чаще в оолитовых известняках наблюдается примесь терригенного песчаного материала, представленного главным образом кварцем, реже полевыми шпатами и обломками различных горных пород (известняки, кварциты, эффузивы и др.). В первом случае образуется смешанная органогенно-оолитовая структура, во втором – смешанная псаммоолитовая структура.

Существуют различные гипотезы образования оолитов (рис. 24). Согласно одной из них, оолитовые структуры возникают вследствие жизнедеятельности бактерий или водорослей (А. Ротплетц, В. Бредли, Е. Кальковский, Ф. Монахан и М. Литл).

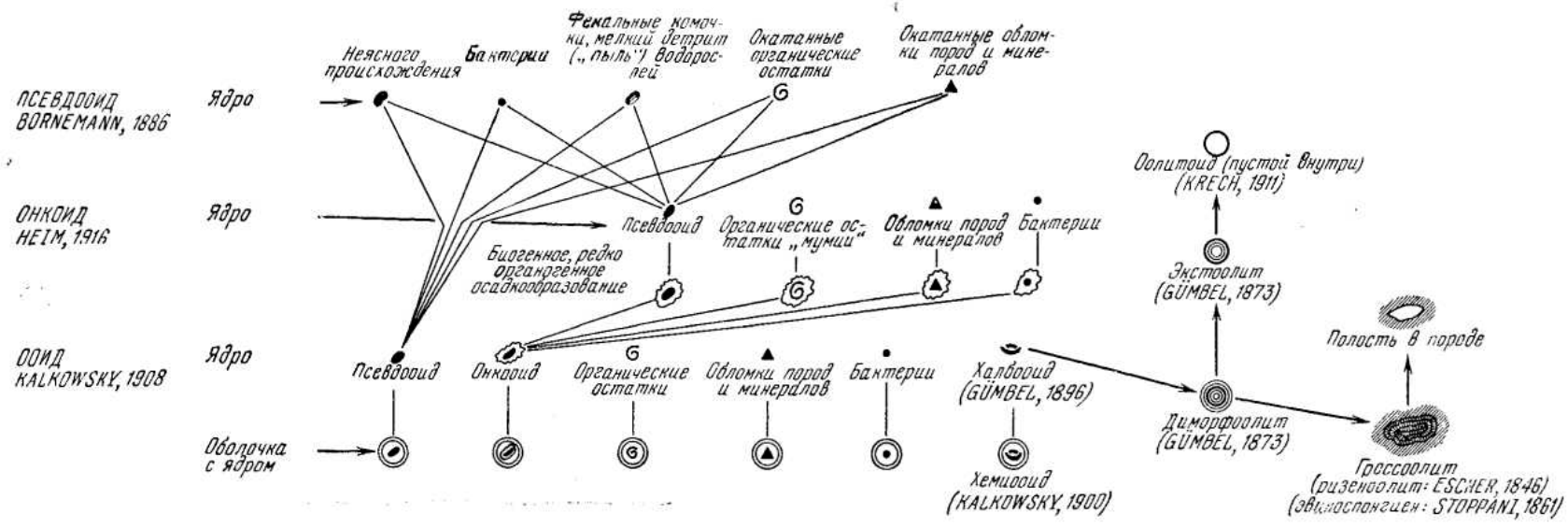


Рис. 24. Схема клаисификации оолитоподобных карбонатных тел, в которой видны взаимоотношения «ооидов» (оолитов), «онкоидов» (онколитов) и других органогенных и иеорганогенных оолитоподобных образований. E. Kalkowsky (1908)

Ф. Монахан и М. Литл (Monaghan, Lytle, 1956) на основании лабораторных экспериментов, изучая действие бактерий, ассимилирующих SO_4 и выделяющих $CaCO_3$, обнаружили, что кальцит, выделенный этими микроорганизмами, имеет структуру, сходную с оолитовой. В водоемах, лагунах, озерах и в прибрежной полосе моря с теплой, хорошо прогреваемой водой, постоянное движение воды и высокое содержание в ней углекислого кальция, достигающее резкого пересыщения, благоприятствуют образованию оолитов. Рост оолитов прекращается после достижения определенной величины, когда вследствие возросшей тяжести они не могут удерживаться в воде во взвешенном состоянии и падают на дно. О мелководности этих осадков говорит и частое присутствие в оолитовых известняках, как указывалось выше, окатанных обломков скелетных остатков и терригенной (песчаной) примеси.

Существенные данные об образовании известковых оолитов приведены в монографии Ю. Пиа по современным известнякам (Pia, 1933). Классические примеры образования современных карбонатных оолитов известны на побережье Каспийского моря (Кленова, 1948), вдоль побережья Красного моря (Вальтер, 1911), Большого Соленого озера в штате Юта, в Северной Америке (Eardley, 1938) и на побережье Карибского моря, у п-ова Флориды, а также на пляже Багамских островов (Vaughan, 1914), где волны прибоя и течения приливов и отливов постоянно перекатывают песчинки горных пород и ракуши, вокруг которых оседает арагонит (?) или кальцит.

В последнее время наиболее подробно и полно вопросы образования карбонатных оолитов рассмотрены С. С. Шульцем (1962) на примере современных оолитов северной части Каспийского моря.

С.С. Шульц ставит под сомнение гипотезу образования карбонатных оолитов Сорби – Заварицкого, согласно которой оолиты первоначально были сложены арагонитом с волокнами, расположенными по касательным к поверхностям нарастания оолита. А. Н. Заварицкий (1927) объяснял этот процесс образованием оолитов в движущейся среде, постоянно их обтекающей и ориентирующей возникающие кристаллы арагонита по касательной к поверхности оолита. Но если оолиты были первоначально сложены арагонитом, то при последующей перекристаллизации и переходе арагонита в кальцит, по мнению С. С. Шульца, концентры должны были бы уничтожиться, что и наблюдалось им в некоторых перекристаллизованных современных оолитах. По С.С. Шульцу, при образовании каждого концентра оолита сначала откладывался слой аморфного вещества, а затем шло постепенное образование микрокристаллов кальцита (но не арагонита), расположенных по нормали к поверхности осаждения. Дальнейшая перекристаллизация (если она происходит) ведет к уничтожению концентров и образованию радиально-лучистых сферолитов.

Однако в природе встречаются и другие типы оолитов в морских отложениях, например четвертичные оолитовые пески из района Багамских островов, где оолиты состоят из перемежающихся оболочек арагонита и кальцита (Friedman, 1964).

В настоящее время обнаружены и детально описаны случаи возникновения кальцитовых оолитов в спокойной среде, что идет в разрез с вышеприведенными взглядами А. Н. Заварицкого. Т. Фриман (Freeman, 1962) исследовал условия образования оолитов в совершенно спокойных водах лагуны Мадрэ (Северная Америка). Эти оолиты отличаются резко асимметричным строением. Такая закономерность была подмечена и Н. С. Скиба и Н. П. Юшкиным (1961) для кальцитовых оолитов рудника Шор-Су, не испытывавших в процессе своего образования никакого перемещения или вращения (табл. 1зо, фиг. 1–3). Кроме того, В. Л. Либрович обнаружил диагенетические

кальцитовые оолиты в порах костной ткани кальцитизированного костного остатка в девонских отложениях Сибирской платформы (табл. 133, фиг. 1). Некоторые оолитовые известняки также образуются во время диагенеза (табл. 132, фиг. 2–4).

Наконец, следует отметить, что в процессе диагенеза и под влиянием тектонического давления и метаморфизма может происходить «разрастание» оолитов или сферолитов. Л. А. Умовой (1955) была описана зернистая текстура юрского известняка, где каждый оолит как бы разрастается и приобретает многоугольные очертания (табл. 133, фиг. 2). Еще ранее аналогичные образования описал Р. Шрок (Shrock, 19зо).

Под влиянием тектонического давления происходит сходное разрастание сферолитов и оолитов (Cloos, 1947), но здесь отличительным признаком является сочленение образовавшихся зерен – сферолитов по стилолитовым швам (табл. 134, фиг. 1–4).

Редкий случай образовавшихся в пресной воде оолитовых известняков неогена описал Н. Н. Карлов (1953) в Херсонском районе, на берегу Ингульца, близ с. Дарьевки. Здесь наряду с оолитами в известняке присутствуют многочисленные ядра и отпечатки раковин унионид и других пресноводных моллюсков.

Е. В. Рожковой и Н. В. Соловьевым (1937) опытным путем, при сливании двух искусственных растворов в определенной пропорции, были получены оолиты с концентрически-скорлуповатым строением. образование их происходило в спокойной среде, в осадке, в результате его дифференциации. Вращение оолитов на всех стадиях их возникновения отсутствовало. Было замечено, что форма ядра определяла форму появляющегося оолита.

Д. А. Виталь (1948) описал современные известково-магнезиальные оолиты оз. Малинового Кулундинской степи (Алтайский край), размер которых колеблется от 1 до 20–30 *мм.* По данным этого исследователя, они образуются химическим путем в неподвижной или малоподвижной среде, в прибрежной полосе озерного дна на выходах содовых грунтовых вод, при встрече последней с рапой озера, содержащей Са и Mg.

В. П. Маслов (1955, стр. 159), касаясь вопроса происхождения оолитов, считает, что «существуют оолиты, возникающие на участках без особого взмучивания осадка, сочетающиеся обычно со слоистыми афанитовыми известняками химического происхождения. Наконец, часть оолитов может образоваться при раннем диагенезе в илу».

В пещерах карстового происхождения и в некоторых рудниках довольно широко распространены кальцитовые оолиты.

Интересный пример современного оолитообразования («пещерного жемчуга») наблюдал французский спелеолог Н. Кастере в гроте Кагир в Пиренеях (Франция). В неглубоком бассейне, питающемся падающей струей воды, зерна песка благодаря движению воды держались во взвешенном состоянии и непрерывно вращались в водовороте, постепенно обволакиваясь карбонатом кальция. Подобные образования на территории Советского Союза встречены в 1948 г. Ю. К. Митюниным и В. М. Армишевым в одной из карстовых пещер Кизеловского района (Максимович, 1955). Форма обнаруженных оолитов округлая, эллиптическая и цилиндрическая, размеры от 4 до 14 *мм* в диаметре. Они имеют концентрическое строение, обусловленное чередованием светлых и более темных оболочек благодаря примеси органического вещества и полуторных окислов железа. В центре оолитов присутствуют зерна кварца или кальцита. «Пещерный жемчуг» обнаружен и В. Н. Лубянским в двенадцати карстовых пещерах Крыма.

В США пещерные крупные и мелкие оолиты из кальцита обнаружены в Карлсбадской пещере, в штате Нью-Мексико (Lee, 1925;

Hess, 1929). По данным этих исследователей, подобные образования формируются в лужицах на полу пещеры, где вода взбалтывается падающими с потолка каплями. Взбалтывание, по мнению Ф. Гесса, способствует выделению углекислоты, вследствие чего происходит отложение углекислого кальция вокруг различных посторонних тел, находящихся в лужицах. Возникающее при этом вращение ядрышек оолитов способствует их образованию. Размеры оолитов колеблются здесь от 1,5 до 25—30 *мм,* форма их сферическая, реже овальная и неправильная; строение концентрическое, в центре имеются зерна кальцита. Наконец, известны случаи образования крупных, хорошо сортированных по величине оолитов в насыщенной известью воде восходящих горячих углекислых источников (Карлсбадские источники в Чехословакии, юг СССР).

В. Брайен и Д. Хил (Bryan, Hill, 1941) установили, что рост современных, и вероятно, древних кораллов происходил путем образования кальцитовых сферолитов, являющихся основными структурными элементами их скелета.

В результате эпигенетических процессов кальцит, слагающий оолиты, может быть полностью растворен и выщелочен. В подобных случаях в оолитовых известняках на месте оолитов остаются соответствующие им (по форме и размерам) округлые и эллипсоидальные пустоты такие известняки не совсем удачно называют отрицательноолитовыми, а их структуру «отрицательно-оолитовой».

Сильнопористые известняки встречаются нередко в верхнепермских отложениях Русской платформы.

Инкрустации (или крустификации) и известковые туфы (табл. 138—145) представляют собой известковые корки, состоящие из яснокристаллического кальцита и нарастающие на затвердевающих или твердых участках дна бассейна, а также на стенках различных пустот в карбонатных породах. Формы кристаллов кальцита в этих случаях довольно разнообразны, но преобладают шестоватые и скале- ноэдрические. Величина кристаллов также варьирует. А. М. Кузнецов и Д. П. Прочухан (1945) описали из верхнекунгурских отложений Русской платформы инкрустационные корки, параллельные наслоению, где величина шестоватых кристаллов кальцита превышает несколько сантиметров.

Инкрустации могут быть сингенетичны вмещающим породам (нарастание корок на дне бассейна), диагенетическими и вторичными — гипергенными. Последние образуются при просачивании растворов в каверны карбонатных пород. Довольно часто встречается, по-видимому, крустификационный цемент в брекчиях подводных оползней. Наиболее распространена инкрустация в рифовых отложениях. Каверны в рифовых постройках почти всегда инкрустированы карбонатными минералами.

Инкрустации в карбонатных породах палеозоя Урало-Волжской области подробно изучены Г. И. Теодоровичем (1950), относившим к инкрустациям только сингенетичные корки. Он считает, что для типичного инкрустационного $CaCO_3$ характерна некоторая замутненность — буроватый оттенок от рассеянного в нем очень небольшого количества тонкодисперсных примесей.

В сферолитовых и оолитово-сферолитовых структурах, довольно обычных для инкрустаций, примеси иногда располагаются по отдельным концентрам. В случае перекристаллизации подобных инкрустаций концентрические полоски с примесями сохраняются, что позволяет восстановить первичную инкрустационную природу данных образований (табл. 140, фиг. 1). Как отмечает Г. И. Теодорович, процессы инкрустации могут временно прекращаться или чередоваться с отложением микрозернистого CaCOз.

В рифах наблюдается также чередование кальцитовых и доломитовых инкрустаций (табл. 169, фиг. 2).

Процессы образования инкрустаций в верхнепалеозойских известняках Техаса были подробно изучены Д. Харбо (Harbaugh, 1961). Он сделал попытку генетической классификации яснокристаллических известняков, в частности инкрустационных, а также описал признаки, отличающие инкрустационные образования от других типов скоплений яснокристаллического кальцита (табл. XIV). Приведенные им данные, конечно, не могут полностью относиться ко всему многообразию известняков различного генезиса и возраста, но они облегчают изучение инкрустаций с целью их разграничения от других внешне сходных образований и дают общее представление о многообразии типов и возрастных взаимоотношений яснокристаллического кальцита.

В классификации известняков, разработанной Г. И. Теодоровичем, корковые известняки подразделяются на плоско-параллельно-корковые и инкрустационные (волнисто-корковые). Самостоятельные прослои инкрустаций встречаются довольно редко, один из наиболее интересных случаев нахождения инкрустационных прослоев, протягивающихся на многие километры, описан в уже упоминавшейся работе А. М. Кузнецова и Д. П. Прочухана (1945).

Некоторые авторы (Harbaugh, 1961 и др.) склонны считать, что прослои инкрустаций являются продуктами жизнедеятельности водорослей. Однако существуют другие инкрустации, биогенное происхождение которых не вызывает сомнений. Рифовые известняки часто состоят из водорослевых корочек (строматолиты и т. п.), коралловые и другие рифы могут покрываться корками из трубочек серпул и даже существуют фораминиферы, инкрустирующие поверхность рифов.

Образуются инкрустации и на дне современных озер и морей (табл. 143, фиг. 1), а также на континенте близ мест выхода источников с водами, насыщенными карбонатами. Они часто покрывают камни и другие предметы на дне, например на дне оз. Севан (табл. 143), и включают инкрустированные остатки растений (табл. 143, 144). Отложения известкового туфа, часто слоистого и пористого, наблюдаются близ выходов источников. Такой туф (или травертин) инкрустирует выветрелую поверхность окружающих пород.

Из сказанного выше следует: 1) корки обрастания (инкрустации) могут иметь различное строение – радиально-лучистое, сферолитовое или просто зернистое; 2) сингенетичная инкрустация чаще всего проявляется в виде сплошных корок-прослоев, иногда протягивающихся на десятки километров; диагенетическая инкрустация наиболее распространена в обломочных карбонатных или комковатых породах, где обломки или комки инкрустируются тем или иным карбонатным минералом (кроме того, в диагенезе могут инкрустироваться первичные полоски в осадках – внутри раковин и т. п.); вторичная инкрустация развивается в карстовых полостях любого размера, что отличает ее от других типов инкрустаций. Своеобразной органогенной формой инкрустации является инкрустация поверхностей (чаще всего рифов) организмами с известковым скелетом – серпулами, некоторыми фораминиферами и т. п.

Обломочные (кластические) известняки (табл. 146–154)

Известняки, обнаруживающие кусковатое сложение, отчетливо состоящие из спаянных между собой обломков, нередко распознаются даже в очень небольших штуфах, в шлифах. Но значительно яснее характер и происхождение обломочной карбонатной породы можно установить в больших штуфах и распилах (аншлифах), а тем более в обнаженных коренных выходах пластов.

В том случае, когда при исследовании отдельных шлифов или штуфов остается неясным, имеется ли в данном случае первичное скопление обломков известняков, возникшее в процессе отложения еще до окаменения пласта, приходится назвать его просто обломочным. Но ведь по-настоящему определить известняковую породу, значит дать ей морфогенетическое, а не только формальное обозначение. Прежде всего в рассматриваемых случаях необходимо установить, является ли пласт первичнообломочным, кластическим известняком. Следует убедиться в наличии признаков механического переноса и окатывания обломков, происшедшего до возникновения связующего фрагменты известкового цемента. Такого рода пласты обломочных известняков, если доказана первичная природа кусковатости (до отложения), в сущности являются сцементированными окаменелыми известняковыми песками, галечниками и осадочными кластическими брекчиями, состоящими из продуктов размыва и переотложенных еще более древних массивов известняков или из перемытых скоплений карбонатных скелетов организмов. Генетически близкую, но несколько иную природу имеют такие первичнообломочные известняки, в которых почти не заметны или отсутствуют ясные признаки окатывания, длительного механического переноса фрагментов, а замечаются лишь явления дезинтеграции отчасти вследствие растрескивания недавно отвердевшего карбонатного ила, а главным образом вследствие первичного дробления, обламывания по преимуществу органогенных скелетных элементов почти на месте (обычно среди коралловых и водорослевых зарослей, скоплений онколитов, крупных корненожек и пр.).

Первую из двух перечисленных морфогенетических подгрупп первичнообломочных известняков можно выделить под названием механокластических известняков (в иностранной литературе – кальцйпсаммиты и кальципсефиты).

Для карбонатных механокластитов можно было бы использовать термины, предложенные А. Грэбо (Grabau, 1903) – калькареиты (от лат. арена – песок) и калькрудиты (от лат. рудус – груботесаный – для известняковых карбонатных брекчий и конгломератов), однако почти те же термины (кальциаренит и кальцирудит) были недавно предложены Р. Фолком (Folk, 1959) и нашли довольно широкое распространение в научной литературе на английском языке с совершенно иным значением (Р. Фолк назвал так все обломочные известняки, только по разной крупности фрагментов).

Другая упомянутая выше подгруппа первичнообломочных известняков может быть названа био- или органокластическими известняками. Органокласты отличаются обилием или заметным преобладанием в пластах фрагментов скелетных элементов организмов карбонатного состава. Изобилие разрозненных, потертых, нередко фрагментарных скелетных элементов в пластах органокластических известняков свидетельствует о том, что в процессе отложения происходила дезинтеграция и сгруживание скелетных остатков с распадом их на отдельные части, членики, таблички, составляющие скелет. При этом также происходило частичное растворение и замещение карбонатных минералов, распадающиеся скелетные части нередко обламывались и крошились.

Трудным, обычно редко доказуемым различием по происхождению в группе известняковых или преобладающе карбонатных (по составу цемента) органокластов и биокластов является та или иная степень участия в процессе их образования биологических агентов дробления и дезинтеграции наряду с обычными физико-химическими факторами сортировки и сгруживания, разрушения.

Примером преобладания дезинтеграции и сгруживания элементов скелета могут служить пласты криноидных известняков. Весьма эффек-

Таблица XIV

Классификация генетических признаков и взаимоотношений различных типов яснокристаллического кальцита **по данным Дж. Харбо** (Harbaugh, **1961)**

Генетическая классификация типов яснокристаллического кальцита и критерии ах распознавания

Общая классификация и происхождение		Специальная классификация и происхождение		Основные условия образования	Форма кристаллов	Величина кристаллов	Ориентация кристаллов	Границы между кристаллами	Границы между кристаллами и окружающей основной массой породы	Присутствие включений перекристаллизованного материала в кристаллической массе
Перекристал-лизованный кальцит	Кальцит, образо ванный путем перекристаллизации карбонатного ила	А. Кальцит разрастания	Кальцит, образованный путем разрастания мельчайших зерен карбоната кальция	Плохо известны	Весьма разнообразная	Разнообразная (смесь больших и мелких кристаллов)	Редко ориентированы	Сложные разнообразные	Расплывчатые и сглаженные	Очень часты
		Б. Лопастной кальцит	Кальцит с крупными лопастной формы кристаллами, замещающий более ранний карбонат	Возникает при стрессе	Округленных очертаний удлиненные кристаллы, часто с закругленными концами	Довольно одинаковой величины	В основном радиальная до дендритоподобной	Округленные плавно изогнутые	Очень резкие	Отсутствуют
Осажденный кальцит	Кальцит, образо ванный путем осаждения карбоната кальция из растворов	В. Инкруста-ционный кальцит	Кальцит, образованный последовательным нарастанием корок на поверхностях раздела осадок – вода	Образуется по типу известкового «туфа». Возможно органогенное происхождение	Разнообразная и в той или иной степени удлиненная	В основном однообразная	Перпендикулярная к поверхности нарастания, радиальная в редких случаях	Разнообразные	Некоторые границы резкие, а другие расплывчатые	Очень часты
		Г. Кальцит, заполняющий каверны	Кальцит, образующийся в полостях внутри карбонатных пород, заполненных водой	Присутствие наполненных водой полостей в карбонатных породах	Удлиненная у краев каверн, разнообразная в центре	Небольшая у краев каверн, увеличивается внутри их	Перпендикулярная к краям каверн, беспорядочная в центре	Плоскостные	Чаще резкие	Присутствуют локально, но не так часто

Зависимость образования различных типов кальцита, заполняющего *лаверны, от степени консолидации осадков и времени заполнения каверн*

Генетический тип кальцита, заполняющего каверны	Минимальная необходимая степень литификации осадка	Самое раннее время образования кальцита, заполняющего каверны	Самое позднее время образования кальцита, заполняющего каверны
Под выпуклыми остатками скелетов организмов	Нелитифицированный осадок	Как только остатки скелетов организмов отложились	Нет предела
В пустотах основной массы осадка (например образования при прохождении газов)	Нелитифицированный осадок	Сразу же после отложения осадка	Нет предела
Между обломками	Частичная литификация	После уплотнения осадка	Нет предела

Продолж. табл. XIV

Генетический тип кальцита, заполняющего каверны	Минимальная необходимая степень литификации осадка	Самое раннее время образования кальцита, заполняющего каверны	Самое позднее время образования кальцита, заполняющего каверны
Заполнение трещин (до полной литификации)	Частичная литификация	После частичного растрескивания слабо литифицированного осадка	Нет предела
Заполненные пустоты мягких частей организмов	Нелитифицированный осадок	После смерти организмов и разложения их мягких частей	Нет предела
Кальцит, заполняющий пустоты в обломках (интракластах)	Частичная литификация (осадка, из которого образовались интракласты)	После уплотнения и частичного растрескивания осадка (из которого образовались интракласты)	До полной литификации осадка и перед его размывом, обусловившим образования интракластов
В трещинах, образовавшихся после лити-фикации	Полная литификация	После образования трещин	Нет предела

Сводка возрастных взаимоотношений, условий образования и диагенеза различных типов яснокристаллического кальцита

Типы кальцита	Время образования яснокристаллического кальцита по отношению к времени отложения основной массы породы	Время образования яснокристаллического кальцита по отношению к времени литификации осадка	Доказательства времени образования	Значение для выявления условий образования осадка и диагенеза
А. Кальцит разрастания	Позднее	Плохо изучено	Мало доказательств исключая случай, где видны взаимоотношения с кальцитом, заполняющим каверны	Его распространение возможно впоследствии стимулировало образование кальцита, заполняющего каверны
Б. Лопастной кальцит	Позднее	Позднее	Кристаллы пересекают обломки скелетов организмов и основную массу породы Не присутствует внутри интракластов. Волнистое угасание при скрещенных николях – свидетельство деформации под давлением	Деформированные кристаллы указывают на процессы стресса
В. Инкрустационный кальцит	Во время образования	Перед литификацией, исключая частично литифицированные интракласты	Локализация на верхних поверхностях обломков скелетов организмов Присутствие в виде интракластов Включения частиц пелитоморфного осадка	Вероятное происхождение за счет водорослей на освещенных солнцем участках дна моря Самостоятельные слои осадка являются агентами слоеобразования
Г. Кальцит, заполняющий каверны	Позднее, исключая интракласты с внутренним яснокристаллическим кальцитом (см. табл. III)	Различное, но вероятно во многих случаях после литификации	В некоторых образцах видны заполненные полости, образовавшиеся при растрескивании частично литифицированного осадка Присутствие в составе интракластов	Ранее развитие такого кальцита, вероятно, сдерживало уплотнение и лити- фикацию осадка

тирны биологические факторы дробления и дезинтеграции, участвующие в создании ископаемых залежей скоплений скелетных остатков (например деятельность хищных рыб и других групп нектонных организмов, характерных для рифовых зарослей). Нектонные обитатели рифа, как это установлено подводными съемками, часто обкусывают, обламывают веточки коралловых полипняков. Огромны масштабы измельчения и дробления мелкой ракуши на дне, в условиях морского и эстуарного мелководья, связанные с жизнедеятельностью морских ежей и крабов. Наземные костяные брекчии, состоящие в значительной части из биологически раздробленных (перекушенных) костей позвоночных (типа третичных костяных брекчий Аттики и Молдавии), созданы главным образом гиенами, постоянно дробящими кости, и другими ночными трупоядными.

В образовании массы органогенных обломочных известняков – карбонатных песков в условиях морского мелководья наряду с механическим дроблением и биогенной переработкой скелетных остатков следует учитывать большое значение различных физико-химических процессов, тоже приводящих к дезинтеграции скелетных остатков в связи с частичным их выщелачиванием и растворением, с переходами и замещением арагонитовых элементов скелета кальцитом и т. д. Далее надо принять во внимание, что уже в первичном прижизненном положении карбонатных скелетов и тем более сразу же после захоронения организмов развиваются различные процессы крустификации, многократного обволакивания скелетных остатков известковыми корками, пленками. Строение и очертания первичных обломков карбонатного скелета, их внутренние структуры при этом нередко значительно видоизменяются в течение окаменения и как бы расплываются в цементирующей известковой массе. В отличие от так называемых форменных элементов карбонатного скелета, долго сохраняющих в деталях вид и конфигурацию органической ткани, к органогенным бесформенным составляющим частям породы приходится причислять и различные фекалии, т. е. остатки процессов переработки пищи различными группами животных, тоже литифицируемые и превращающиеся в карбонатные образования.

Среди органогенных фрагментов карбонатного состава в первичнообломочных известняках при благоприятных обстоятельствах сохранности следует различать по крайней мере четыре компонента:

1) органокласты – обломки скелета, возможно механического происхождения, подобные обычным песчаникам, гравию и галькам карбонатного состава;

2) биокласты – обломки скелета, раздробленные и переработанные в процессе отложения различными организмами – хищниками, сверлильщиками, трупоядными, илоедами и пр.;

3) инкрустированные био- и органокласты – обросшие карбонатными корками и различно замещенные в диагенезе карбонатным веществом остатки скелетов организмов;

4) различные фекалии, пеллеты, копролиты, замещенные карбонатным веществом.

При детальном изучении биокластических известняков возникает необходимость полуколичественной оценки с градациями относительной роли механического переноса и окатывания, распада на месте, т. е. дезинтеграции скелетов на изолированные створки, членики, таблички. Бывает необходимо хотя бы баллами определять степень износа, истертости, длительности переотложения наблюдаемой массы породообразующих органических остатков.

Представляют интерес немногие сделанные на современном морском дне количественные подсчеты относительного распространения скелетных фрагментов среди зерен современных морских известковых

песков. Так, Л. Иллинг (Illing, 1954) обнаружил в условиях морского мелководья среди устойчивой субплатформенной области дна в субэкваториальном климате на отмелях – банках Багамских островов, что зерна карбонатного песка, состоящие из обломков скелета или отчасти их содержащие (так называемые зерна сложного состава), отличаются заметно более сложными, нередко ветвистыми, узловатыми, бугристыми и грибовидными очертаниями и особенно часто встречаются на окраинах и склонах биогенных банок, сложенных зарослями известковых водорослей (галимед, кораллин, литотамний), а также зарослями кораллов (мадрепор). Из пяти обычных типов зерен в багамских известковых песках на морском мелководье по меньшей мере два типа являются в основе скелетными фрагментами, не считая еще зерен пеллет, копролитов. В весовых процентах среди багамских известковых песков решительно преобладают обычно зерна-фекалии, зерна-оолиты, инкрустированные срастания. Содержание скелетных зерен нередко не выше 12%. Зато на краях банок, на их склонах, сильнее подвергающихся действию волн, количество скелетных зерен в карбонатных песках увеличивается до 80–90%. Л. Иллинг (Illing, 1954) приходит к общему выводу, что роль чисто кластического материала и механического гидродинамического фактора обработки карбонатных зерен в современных калькаренитах (калькпсаммитах) до сих пор преувеличивается, тогда как значение биологических и физикохимических факторов и процессов образования морских карбонатных песков недооценивается.

Применительно к обломкам и песчинкам органогенной скелетной природы в калькпсефитах и даже в калькпсаммитах порой становится весьма условным само понятие степени окатанности и пользование шкалами окатанности, рассчитанными на обычные гидромеханические условия транспортировки потоками или прибоем первично остроугольного щебня. Ведь органогенные скелетные фрагменты в классе гравия и песков с самого начала нередко бывают округлыми, криволинейными и для них требуется выработать свои шкалы истирания, износа, дальнейшего округления очертаний зерен.

Другие исследователи считают, что в больших массах песчаного материала и в условиях постоянного взаимодействия гидродинамических факторов истирания и постепенного измельчения обломочного материала на морском мелководье, понятие и градации оценок сортировки (по размерам) в классе песков сохраняют совместно свое значение как для механокластического, так и для органокластического материала среди морских отложений, почти безотносительно к составу, все равно, идет ли речь о карбонатных или о кремневых – кварцевых песках (Folk a. Robles, 1964).

Здесь же следует упомянуть, что в нашем обзоре не рассматриваются свойства третьей группы обломочных известняков вторичного (позднейшего) происхождения, возникающих в процессе окаменения или даже в каменных толщах вследствие раздробления под влиянием выщелачивания, карстовых обрушений, тектонических деформаций, трещиноватости и пр.

Механокластические известняки лишь иногда образуют мощные и выдержанные далеко по простиранию пласты, а чаще залегают линзами и сопровождают толщи других более обычных обломочных пород. Первичнообломочные известняки порой отличаются значительным разнообразием по возрасту и составу органических остатков, встречающихся в гальках, в песчаном известковом заполняющем веществе и в карбонатном цементе пласта. Непременным требованием при полевых наблюдениях и дальнейшем изучении является необходимость строго разделять, определять и сравнивать материал из галек и из цемента обломочных известняков. Нельзя не согласиться, что оценка

степени разнообразия галек в известняковом конгломерате есть понятие условное.

Конгломерат, заключающий почти только известняковые гальки в известняковом или песчано-известковом цементе, в обычном сравнительном определении является однообразной породой, мономиктной или монопетрокластической по составу вещества обломков. Между тем более скрупулезное изучение набора породообразующих разновидностей известняков, составляющих гальки, обнаруживает в одних местах и горизонтах поразительную однородность, а в. других – заметное разнообразие разновидностей вещества и порой то резкий, то незначительный диапазон возрастных различий карбонатных пород, находимых в обломках в известняковых конгломератах.

В качестве примера можно сослаться на чисто известняковый и все же разнообразный состав галек при незначительных возрастных различиях пород в знаменитом джорхеджском конгломерате хребта Далидаг в Армении. Джорхеджские пласты отличаются многоцветным сочетанием серо-белых, палевых, желтоватых, сиреневых и розоватых оттенков известняковых галек в прочном светлом известняковом цементе и представляют собой ценный декоративный камень. Однако возрастные различия этого широкого набора разновидностей коренных пород и в данном случае невелики (палеоген, мел).

Допустим, что известняковый карбонатный конгломерат первичного механокластического происхождения бывает довольно разнообразным по возрасту и по разновидностям известняков, встречающихся в гальках. И все же по физико-техническим свойствам карбонатных пород, а следовательно, и по гидромеханическим показателям изменчивости их удельного веса, прочности на скалывание и на износ (истирание) известняковые карбонатные конгломераты являются в целом довольно однородными породами (в условиях одинаковой сцементированности) сравнительно с конгломератами и песчаниками полимиктового состава. Естественно, возникает вопрос о природных причинах, обусловливающих появление и концентрацию столь однородного состава песков и галечников.

Сравнение данных о структурно-тектоническом и фациальном распространении известняков, в том числе обломочных (карбонатных галечников и песков) в геологических разрезах давно уже позволило прийти к выводу о приуроченности известняковых толщ устойчивой мощности с пластами и прослоями первичнообломочных известняков чаще к платформенным областям и к переходным зонам передовых прогибов подвижных поясов. В таких условиях обычно сохраняется мало нарушенное и обширное по площади распространение однообразных карбонатных песков и галечников. Столь же необходимым условием для развития известковых илов является благоприятный теплый климат.

К числу простейших признаков первичнообломочной (пластической) природы обломочных карбонатных пластов относятся следы косой слоистости, хотя бы слабая сортировка и окатанность, а также упорядоченное по слоистости расположение обломков, признаки чередования горизонтов и прослои с различной крупностью зерен – обломков, наличие знаков ряби, прослои оолитов, горизонты размыва с приуроченными к ним неизвестковыми гальками, находки скоплений обломанных и залеченных окатыванием включений кусков раковин, находки других явно разрозненных еще до отложения элементов скелетов древних организмов, повышенная примесь в пласте неизвесткового песчаного материала, в частности повышенное содержание в известняках окатанных зерен минералов шлиховой фракции (например, окатанных зерен циркона и др.).

Доказательность признаков первичнообломочной (пластической) природы возрастает в их совокупности.

Некоторые характерные отличия первичнообломочных карбонатных пластов, например реликты текстуры песчаников – косой слоистости, иногда сохраняются даже в довольно сильно измененных разновидностях карбонатных пород палеозоя и докембрия (в мраморах). Механокластические известняки в стадии сильного изменения и перекристаллизации могут быть названы известняковыми эпипсаммитами и эпипсефитами.

В докембрийских сериях известняковые галечники и гравелиты значительной мощности, обычно подвергшиеся превращению в пятнистые мраморы, встречаются редко или же отсутствуют совсем. Сопоставляя незначительное развитие известняковых конгломератов в нижнем докембрии с широким распространением подобных же первичнообломочных известняков в кембрии, а также тем более во всех последующих геологических системах вплоть до современности, можно допустить, что бедность, если не полное отсутствие преобладающе известняковых (мраморных) конгломератов в разрезах раннего докембрия, нельзя объяснить одним только более глубоким метаморфизмом или полным превращением карбонатных толщ в кальцийсиликат- ные породы. Возможно, в нижнем докембрии мощности и площади размыва и отложения карбонатных толщ были не столь значительны, что согласуется и с предположением о довольно слабом начальном развитии породообразующих групп организмов с известковым скелетом и вообще об ограниченном распространении древнейших карбонатных осадочных толщ.

Как уже было сказано, первичнообломочные известняки (карбонатные механокластиты) представляют собой такой же продукт механической дифференциации, как и другие обломочные осадочные породы. Образование подобных толщ чаще происходило в условиях погружения с интервалами перемыва, т. е. в периферической зоне прогибов и мелководных морских бассейнов, где берега были сложены известняками.

По сравнению с упомянутыми выше разновидностями обломочные известняки эолового происхождения встречаются реже. Так, например, И. В. Хворова (1949_2) указывает на находки близ ст. Пески (Московская область) и по р. Игремке (левому притоку р. Онеги) в отложениях среднего карбона хорошо отсортированных косослоистых известняковых песчаников эолового происхождения (табл. 1, фиг. 5).

В литературе встречаются неоднократные указания на эоловые образования (дюны, барханы) из карбонатных осадков вдоль побережий современных континентов и островов – на Бермуде, на островах Красного моря, на Аравийском побережье и в Южной и Западной Флориде (Вильямс и др., 1957; Chapman, 1900; Evans, 1900; Grabau, 1932). Редкость же таких находок в ископаемых известняках объясняется тем, что карбонатные образования эолового типа легко уничтожаются. И. В. Хворова (1949_2) по этому поводу отмечает: «...если суша, где они возникали, опускается, – море их легко размывает, а если эта суша поднимается, – они эродируются в субаэральных условиях».

Первичнообломочные (кластические) известняки могут быть рыхлыми или сцементированными, пелитоморфными либо кристаллически- зернистыми. Форма обломков, слагающих известняки, угловатая либо более или менее окатанная, иногда корродированная. В зависимости от величины и формы обломков среди сцементированных обломочных известняков выделяют: крупнообломочные известняки с угловатыми обломками (брекчии, щебень; табл. 146, фиг. 1, 2; табл. 147, фиг. 1, 2), с окатанными обломками (конгломераты и гравелиты; табл. 148, фиг. 1;

табл. 149, фиг. 1—3; табл. 150, фиг. 1—3; табл. 151, фиг. 1—4; табл. 152, фиг. 1, 2); мелкообломочные известняки, соответствующие классам размерности песчаных (табл. 153, фиг. 2—5) и алевритовых (табл. 154, фиг. 1—3) зерен.

В соответствии с принятым подразделением первичнообломочных известняков (механокластитов) выделяются следующие структуры: крупнообломочная — щебневая (табл. 146, фиг. 1, 2, 3), галечная (табл. 148, фиг. 1, 2; табл. 149, фиг. 1, 2; табл. 150, фиг. 1—3), дресвяная и гравийная (табл. 151, фиг. 4; табл. 152, фиг. 1—3); мелкообломочная — псаммитовая (табл. 153, фиг. 2—5) и алевритовая (табл. 154, фиг. 1—3). В плохо сортированных породах выделяются структуры — дресвянощебневая (табл. 147, фиг. 1, 2), неравногалечная (табл. 148, фиг. 1), гравийногалечная (табл. 148, фиг. 4; табл. 149, фиг. 3), галечногравийная (табл. 151, фиг. 1, 2), неравногравийная (табл. 151, фиг. 4) и псаммогравийная (табл. 152, фиг. 3; табл. 153, фиг. 1).

В первичнообломочных (кластических) известняках преимущественно распространены следующие типы цемента: по структуре цементирующей массы — кристаллически-зернистый (разнозернистый, крупно-, средне-, мелко-, тонко-микрозернистые и пелитоморфный), крусти- фикационный, пойкилокластический (редко); по взаимоотношению цемента и цементируемых обломков — базальный, заполняющий поры (табл. 153, фиг. 4), соприкосновения (контактный); по воздействию на обломки — коррозионный или разъедания, смешанный (сочетание нескольких типов цемента, например крустификационно-поровый).

Б. СТРУКТУРЫ ДОЛОМИТИСТЫХ ИЗВЕСТНЯКОВ (табл. 155, 156)

Для доломитистых известняков[1] характерно сохранение реликтов первичной структуры-—зернистой, оолитовой, органогенной и других структур (табл. 155, 156), на фоне которых появляются новые элементы структур, свойственных уже доломитам. В тех случаях, когда доломит образует сравнительно большие ромбоэдры на фоне более мелкозернистой известняковой основной массы, появляется столь характерная порфировидная структура (табл. 155, фиг. 2). Такая структура может иметь различное происхождение. Один из путей заключается в том, что из иловых вод в карбонатных осадках во время диагенеза выкристаллизовывается доломит, имеющий более или менее идиоморфные очертания зерен. Наиболее отчетливо особенности этой кристаллизации видны из табл. 156 (фиг. 3), где доломит с идиоморф- ными и не совсем идиоморфными очертаниями зерен присутствует в водорослевом известняке. Другой путь — это путь попадания обломков кристаллов доломита в известковый осадок механическим путем, т. е. в процессе механической дифференциации. Последний способ образования доломитизированных известняков является значительно более проблематичным, но тем не менее требует изучения (табл. 155, фиг. 3).

Доломитизация органогенных оолитовых и некоторых других типов известняков обычно идет как бы по двум направлениям: 1) уничтожение органогенной, оолитовой и других структур разрастающимися зернами доломита; 2) инкрустация пор и каверн (особенно в органогенных рифовых известняках) довольно крупными, однако редко правильными по форме ромбоэдрами доломита. Неправильность формы ромбоэдров доломита в кавернах зависит прежде всего от того, что эти ромбоэдры в известной степени мешают росту друг друга.

Здесь же часто наблюдаются зональные кристаллы доломита, причем

[1]Этим термином обозначаются известняки, в которых содержится доломит (независимо от его количества, но не менее 5%, и генезиса).

зональность вызывается неравномерным, периодическим ростом кристаллов и попаданием в каверны глинистого, железистого и другого материала, покрывающего зерна доломита в отдельные периоды задержки их роста.

Изучая структуры доломитизированных известняков, следует помнить, как было отмечено М. С. Швецовым, что геохимическая обстановка в процессе диагенеза карбонатных илов может многократно меняться. Поэтому нередко довольно крупные ромбоэдры доломита бывают частично разрушены грануляцией и позднейшим замещением тонкозернистой известковой массой, как это показано на табл. 155 (фиг. 6).

В. ДОЛОМИТЫ (табл. 157-205)

1. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОБЛЕМЫ ДОЛОМИТОобразоВАНИЯ, ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ОСНОВНЫЕ ПРИЗНАКИ ДОЛОМИТОВЫХ ПОРОД

Доломитами принято называть породы, состоящие более чем на 50% из минерала доломита. Химический состав его соответствует формуле $CaMg(CO_3)_2$, где содержание $CaCO_3$ 54,3%, $MgCO_3$ 45,7% (в пересчете на окислы зо,4% CaO, 21,8% MgO, 47,8% CO_2). Доломит является двойной углекислой солью Са и Mg (Самойлов и Пустова- лов, 1926; Татарский, 1955), имеются также указания и о возможности изоморфизма между карбонатами Са и Mg (Данбар и Роджерс, 1962). По данным В. Б. Татарского, неограниченный изоморфизм возможен лишь в ряду железисто-магнезиальных карбонатов (рис. 25).

Доломиты пользуются значительным распространением среди карбонатных толщ. В пределах Советского Союза они распространены в Прибалтике, на северо-западе и в центре европейской части, в Донбассе, Западном Приуралье и на Урале, на Сибирской платформе, Таймыре, в меньшей степени — на севере европейской части СССР, в Поволжье, Алтае-Саянской горной стране, в Карелии и на Кольском полуострове, в Белоруссии, Крыму, на Кавказе, в Закавказье, Средней Азии, Казахстане, Забайкалье, на Дальнем Востоке, Северо- Востоке Сибири (С. С. Виноградов, 1961).

Чистые и почти чистые известняки и доломиты распространены наиболее широко, в то время как несмотря на возможность образования любых смесей кальцита и доломита промежуточные между ними разности встречаются несравненно реже. Это было установлено путем сопоставления большого количества химических анализов карбонатных пород, взятых из разных районов и из отложений различного возраста Э. Штейдтманом в 1917 г. (Steidtmann, 1917), Н. В. Фроловой в 1939 г., и рядом исследователей по отдельным регионам (Габрильян, 1957).

В доломитах часто присутствуют весьма характерные аутигенные минеральные примеси (сульфаты, целестин, флюорит, закисные и окисные соединения железа, кремнезем, органическое вещество), а также аллотигенные, представленные глинистым веществом и редко песчаным и алевритовым материалом обычно некарбонатного состава.

Среди различных типов доломитовых пород, распространенных в природе и широко освещенных в литературе, по генетическому признаку выделяют две основные группы: доломиты седиментационные, т. е. первичные, в основном хемогенные[1] (Ноинский, 1913; Вишняков, 1951, 1956; Теодорович, 1950, 1958_2; Хворова, 1957, 1958; Страхов, 1956_1, 2, 1958; Daly, 1907; Steidtmann, 1911), и доломиты метасоматические.

[1]Протогенные доломиты по Науману, С. Г. Вишнякову (см. табл. IV), пластовые седиментационные—по Н. М. Страхову (1956, 1958).

Возможно, что во время осадкообразования происходило накопление не только хемогенных доломитов. К. К. Зеленовым (Архангельская и др., 1960) описаны строматолитовые породы почти чистого первичнодоломитового состава. Некоторое количество Mg (в виде $MgC0_3$) могло концентрироваться в скелетах мшанок (Савич-Заблоц- кий, 1954), известковых водорослей (по Бючли, 16,99% и более). Известны современные водоросли, содержащие до 25% карбоната магния (Твенхофел, 1936). Существенно доломитовый состав имеют иногда копролитовые (пеллетовые) накопления.

К седиментационному периоду относятся также незначительные накопления мелко- и крупнообломочного доломитового материала, чаще

в местах впадения рек в областях засушливых климатов, где материал принесен в виде мути пелитоморфного обломочного доломита.

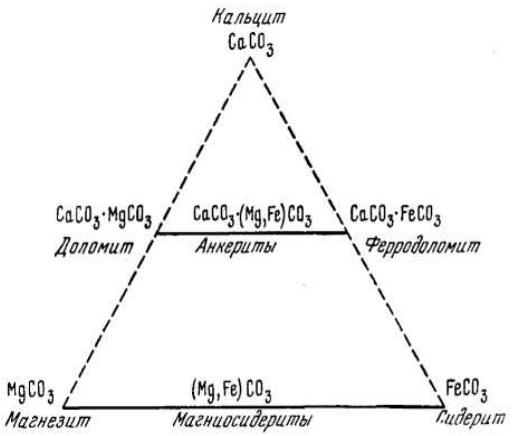


Рис. 25. Изоморфные соотношения между карнатами кальция, магния и железа. Пунктир — отсутствие совершенного изоморфизма, сплошные линии — непрерывные изоморфные ряды.

Обломочная, песчаная природа пластов доломитов всего яснее обнаруживается при наличии косой слоистости, нередко в областях развития древних карбонатных эоловых песков (дюн), подвергшихся захоронению и окаменению. Правда, в этих случаях тоже не исключается вторичный характер доломитовых пород.

Образование доломитов метасоматических одни авторы относят главнымобразом к периоду диагенеза (Кротов, 1925; Швецов, 1934; Татарский, 1937; Теодорович, 1950; Писарчик, 1950; Cayeux, 1916, 1935), другие же считают их в основном продуктом эпигенетического изменения известняков (Головкинский, 1869; Ноинский, 1913; Богданова, 1940; Вишняков, 1956 и др.). Н. М. Страхов ($1956_{1,2}$, 1958) преобладающее количество метасоматических доломитов считает седиментационно-диагенетическими.

Существование этих основных генетических типов доломитовых пород признается большинством исследователей, но значимость их оценивается различно.

Возможность образования и широкого распространения в докембрии седиментационных хемогенных доломитов в настоящее время допускается многими авторами. К ним относятся доломиты, залегающие в виде выдержанных по простиранию и достигающих иногда значительной мощности пластов, в которых нередко наблюдаются слоистые и микрослоистые текстуры. Кроме того, первичноосадочные седиментационные и раннедиагенетические доломиты характеризуются отсутствием метасоматоза доломита по кальциту, очень мелкими размерами зерен (по данным большинства исследователей <0,01 *мм),* отсутствием значительных влияний последующего выщелачивания, пористости, кавернозности и каких-либо органических остатков.

Разногласия в вопросах генезиса пластовых седиментационных доломитов касаются главным образом способа образования доломитового вещества — выпадение в осадок минерала доломита или образо-

вание его в результате взаимодействия кальцитового ила с солями магния, содержащимися в наддонной воде. Относительно масштабов седиментационного доломитонакопления единого мнения нет. По Г. И. Теодоровичу (1950), «основная масса осадочного доломита, по крайней мере ископаемого, представляет собой продукт замещения $CaCO_3$, преимущественно при диагенезе осадка». В. Б. Татарский (1937, 1939) считает, что выпадение хемогенного доломита из раствора могло иметь место в массе лишь в исключительных случаях и образование доломита, связанного главным образом с диагенезом, происходило благодаря дегидратации и последующего взаимодействия с $CaCO_3$ гидрата окиси магния и двойной углекислой соли магния. Последняя могла осаждаться при воздействии углекислого аммония (продукт разложения органического вещества) на содержащиеся в морской воде соли магния. Н. М. Страхов ($1956_{1,2}$, 1958), наоборот, придает седиментационному доломитонакоплению в древние геологические эпохи первостепенное значение.

По поводу генезиса метасоматических доломитов, огромные массы которых распространены в виде пятен, линз, штоков, не существует единого мнения. Некоторые исследователи рассматривают метасоматические доломиты как продукт раннедиагенетического перерождения известкового осадка, происходившего в процессе замещения кальция магнием, проникавшим из наддонной воды. Г. И. Теодорович (1950) считает подобный способ образования доломитов основным. В его работах наиболее подробно излагается гипотеза раннедиагенетического формирования огромных масс метасом этических доломитов, залегающих в виде тел различной неправильной формы и величины и обладающих следующими характерными признаками: наличием следов метасоматоза доломита по кальциту, пористыми и кавернозными текстурами, значительным разнообразием структур (табл. XV).

Гипотеза эпигенетического происхождения метасом этических доломитов была изложена еще в 1869 г. Н. А. Головкинским и в 1913 г. М. Э. Ноинским; этой гипотезы придерживался С. Г. Вишняков (1956), считавший, что именно в эпигенезе образовались широко распространенные мета сом этические доломиты (табл. XVI). Происходившее при этом замещение кальцита доломитом связано, по его мнению, с воздействием на известняки во время перерывов в осадконакоплении морских и грунтовых вод, содержащих магний. По данным С. Г. Вишнякова, массивы метасом этических доломитов, названные им эпигенетическими, могут измеряться сотнями, а иногда и тысячами метров по простиранию.

В подтверждение взглядов С. Г. Вишнякова, С. Н. Краузе и В. А. Маслов (1959) приводят описание крупного массива метасоматического доломита, «секущего поперек напластования пород» и образо вавшегося, следовательно, значительно позже отложения осадка.

Несколько иначе объясняет происхождение седиментационно-диагенетических доломитов Н. М. Страхов ($1956_{1, 2}$, 1958), не видя принципиального отличия между генезисом пластовых седиментационных и пятнистых седиментационно-диагенетических доломитов. Он считает, что «разница заключается в деталях процессов, а не в существе их». В обоих случаях в стадию седиментации шел процесс выпадения в осадок доломитового вещества. Но при образовании пластовых доломитов осаждался почти исключительно доломит и примесь кальцита была ничтожной. Пятнистые метасоматические доломиты возникали из карбонатного ила, в котором присутствовало значительное количество $CaCO_3$. Оба компонента равномерно распределялись в осадке. Но в период раннего диагенеза доломитовое вещество подвергалось перераспределению. В результате возникали участки с высо-

Таблица XV

Характерные признаки различных генетических типов доломитовых

Генетические типы доломитовых пород		Форма залегания	Наличие и степень проявления метасоматоза	Текстуры	Структуры	Форма зерен	Аутигенные примеси	Состав
Первичные хемогенные доломиты	Седиментационные	Слои, прослои и линзы, выдержанные по простиранию (1950, стр. 123)		Плотные	Пелитоморфная <0,005 *мм* (Теодорович, 1950, стр. 128, 133)	Неправильная, размеры зерен 0,003 - 0,005 *мм.* Зерна мутноватые, с нерезкими контурами		Чистый или почти чистый доломитовый
Метасоматические доломиты	Диагенетические	Пласты, слои, линзы	Явные признаки замещения кальцита доломитом	Если есть пористость, то вторичная, образовавшаяся в эпигенезе	Реликтовые: органогенные, оолитовые. Доломиты тонко-, очень тонко- и мелкозернистые	В раннем диагенезе форма зерен ближе к ромбоэдрической; зерна чистые с резкими контурами. При незавершенной доломитизации зерна более правильной, ромбоэдрической формы, примерно одинаковой величины. При более полной или почти полной доломитизации неправильно-ромбоэдрические зерна, лишь в основном одинакового размера	Сингенетические ангидрит, гипс, целестин — отсутствуют	Обычно присутствует примесь $CaCO_3$ (известково-доломитовые, реже доломитовые породы)
	Эпигенетические	Весьма неправильная форма доломитовых залежей, иногда пластообразная						Доломиты эпигенетического замещения (воздействие притекающих вод) Доломиты и известковистые доломиты выщелачивания (пассивное обогащение залежей доломитом)

Примечание. Доломитизация известняков под воздействием морских или лагунных вод рассматривается Г. И. Теодоровичем (1950) как особый, переходный случай, имеющий ничтожное распространение (небольшие участки, прожилки).

кой концентрацией доломита и с явлениями метасоматоза доломита по кальциту. Форма участков была самой различной — пятна, линзы, штоки и другие неправильные тела (табл. XVII).

Собственно диагенетическое доломитообразование, поскольку его масштабы, по мнению Н. М. Страхова, невелики, не может привлекаться к объяснению генезиса многочисленных пятнистых метасоматических доломитов.

Н. М. Страхов отрицает и возможность эпигенетического происхождения метасоматических пятнистых доломитов, основываясь при этом на следующем: 1) метасоматические пятнистые доломиты обладают некоторыми характерными признаками, указывающими на особенности физико-географических условий среды и времени отложения, в то время как эпигенетические доломиты таких признаков не могут иметь; 2) приуроченность главной массы метасоматических пятнистых доломитов к палеозою и их резкое сокращение в мезозое также не может быть увязано с эпигенетической теорией их образования; 3) эпигенетические процессы (главным образом доломитизация под воздействием грунтовых вод) не могли привести к образованию существующих в породе огромных масс метасоматических пятнистых доломитов. В стадию эпигенеза, как утверждает Н. М. Страхов ($1956_{1,2}$), возникали лишь ничтожные количества доломита — мелкие пятна, заполнение трещин, пор и каверн[1].

Изложенные выше представления Н. М. Страхова, Г. И. Теодоровича и других исследователей о широкой распространенности в природе метасоматических доломитов подтверждаются обширным фактическим материалом по карбонатным толщам.

Обоснованными являются, вероятно, и доводы С. Г. Вишнякова (1956), С. Н. Краузе и А. А. Маслова (1959) о возможности существования в природе значительных массивов метасоматических доломитов эпигенетического происхождения, однако с той разницей, что масштабы их распространения и мощности в целом, по-видимому, несравненно меньше, чем это утверждают авторы.

Относительно химизма процессов метасоматического доломитообразования продолжают высказываться также самые различные мнения. Сложность вопроса усугубляется очень незначительным развитием современных доломитов[2] и невозможностью, таким образом, широкого использования метода актуализма. Пока не позволяют решить проблему и многочисленные экспериментальные работы, проводимые в этом направлении, хотя некоторые положительные результаты и были достигнуты (Baron, 1960).

Для выяснения генезиса доломитовых илов нередко используются наблюдения над современными осадками (Багамские острова, побережье Флориды, Австралии, Персидского залива), а также методы детальных исследований карбонатных пород.

---

[1]Бесспорно эпигенетическими являются некоторые обломочные породы, например карстовые брекчии, доломитовая мука.

[2]В Советском Союзе в сколько-нибудь заметном количестве образование доломита происходит в оз. Балхаш.

Таблица XVI

	Доломиты		
	протогенные	**диагенные**	**эпигенные**
Форма и характер тел	Хорошо выдержанные пласты, занимающие определенное стратиграфическое положение в разрезе, нередко протягивающиеся на десятки и даже сотни километров. Встречаются линзы различных размеров	Пласты, по простиранию нередко переходящие в доломитовые и чистые известняки. Иногда линзы различных размеров и очень редко гнезда и пятна. Вообще же степень доломитности пород довольно равномерна	Залегают среди известняков в виде неправильных гнездообразных и линзообразных тел, размером от нескольких метров до нескольких сот метров, реже до километров по простиранию. Контуры тел весьма неправильны, переход к вмещающим (материнским) известнякам постепенный или резкий. Приуроченности к определенному стратиграфическому горизонту обычно не наблюдается. Доломитовые тела залегают на различных высотах в разрезе
Цвет	Кремовый, темно-серый, светло-серый, зеленовато-серый с фиолетовыми и розовыми разводами		Серый, розовый до красного, кремогый. Окраска неравномерная. Характерно побурение породы в связи с выделениями окислов железа при процессе – доломитизации
Слоистость	Обычно резко выражена, в большинстве случаев средняя и тонкая; весьма характерна микрослоистость	Выражена неясно; встречаются средне- и тонкослоистые разности; микрослоистость весьма неясная и редкая	Выражена весьма неясно- (реликтовая); микрослоистость отсутствует
Пористость и кавернозность	Породы плотные, однородные, реже тонкопористые	Породы пористые; поры и пустоты незначительных размеров и замкнутые, чаще представляющие собой места выщелоченной фауны	Породы пористые, кавернозные, с наличием пустот до размеров пещер и карстовых воронок; очень редко встречаются плотные участки, наряду с которыми распространены рыхлые разности доломитов (доломитовая мука)

Продолжение табл. XVI

	Доломиты		
	протогенные	диагенные	эпигенные
Структура (первичная)	Пелитоморфная, тонкозернистая, сгустковая. При перекристаллизации сохраняются пелитоморф- ные участки. Размер зерен от 0,001 до 0,01 *мм,* редко крупнее (до 0,1 *мм).* Форма зерен многоугольная, контуры отчетливые. В центре многих зернышек наблюдаются точечные бурые включения	Ксенобластическая, неравномерно-тонкозернистая: размер зерен от 0,01 до 0,1 *мм.* Форма их полиэдрическая, иногда приближающаяся к округлой или ромбоэдрической. Правильные ромбоэдры встречаются сравнительно редко. Зерна мутные, переполнены включениями пылевидного карбоната, иногда имеют более прозрачную каемку, контуры зерен обычно расплывчаты. Наблюдается реликтовая структура исходного кальцитового вещества, однако всегда сильно затушеванная	Крайне неоднородная и разнообразная: от тонко- до крупнозернистой. Реликтовая структура исходного известняка сохраняется лишь в незамещенных частях породы. Характерна идиобластическая структура с наличием идиоморфно развитых, полностью или частично ограненных ромбоэдров доломита. Ромбоэдры часто с зональным строением, с ядром из окислов железа или пелито- морфного карбоната. Весьма характерно развитие идиоморфно развитых ромбоэдров доломита при неполной доломитизации

Следует подчеркнуть, что современные карбонатные илы как на дне морей, так и в лагунах и озерах еще очень мало изучены. Особенно редки длительные наблюдения над современным доломитообразованием и эксперименты, в частности, над влиянием на эти процессы жизнедеятельности организмов.

По данным ряда авторов, обобщенным в работе американского литолога Д. Грэфа (Graf, 1960), в современных морских карбонатных осадках сингенетический доломит отсутствует. Обнаруженный в них магний содержится, как показал рентгеноскопический анализ, в виде примеси в кальците. Примесь магния в кальците органогенного происхождения путем химического анализа была установлена К. Чэйвом (Chave, 1952), но присутствие доломита ни рентгеном, ни оптически не зафиксировано. Позже К. Чэйв (Chave, 1954) с помощью рентгеноскопии определил, что атомы магния, располагаясь беспорядочно, замещают атомы кальция в кристаллической решетке кальцита. Такие породы, представляющие собой твердые растворы магния в кальците, получили название магнезиальных кальцитов. В. Лодеман (Lodemann, 1963) выявил наличие магнезиального кальцита в карбонатной толще ФРГ на контакте чистых седиментационных доломитов и залегающих выше органогенных известняков. Д. Грэф (Graf, 1960) пишет, что в древних карбонатных толщах магнезиальный кальцит почти не встречается. Это дает ему основание предполагать, что магнезиально-кальцитовые осадки не устойчивы и, по-видимому, в постседиментационный период в процессе перекристаллизации преобразовывались в чистые кальцит и доломит. Д. Грэф считает, что в дальнейшем доломит мог концентрироваться путем перераспределения и стяжения, а при эпигенетических процессах обогащение какой-либо зоны доломитом могло быть связано с выносом $CaCO_3$.

По новейшим литературным данным, современное доломитообразование происходит лишь в лагунах и литоральных зонах (побе-

Таблица XVII

Характерные признаки различных генетических типов доломитовых пород (резюме данных Н. М. Страхова)

<table>
<tr><th colspan="2">Генетические типы доломитовых пород</th><th>Форма залегания</th><th>Наличие метасоматоза</th><th>Примеси</th><th>Породы</th></tr>
<tr><td colspan="2" rowspan="2">Седиментационные хемогенные (пластовые) доломиты</td><td rowspan="2">Пласты, выдержанные по простиранию и измеряемые десятками и даже первыми сотнями метров (например каширские доломиты)</td><td rowspan="2">Отсутствие сколько-нибудь уловимых следов метасоматоза доломита по кальциту</td><td>Часто примесь тонкого пелитового материала</td><td>Чистые доломиты</td></tr>
<tr><td colspan="2">Иногда незначительное количество $CaCO_3$ в виде примеси</td></tr>
<tr><td colspan="2">Седиментационно-диагенетические (пятнистые) доломиты</td><td>Тела разнообразной неправильной формы — линзы, пятна, штоки</td><td>Ясные следы метасоматоза доломита по кальциту</td><td></td><td>Необычайно изменчивые по степени доломитности внутри линз, пятен, штоков</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Метасоматические доломиты</td><td>Диагенетические[1]</td><td rowspan="2"></td><td rowspan="2"></td><td rowspan="2"></td><td rowspan="2"></td></tr>
<tr><td>Эпигенетические[2]</td></tr>
</table>

[1] Диагенетическое доломитообразование в осадках протекает в чрезвычайно слабой степени (Страхов, 1956$_{1,2,}$ 1958).

[2] Распространено чрезвычайно незначительно, доломит, образующийся главным образом как минерал, выполняет трещинки, пустотки, наблюдается в виде очень небольших участков.

режье Австралии, Флориды и др.) и в континентальных озерах (например, оз. Балхаш) главным образом в условиях засушливых климатов.

Осаждение доломита в лагунах, куда вода поступает через бары во время приливов, изученное Д. Адамсом и М. Родсом (Adams, Rhodes, 1961), связано с повышением концентрации магнезиальных солей при испарении. Растворы, насыщенные магнезиальными солями, опускаясь вниз, реагируют с известковым илом, состоящим из метастабильного арагонита и магнезиального кальцита, и вызывают его перекристаллизацию с образованием доломита.

По наблюдениям Г. Скиннера и Э. Олдермена (Skinner, 1963; Alderman, 1959), воды лагун весной и летом представляют собой суспензию из мельчайших зерен протодоломита (доломит с неупорядоченной структурой), который затем и отлагается в виде осадка.

К интересным выводам относительно природы доломита пришли Э. Дегенс и С. Эпштейн (Degens, Epstein, 1964) на основании результатов, полученных путем анализа отношений изотопов кислорода кальцита и доломита в современных и древних отложениях. При исследовании современных седиментационных доломитов и доломитов замещения Багамской отмели выяснилось, что доломиты замещения наследуют изотопный состав первичного кальцита; седиментационные доломиты имеют другой, особый изотопный состав. Затем был изучен изотопный состав доломитов почти всех возрастов–от третичных до докембрийских (главным образом из Европы и Северной Америки), при этом было обнаружено, что только доломиты из пресноводных мезозойских моласс Альп имеют тот же изотопный состав, что и седиментационные доломиты. Остальные доломиты, в том числе мощные толщи морских доломитов в Альпах, по изотопному составу следует по Дегенсу и Эпштейну относить к доломитам замещения.

Дж. Голдсмит и Д. Грэф Goldsmith a. Graf, 1958) с помощью рентгеноскопии установили отличие в составе седиментационных и диагенетических доломитов. Согласно их выводам, доломиты замещения в большинстве случаев имеют слоистую решетку: в ней наблюдается чередование слоев «идеального» доломита (соответствующего химической формуле доломита) и доломита богатого Са; в решетке же седиментационного доломита богатых кальцием слоев не содержится. Названные авторы полагают, что образованию «идеальных» доломитов в лагунах способствовали повышенные температуры и соленость воды.

Результаты детальных исследований, помогающие выяснению генезиса карбонатных пород, в 1936 г. были опубликованы Б. Зандером (Sander, 1936), С помощью микроструктурного анализа он установил для седиментационных известняков наличие так называемой внутренней ориентировки зерен. В доломитах замещения внутренняя ориентировка зерен не установлена. Позже различные случаи ориентировки зерен в породах были разработаны Н. А. Елисеевым (1953). Им выделены: а) ориентировка по форме, например в породах, состоящих из ориентированно расположенных удлиненных или пластинчатых зерен (сланцы, гнейсы, некоторые мраморы); б) внутренняя ориентировка, обнаружить которую возможно лишь с помощью микроструктурного анализа. Последняя установлена не только для пород, состоящих из удлиненных или пластинчатых зерен, но и для пород, состоящих из зерен изометричной формы (кварциты, изверженные породы).

Процессы образования доломитовых пород по их мощности и распространенности в различные геологические эпохи были далеко не одинаковы.

Р. Дэли (Daly, 1909), изучая карбонатные породы палеозоя и мезозоя, впервые высказал предположение о постепенном затухании доломитонакопления в мезо-кайнозойское время. Аналогичные результаты получены А. П. Виноградовым, А. Б. Роновым и В. М. Ратынским

(1952) для Русской платформы и в США Г. Чилингаром (Chilingar, 1956). Несколько позднее это же обстоятельство подтвердилось работами Н. М. Страхова, обобщавшего данные о палеозойских и мезозойских карбонатных породах Северо-Американской, Русской и Китайской платформ.

Наибольшего развития доломитообразование достигало в допалеозойское и палеозойское время, что, видимо, было связано с высоким содержанием CO_2 в атмосфере и соответственно высоким щелочным резервом в водоемах аридного климата. образование доломитов происходило в различных фациальных условиях – в центральных и краевых участках морей, в осолоняющихся к в опресняющихся лагунах, в озерах.

В древних морях гумидного пояса Н. М. Страхов считает возможным образование доломита лишь в пределах рифовых фаций (?).

Затухание доломитообразования, связанное с уменьшением содержания $C0_2$ в атмосфере и сопутствующим ему уменьшением щелочного резерва в морях, по Н. М. Страхову (1958), происходило в верхнем палеозое, в периоды интенсивного, углеобразования и карбонатона- копления. Оно сопровождалось «вымиранием» седиментационных доломитов. Постепенно сокращались мощности и площади развития седиментационно-диагенетических доломитов. В дальнейшем все еще значительное накопление доломита было связано с привносом в лагуны и моря из областей засушливой зоны суши большого количества $MgCO_3$ и $MgCO_3$+Na_2CO_3. Привнос карбонатов Mg и Na главным образом осуществляли реки. В итоге увеличивалась щелочность и pH водоемов, что способствовало садке доломита (Страхов, $1956)_{1,2}$, 1958). Пример подобного образования доломита был описан А. И. Осиповой (1956) для ферганского палеогена. Механически отложенный пелитоморфный доломит из триаса Альп был детально описан и проанализирован Б. Зандером (Sander, 1936). В триасовых доломитах Тироля был выделен доломит биогенного (? – *Е. Д.)* происхождения в виде тончайших корочек и химически отложенный доломит в порах.

Наиболее детальные классификации доломитов имеются в работах Г. И. Теодоровича (1948, 1950); Р. Л. Фолка (Folk, 1959), Р. Фейр- бриджа (Fairbridge, 1957).

Г. И. Теодорович разработал классификацию доломитов по различным структурным признакам (табл. XVIII). Мы не придерживаемся полностью этой детальной, но несколько громоздкой схемы. Вызывает сомнение, следует ли относить к главным структурным признакам карбонатной породы количество цемента и характер ее пористости, подобно тому, как это делает Г. И. Теодорович.

В классификации, предложенной Р. Фолком (Folk, 1959), выделяются различные и действительно важные генетические типы карбонатных пород. Однако у Р. Фолка особенности происхождения доломитов, как нам кажется, отражены недостаточно четко, некоторые разности доломитов вообще не указаны (табл. XIX). Схема его скорее применима лишь для известняков (см. табл. X). Ведь среди доломитов, особенно молодых, резко преобладают доломиты замещения.

Р. Фэйрбридж (Fairbridge, 1957) указал на самые различные фациальные условия образования доломитов и доломитизированных известняков – на континенте, в морях, озерах, болотах, лагунах, в литоральной зоне, в глубинных условиях, на рифах, в процессе диагенеза, в связи с тектоникой и катагенезом, а также многочисленные превращения магнезиальных карбонатных осадков, приводящие в некоторых случаях к формированию доломитов (рис. 26, 27) (Fair- bridge, 1957). Упомянутый автор намечает различные (иногда сугубо предположительные) пути возникновения доломита в широком диа-

Таблица XVIII

Схема структурной классификации доломитов Г. И. Теодорович (1950)

Структуры доломитов с преобладанием цементируемого материала	Структурные типы и структуры кавернозно-пористых доломитов с резким преобладанием цемента	Доломиты с преобладанием основной минеральной массы (почти без отрицательных реликтов)	
		количество положительных реликтов	структурные типы доломитов
Реликтовая органогенная– биоморфная, биоморфно-детритусовая, биодетритусовая	Микрозернистые с отрицательной реликтовой структурой биоморфной, биоморфно-детритусовой, детритусовой, оолитовой или пизолитовой	Значительное количество (10-45 %)	Микрозернистые доломиты с реликтами – био- морфными, детритуса и биоморфными, детритуса, комков, ооли- тов и т. п.
Реликтовая хемогенная или биохемогенная– оолитовая и пизолитовая, оолитовая и бобовая, комковатая и микрокомковатая, радиолитовая и т. п.	Яснозернистые с отрицательной реликтовой структурой – биоморфной, биоморфно-детритусовой, детритусовой, оолитовой или пизолитовой		Яснозернистые доломиты с реликтами – биоморфными, детритуса и биоморфными, детритуса, комков, оолитов и т. п.
Обломочная – конгломератовая и брекчиевая, песчаниковая, алевритовая		Нет или менее 10 %	Микрозернистые доломиты – скрытозернистые, пелитоморфные из неправильных зерен; прочие микрозернистые
			Яснозернистые доломиты

Таблица XIX

Классификация доломитов по Р. Л. Фолку (Folk 1959)

Перемещенные доломиты		
со следами аллохимических компонентов		следы аллохимических компонентов отсутствуют
Ясно различимые следы аллохимических компонентов	Мелкокристаллический интракластовый доломит	Среднекристаллический доломит
	Крупнокристаллический оолитовый доломит	
	Афанокристаллический биогенный доломит	
	Очень мелкокристаллический пелитовый доломит	Мелкокристаллический доломит

пазоне – от стадии седиментации до стадии гипергенеза. Многообразие процессов, обусловливающих доломитообразование, существенно отличает схему Р. Фэйрбриджа от большинства генетических схем, имеющихся как в отечественной, так и в иностранной литературе.

Во второй части «Атласа» выделены следующие группы доломитовых пород[1]: 1) кристаллически-зернистые[2], в том числе оолитовые,

[1] Классификацию доломитов по вещественному составу см. в табл. I–IV.

[2] Сводку различных подразделений кристаллически-зернистых доломитов см. в табл. XVIII, XIX, XXI, XXII и на рис. 28.

сферолитовые, инкрустационные; 2) органогенные (преимущественно доломиты замещения); 3) комковатые, сгустковые; 4) обломочные. Для всех групп указаны соответствующие им структуры (табл. XX). В противоположность известнякам в этой схеме на первом месте стоят

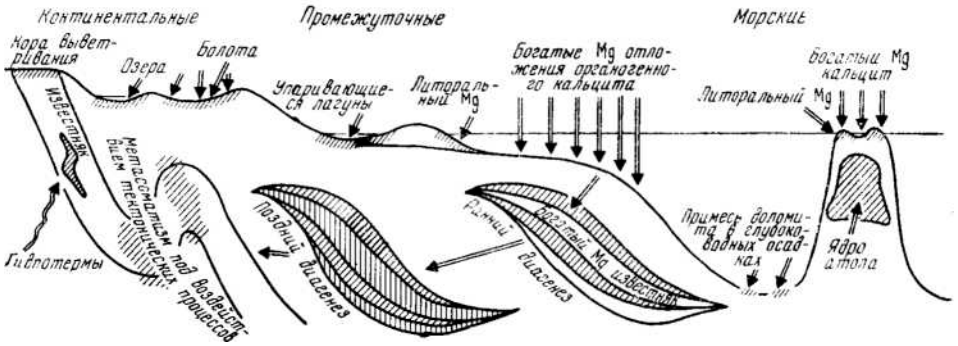


Рис. 26. Локализация магнезиальных карбонатных отложений и типы метасоматической доломитизации. R. W. Fairbridge (1957)

Таблица XX

Типы доломитовых пород и структуры доломитов, представленные во второй части "Атласа"

Доломиты	Структура	
Кристаллически-зернистые (в том числе доломиты замещения)	Кристаллически-зернистая (в том числе реликтовая)	Пелитоморфная < 0,01 *мм* Неравнозернистая Порфировидная Пойкилобластовая
Оолитовые	Оолитовая (первичная и реликтовая оолитовая) Крупноолитовая (и реликтовая крупноолитовая)	
Сферолитовые	Сферолитовая	
Инкрустационные	Инкрустационная	
Органогенные (преимущественно доломиты замещения)	Органогенная и реликтовая органогенная	Зоогенная (в основном реликтовая) биоморфная, биоморфнодетритовая, детритовая и копролитовая Фитогенная (и реликтовая фитогенная) — водорослевая, строматолитовая, онколитовая
С Problematica (органогенного происхождения?)	Органогенно-проблематическая	
Комковатые, сгустковые	Комковатая Сгустковая	
Обломочные (механокластические)	Обломочная	Щебневая Галечная Гравийная Псаммитовая Алевритовая

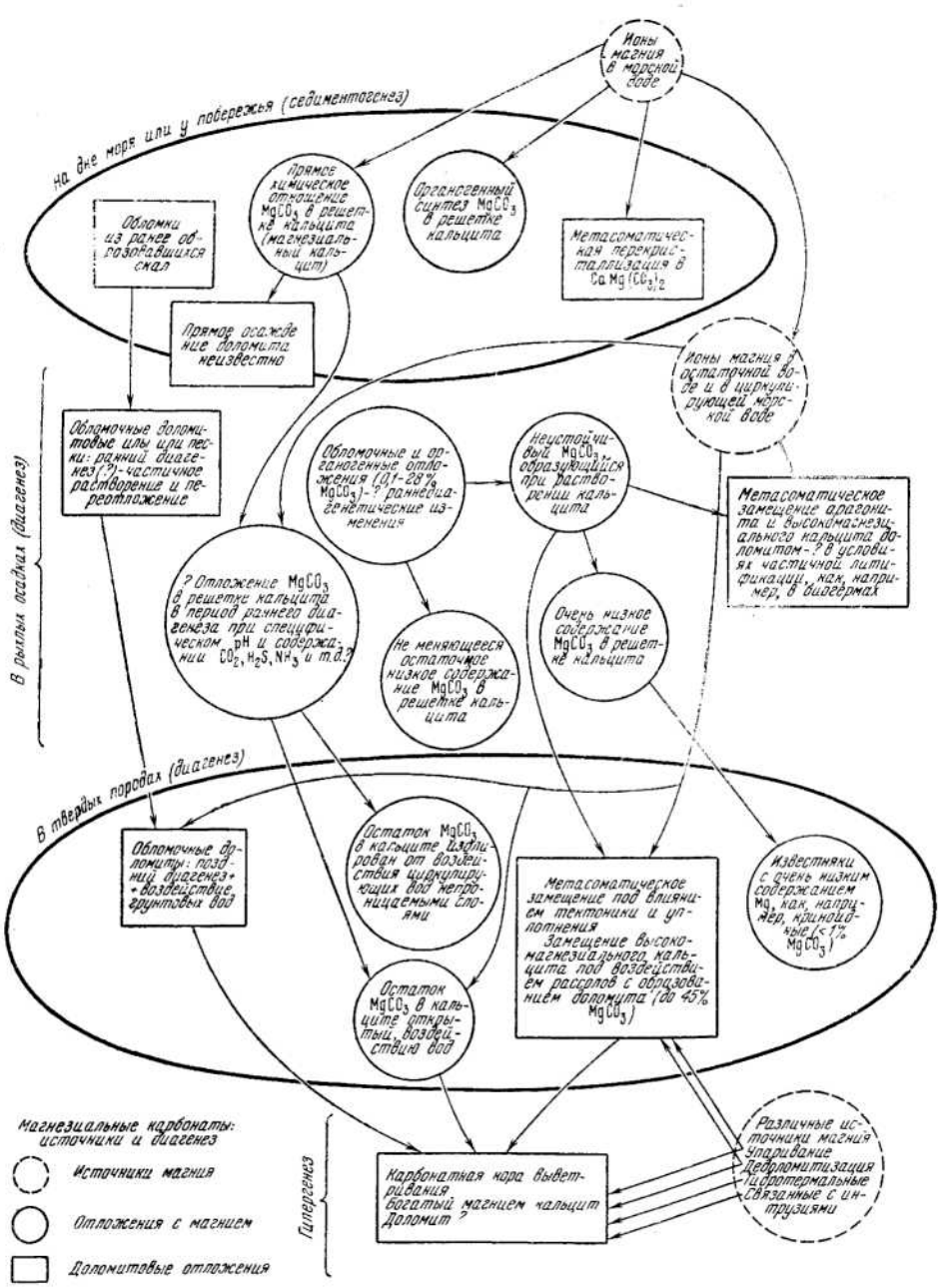


Рис. 27. Схема эволюции шорских магнезиальных карбонатных осадков — от стадии седиментогенеза до стадии гипергенеза (только для морских бассейнов; лагунные, озерные и гидротермальные образования не показаны). R. W. Fairbridge (1957)

кристаллически-зернистые доломиты, на втором — органогенные. Такой порядок обусловлен прежде всего особенностями происхождения доломитов, среди которых первичнодоломитовыми чаще являются кристаллически-зернистые разности, органогенные же представляют собой главным образом вторичные образования.

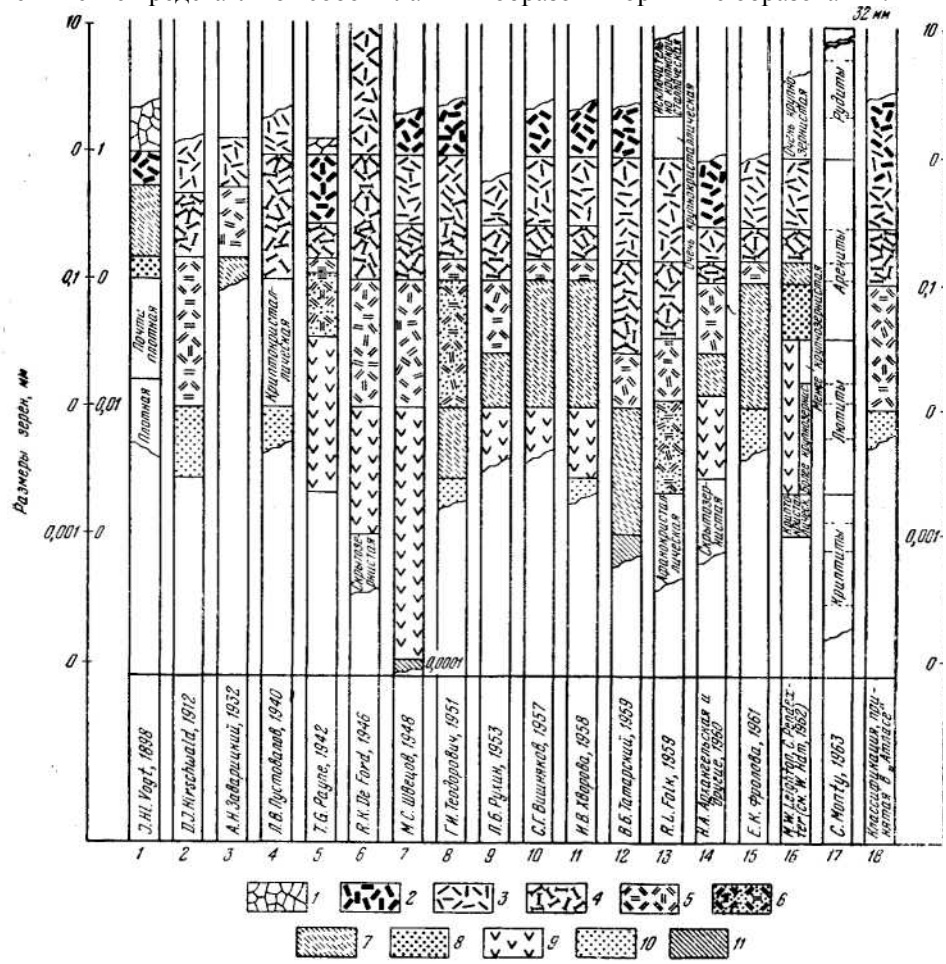


Рис. 28. Схема сопоставления классификаций — структур кристаллически-зернистых карбонатных пород (по данным различных авторов)

Структуры: *1* — очень грубозернистая, *2* — грубозернистая. *3* — крупнозернистая, *4* — среднезернистая, *5* — мелкозернистая, *6* — очень мелкозернистая, 7 — тонкозернистая, *8* — очень тонкозернистая, *9* микрозернистая, *10* — пелитоморфная, *11* — коллоидная, Ч. Монти внутри каждой группы выделяет очень тонко-, тонко-, средне- и крупнозернистые разности, границы между которыми указаны пунктиром. Границы средне- и крупнозернистых рудитов — 16 *мм.*

Доломиты, образовавшиеся в результате замещения доломитом кальцита, в случае значительной (>50%) или почти полной доломитизации следует называть известковистыми доломитами замещения с указанием, где это возможно, породы, подвергавшейся доломитизации (например доломит замещения, образовавшийся по органогенному известняку[1] , или доломит замещения, образовавшийся по оолитовому известняку и т. п.).

[1] Следует учесть, что и в органогенных известняках скелетные остатки организмов могли быть первоначально сложены другими модификациями карбоната кальция, но такого рода перекристаллизации в шлифах обычно не наблюдаются.

2. ТИПЫ ДОЛОМИТОВЫХ ПОРОД И СВОЙСТВЕННЫЕ ИМ СТРУКТУРЫ

Кристаллически-зернистые доломиты (табл. 157–161)

Структуры широко распространенных кристаллически-зернистых доломитов могут быть самого различного происхождения – седимен- тационные, диагенетические и эпигенетические.

Имеется много различных классификаций кристаллически-зернистых карбонатных пород по зернистости. Выделяя по размеру зерен группы карбонатных пород, одни авторы пытались связать их с генетическими типами известняков (доломитов), другие считали необходимым придерживаться десятичной системы фракций крупности зерен, чтобы приблизиться к наиболее распространенной классификации обломочных пород (где, кстати, также нет единообразия). Впервые выделение структурных групп среди кристаллически-зернистых карбонатных пород с учетом общих генетических признаков было сделано В.Б. Татарским (1959).

Естественной основой классификации известняков и доломитов по зернистости может быть распространенность, т. е. преобладание и частота встречаемости тех или иных гранулометрических фракций; при этом, конечно, необходимо выбрать типические геологические условия и некую середину разнообразия по возрасту, степень измененности и пр., а также принимать во внимание литолого-петрографиче- скую изученность данного типа осадочных пород.

Разработанные на основе исследований карбонатных толщ среднего и верхнего палеозоя Русской платформы, палеогена Средней Азии и нижнего палеозоя Сибирской платформы классификации М. С. Швецова, Г. И. Теодоровича, В. Б. Татарского, К. К. Зеленова и некоторые другие могут служить примером разработанных схем подразделений хорошо изученных толщ карбонатных пород.

Само собой разумеется, что естественную классификацию гранулометрических подразделений для карбонатных осадочных горных пород в будущем следует разработать на основе систематического изучения более массового материала, например путем составления диаграмм для множества гранулометрических анализов (с подсчетами в шлифах), по хорошо изученным природным стратиграфическим и фациальным комплексам, до некоторой степени подобно тому, как это сделано для обломочных осадочных пород Н. В. Кирсановым, Ю. В. Сементовским и др. (см. «Атлас», ч. 1, стр. 13).

Принятая классификация карбонатных пород по размеру зерен (табл. XXI) составлена с учетом названных классификаций, а также на основании материала, приведенного в «Атласе».

Различным генетическим группам карбонатных пород, как уже упоминалось, свойственны довольно определенные гранулометрические фракции. Предполагается, что размеры зерен первичного хемогенного доломита (табл. 157) обычно не превышают 0,01 *мм.* Но в этом, однако, не может быть полной уверенности. Если первичный осадок был коллоидальным (<0,001–0,005 *мм),* увеличение размеров зерен до 0,01 *мм* могло произойти вследствие очень ранней перекристаллизации. Эта граница, отвечающая максимальному размеру зерен седиментационных хемогенных доломитов, по данным некоторых авторов должна располагаться несколько выше. Я. К. Писарчик (устное сообщение) поднимает этот предел до 0,02 *мм,* К. К. Зеленов (Архангельская и др., 1960) до 0,02–0,05 *мм,* Ю. А. Ходак (1961$_2$) до 0,05 *мм,* С.Е. Колотухина (1956) до 0,03 и даже до 0,08 *мм.*

К. Деффей, Ф. Лючиа и П. Вейль (Deffeves a. o., 1964), изучавшие на Антильских островах в зоне прилива и отлива современные илы, состоящие из гипса, арагонита, кальцита, доломита, пришли к выводу, что очень мелкие размеры зерен доломита еще не являются доказа-

Таблица XXI

Структуры кристаллически-зернистых карбонатных пород

Схема, принятая в "Атласе" (ч. 2)	Размер зерен, *мм*	Схема В. Б. Татарского (1959)
Крупно- и грубозернистая > 0,50 *мм*	1,00	Грубозернистая > 1 *мм*
	0,50	Крупнозернистая
Среднезернистая	0,25	
	0,10	Среднезернистая
Мелкозернистая	0,05	
		Мелкозернистая
	0,01	
Пелитоморфная < 0,01 *мм*		Тонкозернистая
	0,001	
		Коллоидная < 0,001 *мм*

тельством его первичного (седиментационного) происхождения. Ими установлено образование в илах указанного состава тонкозернистого (около 2 р) доломита замещения. Доломит развивается по кальциту, слагающему раковинки, и вполне аналогичен древним тонкозернистым доломитам, рассматриваемым как первичные. Доломитизация в той или иной степени консолидированных осадков здесь происходила в фазах отлива; воды засолоненных озер, расположенных цепочкой вдоль берега, просачивались в направлении берега сквозь образовавшиеся в литоральной зоне кальцитовые осадки.

Особый случай образования яснозернистых первичных доломитов смешанного генезиса приводит Г. И. Теодорович (1950). Этот процесс Г. И. Теодорович на первой стадии рассматривал как осаждение первичного хемогенного доломита в виде мелких кристалликов, в дальнейшем, разрастаясь на дне лагун, кристаллики увеличивались в размерах и приобретали идиоморфные очертания.

К. К. Зеленов (Архангельская и др., 1960) среди нижнекембрийских отложений на юге Сибирской платформы наблюдал известководоломитовые породы, по его мнению, седиментационные, с размерами зерен от 0,02 до 0,05 *мм,* редко до 0,08 *мм.* В то же время в литературе встречаются описания мелкозернистых доломитов замещения, образовавшихся в процессе доломитизации известкового материала (Кузнецова, Игнатьев, 1964 и др.).

Форма мелких кристаллических зерен первичных хемогенных седиментационных доломитов неправильная, неправильно-ромбоэдрическая, иногда ромбоэдрическая, в центре зерен нередко присутствуют точечные бурые включения.

Р. Сёдзи и Р. Фолк (Shoji, Folk, 1964) с помощью электронного микроскопа получили реплики (табл. 157, фиг. 2) с увеличением в 1900 раз для предположительно седиментационного (первичного) доломита, на которых видна ромбоэдрическая и несовершенно-ромбоэдрическая форма зерен. В доломитах замещения в отличие от первичных ромбоэдры отсутствуют (табл. 157, фиг. 8).

Характеристика структур и структурных признаков первичных микрозернистых и перекристаллизованных доломитов дана в работе В. Г. Махлаев (табл. XXII). Следует заметить, что выделение В. Г. Мах-

Таблица XXII

Структуры первичных микрозернистых и перекристаллизованных доломитов (по В. Г. Махлаеву, 1964)

Признаки, по которым выделяются структуры	Структуры
Абсолютные размеры зерен	1. Микрозернистая первичная (менее 0,005 мм) 2. Микрозернистая структура перекристаллизации (0,005– 0,01 мм) 3. Тонкозернистая (0,01–0,1 мм) 4. Мелкозернистая (0,1–0,25 мм) 5. Среднезернистая (0,25–0,5 мм)
Относительные размеры зерен	6. Равнозернистая 7. Разнозернистая
Степень перекристаллизации микрозернистого материала	8. Полновтью перекристаллизованные доломиты 9. Частично перекристаллизованные доломиты (микро-тонкозернистая структура)
Форма зерен	10. Многоугольно-ромбоэдрическая 11. Неправильно-многоугольная 12. Мраморовидная 13. Округло-многоугольная (округло-зернистая) 14. Призматическая
Характер очертаний зерен	15. Контуры зерен отчетливые 16. Контуры зерен неясные
Строение зерен	17. Зерна однородные 18. Зерна с включениями более мелких зерен доломита с другой оптической ориентировкой 19. Зерна с доломитовым ядром 20. Зерна со светлой наружной каемкой
Распределение глинистого вещества	21. Глинистое вещество образует точечные включения, равномерно распределенные в зернах доломита 22. Точечные включения глинистого вещества образуют сгущения 23. Глинистое вещество образует сплошной комок в ядрах зерен доломита 24. Глинистое вещество образует тонкую сетку между зернами доломита

лаевым микрозернистых (0,005–0,01 *мм)* первичных и перекристаллизованных доломитов вряд ли целесообразно – далеко не всегда имеются достаточно веские доказательства, позволяющие отличить доломиты неперекристаллизованные от перекристаллизованных. В настоящее время это различие выявляется более четко при очень больших увеличениях с помощью электронной микроскопии. Первичный седиментационный характер доломитов лишь в редких случаях не вызывает сомнения (например при наличии тонкого переслаивания доломитов и известняков). Явно последующие процессы образования доломита часто устанавливаются с полной достоверностью там, где хорошо видно образование доломита по кальциту, где наблюдаются реликты кальцита, первоначально слагавшего породу.

Полагают, что размеры зерен диагенетических доломитов могут меняться в значительных пределах (по данным различных авторов, от 0,01 до 0,10 *мм)*. В. Б. Татарский (1959) высказал предположение о возможности образования раннедиагенетических доломитов с величиной зерен <0,01 *мм*. Диагенетическим доломитам, вероятно, наиболее свойственна полиэдрическая (близкая к округлой), неправильноромбоэдрическая и иногда ромбоэдрическая форма зерен (табл. 157, фиг. 4–8). Зерна обычно мутные, содержащие включения пылевидного карбоната. Наличие светлых каемок вокруг зерен доломита, по мнению С. Г. Вишнякова (1956), свидетельствует о более поздней эпигенетической раскристаллизации породы.

Для эпигенетических доломитов, по-видимому, наиболее характерны зерна величиной 0,05 *мм* и несколько более. За верхний предел В. Б. Татарский предлагает принять 1 *мм,* так как более крупнозернистые структуры чаще встречаются в метаморфизованных карбонатных породах.

Форма зерен преимущественно ромбоэдрическая или близкая к ней, часто развиваются зональные ромбоэдры. Характерны многократная зональность, скопление окислов железа или пелитоморфного карбоната в центральной части зерен.

Идиоморфную, ромбоэдрическую форму зерен доломита и их примерно равные размеры Г. И. Теодорович (1950) считает признаками незавершенной доломитизации известкового материала, их свободного роста в еще мягкой, неуплотненной среде. В эпигенезе, как полагает Г. И. Теодорович, развитие правильных идиоморфных зерен доломита было затруднено (зерна мешали друг другу). образование мутных зерен доломита с нерезкими контурами, по Г. И. Теодоровичу (1950), наиболее возможно в свежем осадке, а формирование бесцветных, четко оконтуренных ромбоэдров – в начальный период твердения ила; зональность ромбоэдров доломита может свидетельствовать о двух- и даже о трехфазной доломитизации замещения.

Установлено, что чем более мелкозернист кальцит, тем легче он подвергается доломитизации. И наоборот, замещение доломитом более крупнозернистого кальцита, при прочих равных условиях, будет происходить значительно дольше. Вновь образовавшийся доломит бывает, как правило, всегда крупнее кальцита, по которому он развивается.

Доломитам замещения при незавершенной доломитизации свойственны разнозернистые, в том числе порфировидные структуры (табл. 160). Остатки незамещенного кальцита в таких породах содержатся в виде отдельных участков, скоплений зерен.

Разнозернистые структуры образуются также при доломитизации первоначально неоднородного известкового материала – кристаллически-зернистого, органогенного, кристаллически-зернистого с оолитами, различными сгустками, обломками карбонатных пород и пр.

Инкрустационные структуры, редко встречающиеся в доломитах, наблюдаются при обрастании стенок пустот (главным образом вторич-

ных), трещинок в виде корочек, покрывающих гальки, песчинки, оолиты, сферолиты, онколиты (табл. 169, 170), скелетные остатки организмов и их обломки, в строматолитовых постройках. Корочки состоят из перпендикулярно ориентированных к их поверхности тонковолокнистых или удлиненных зерен доломита, из радиально-лучистых стяжений.

Инкрустации доломита, образующиеся в широком диапазоне – от стадии седиментации до стадии эпигенеза включительно, могут развиваться в водных бассейнах или в континентальных условиях при циркуляции магнийсодержащих вод.

Доломитовые корки были встречены С. О. Шлянгером (Schlanger, 1963) в третичных – современных рифах атолла Фунафути в Тихом океане (табл. 169, фиг. 1, 2). Г. И. Теодоровичем (1950) описаны инкрустации доломита в верхнепалеозойских ишимбаевских рифах, среди которых выделен «доломит обрастания стенок пустот затвердевшего осадка или породы» (табл. 170, фиг. 1, 2) и корковый (инкрустационный) доломит. В первом случае доломит нарастает в виде радиально-лучистых пучков секториальной или полушаровой формы, во втором – он параллельно-волокнист.

Иногда в доломитах встречаются сильнотрещиноватые зерна (табл. 161). Трещиноватость, нередко очень грубая, маскирующая кристаллографические формы зерен, могла возникать, по-видимому, под влиянием различных причин. И. К. Королюк (1956) предполагает связь микротрещиноватости, замеченной ею в нижнекембрийских доломитах Присаянья (табл. 161, фиг. 3, 4), с динамометаморфизмом. Другие исследователи (Хворова, 1958; Филиппова и др., 1958) отмечают трещиноватость по спайности в сильно разрушенных зернах доломита (табл. 161, фиг. 2).

Все перечисленные выше структурные особенности различных генетических типов доломитовых пород часто уничтожаются последующими процессами перекристаллизации и иногда, возможно, грануляции.

Явления перекристаллизации широко распространены в карбонатных породах. Как известно, перекристаллизация является одной из сторон взаимосвязанных процессов: растворения – осаждения-кристаллизации. В результате перекристаллизации, которая могла, вероятно, происходить в самом раннем диагенезе и особенно в более поздние стадии жизни породы, возникали различные кристаллическизернистые структуры доломитов.

Г. И. Теодорович (1950, стр. 59) допускает широкую перекристаллизацию доломитов, но только в эпигенезе, главным образом в связи с метаморфизмом (динамическим, контактным или глубинным), в отличие от перекристаллизации кальцита, распространенной и среди нормальных осадочных толщ. О первичном облике породы и отчасти о времени перекристаллизации свидетельствуют присутствующие иногда в породе реликты исходного материала. Так, например, наличие реликтов пелитоморфного и микрозернистого доломита в ясно-, равномернозернистой перекристаллизованной доломитовой массе явилось одним из признаков, подтверждающим предположение К. К. Зеленова (Архангельская и др., 1960) о перекристаллизации породы (в период диагенеза).

Перекристаллизации, по мнению большинства исследователей (Каледа и др., 1958), препятствует наличие в породе примесей, не способствующих растворению слагающих ее минералов. Такие примеси в перекристаллизованных породах оттеснены к периферии зерен, благодаря чему зерна становятся чище, светлее. Противоположного мнения придерживается В. Н. Логинова (1957), наблюдавшая среди отложений кыновской свиты, на востоке Татарии, пятнистоокрашенные

(псевдобрекчиевые) доломиты. Порода состоит из светлых участков пелитоморфного и тонкозернистого сложения и разнозернистой темносерой доломитовой массы, в значительно большей степени перекри- сталлизованной. Темная окраска связана с присутствием битуминозного и глинистого вещества. Очевидно, перегруппировка примесей в процессе изменения доломитовой породы может идти в разных направлениях – то к периферии, то к середине центров превращения.

Первичная неоднородность структуры доломитов (реликтовая органогенная, обломочная, строматолитовая, разнозернистая), вероятно, способствовала перекристаллизации.

Принято считать, что наиболее.ранним стадиям перекристаллизации соответствуют более мелкозернистые структуры[1]; в эпигенезе под влиянием динамометаморфизма образуются, как правило, крупнозернистые перекристаллизованные карбонатные породы. Следует отметить, что вопреки этому широко распространенному и в ряде случаев обоснованному мнению перекристаллизация литифицированных пород в условиях только динамометаморфизма далеко не всегда сопровождалась укрупнением карбонатных зерен. Примером могут служить такие древнейшие породы, как верхнепротерозойские саткинские доломиты Южного Урала, среди которых распространены тонко- и мелкозернистые разности (Грачева, 1933).

Среди крупнозернистых доломитов имеются примеры их образования в различных условиях – в диагенезе (Ноинский, 1913; Страхов, $1956_{1,2}$) и в более поздние стадии. В различных условиях могли, очевидно, формироваться и мраморовидные доломиты.

Перекристаллизованным доломитам свойственна неправильная форма зерен, под микроскопом контуры зерен слабоизвилистые, угловатые. Благодаря неровным, извилистым ограничениям плотно прилегающих друг к другу зерен в перекристаллизованных и мраморовидных доломитах породы эти обладают высокой прочностью, вязкостью. Мраморовидные доломиты отличаются присутствием полисинтетических двойников. Наблюдаются пятнисто-перекристаллизованные доломиты.

Замеченная В. Г. Махлаевым удлиненная форма зерен в верхнедевонских доломитах Рязанской области (табл. 208, фиг. 3, 4) связана, возможно, не с перекристаллизацией, как предполагает автор, а с явлениями метасоматоза доломита по ангидриту (устное сообщение Я. К. Писарчик).

Оолитовые доломиты (табл. 162–167)

Породы, основная масса которых состоит из округлых или эллипсоидальных концентрически наслоенных доломитовых тел, величиной не более 1 *мм* в диаметре, называют оолитовыми, свыше 1 *мм* – крупноолитовыми доломитами, а их структуры оолитовыми и крупнооолитовыми. Степень насыщенности породы оолитами бывает различной – оолиты либо плотно прилегают друг к другу, либо разобщены (базальный цемент), иногда настолько, что составляют всего 50% породы. Там, где оолиты прилегают плотно, промежутки между ними иногда ничем не выполнены. Доломитовый цемент в этом случае образует лишь тонкие кристаллические корочки, покрывающие поверхность оолитов (крустификационный цемент), или присутствует только в местах их соприкосновения (контактовый цемент).

Оолиты, как правило, хорошо сортированы по величине, но иногда их размеры могут значительно меняться даже в пределах одного образца (табл. 162; табл. 163, фиг. 1–3; табл. 165, фиг. 1, 4).

[1]Г. А. Каледа (1955) указывает на зависимость мелкозернистых структур от присутствия в породе глинистых, кремнистых и битуминозных примесей.

Среди оолитовых и крупноолитовых доломитов в зависимости от способа их образования выделяют первичные (табл. 163; табл. 164, фиг. 1—4) и вторичные (табл. 165, 166) породы. Генезис первичных оолитовых доломитов, по-видимому, ничем существенно не отличается от генезиса аналогичных известняков. Так же как и оолитовые известняки, они являются хемогенными породами, возникшими, по мнению большинства исследователей, главным образом в подвижной среде, в прибрежной зоне бассейна. (Эолиты могли также формироваться и из вод минеральных источников (Виноградов, 1961)[1]. Однако возможность образования оолитов первоначально доломитового состава признается далеко не всеми исследователями. Б. П. Кротов (1925), Л. Кайе (Cayeux, 1935), Г. И. Теодорович (1950), В. Р. Вильямс и др. (1957) вообще отрицают существование таких пород и рассматривают все оолитовые доломиты как продукт доломитизации оолитовых известняков. В то же время В. Б. Татарский (1939), Л. В. Пустовалов (1940, ч. 2), Л. И. Салоп (1954), Ю. А. Ходак (1962$_2$), Я. К. Писарчик (устное сообщение) считают, что в природе имеются первичные оолитовые доломиты. Такая точка зрения подтверждается экспериментами Е. В. Рожковой и Н. В. Соловьева (1937), которым удалось опытным путем получить доломитовые оолиты и сферолиты в коллоидной среде при смешивании в соответствующих пропорциях двух растворов со специально подобранными составами. О первичной природе оолитовых доломитов, по мнению Ю. А. Ходака (1961$_2$) и В. Б. Татарского (1939), свидетельствует наличие битума в отдельных оболочках оолитов (табл. 164, фиг. 3).

Редкий случай образования современных магнезиальных и единичных магнезиально-доломитовых оолитов был отмечен Д. А. Виталь (1948) в неподвижной или малоподвижной среде, в толще грунта оз. Малинового, расположенного в южной части Кулундинской степи (Алтайский край).

Доломит, первоначально слагавший оолиты, обычно пелитоморфный и микрозернистый. Оолиты, существенно не затронутые какими-либо вторичными изменениями, имеют хорошо выраженное концентрически-скорлуповатое сложение. В отличие от большей части кальцитовых в первичнодоломитовых оолитах почти не наблюдается центров кристаллизации, во всяком случае видимых; возможно, это были пузырьки воздуха либо сгустки пелитоморфного карбоната.

Другая группа оолитовых доломитов (вторичных), образовавшихся в процессе замещения оолитовых известняков, распространена значительно шире и описана очень многими исследователями. Структуры таких доломитовых пород являются унаследованными — реликтовыми оолитовыми и реликтовыми крупноолитовыми.

Доломитизация оолитовых известняков могла происходить, вероятно, как в самом раннем диагенезе (почти отвердевшие оолиты в полужидком илу), так и в более поздние стадии жизни породы. При этом первичное строение кальцитовых оолитов сохранилось, по-видимому, тем хуже, чем позже они замещались доломитом. Доломитизация оолитовых известняков может быть полной и частичной. В последнем случае она обычно имеет избирательный характер — доломит замещает либо оолиты, либо цемент.

Детальное описание оолитовых доломитов замещения имеется в работе Б. П. Кротова (1925), изучавшего эти породы в верхнепермских отложениях казанского яруса в Среднем Поволжье. В зависимости от структурных особенностей оолитов автор выделяет:

---

[1]Подробный обзор существующих по этому вопросу взглядов приводится в настоящей работе.

а)оолиты с концентрами, сложенными чистыми прозрачными зернами доломита трапециевидной формы. В тех случаях, когда длинные оси зерен в последовательно нарастающих оболочках совпадают, создается впечатление радиально-лучистой структуры;

б)оолиты с оболочками, состоящими из зерен доломита неправильной, угловатой формы. Острые углы зерен вдаются в пределы смежных зон, образуя неровную, зазубренную и менее четкую границу между ними, а иногда и совсем ее уничтожая.

Наблюдались также оолиты, во внутреннем строении которых сочетались и те и другие признаки. По мнению Б. П. Кротова (1925), доломитизация оолитовых известняков сопровождалась процессами перекристаллизации.

Оолитовые доломиты замещения характеризуются плохо сохранившимся, главным образом в связи с доломитизацией, концентрически-скорлуповатым сложением (табл. 165, 166). Нарушение зональности может быть также связано с процессами перекристаллизации породы. При перекристаллизации зональность оолитов редко остается без изменения, как правило, она нарушается и даже полностью уничтожается, образуя иногда своеобразную микросгустковую структуру (табл. 166, фиг. 4).

В оолитовых доломитах замещения часто присутствуют реликты $CaCO_3$, нередко наблюдается примесь глинистого вещества и гидроокислов железа. Наличие примесей в отдельных оболочках оолитов подчеркивает зональность их строения.

В особую группу следует выделить светлые яснозернистые доломиты, состоящие из оолитов, концентрически-скорлуповатое сложение которых совершенно разрушено в результате перекристаллизации (табл. 167). Структуру таких пород можно лишь условно называть оолитовой, поскольку неизменной остается только внешняя форма оолитов.

Образования, сложенные пелитоморфным или микрозернистым доломитом, обладающие той же формой, что и оолиты, но не имеющие концентрически-скорлуповатого сложения, некоторые исследователи называют псевдоолитами (Cayeux, 1935). А. Карощи (Carozzi, 1957) рассматривает их как ядра будущих оолитов, еще не успевшие обрасти концентрическими оболочками.

Многие возможности исследования природы оолитовых карбонатных пород, оолитовых доломитов в частности, еще мало используются. Так, заслуживают изучения закономерные изменения очертаний оолитов и их размеров, если они являются массовыми и обнаруживаются на значительных расстояниях в пластах. Та или иная сплющенность, эллиптичность оолитов и ее ориентировка относительно слоистости, а также относительно тектонических условий залегания пласта с оолитами может стать критерием стадий их формирования, признаком первичности или вторичности.

Сферолитовые и инкрустационные [1] доломиты (табл. 168—170)

Сферолитовыми доломитами называются породы, состоящие из сферических образований радиально-лучистого строения (сферолиты) и доломитового же цемента с признаками концентричности разрастания или без таковых. Радиально-лучистые агрегаты, образующие сферолиты, сложены тонковолокнистым доломитом. Структуру таких пород принято называть сферолитовой.

Происхождение сферолитовых доломитов может быть, по-видимому, различным. Некоторым исследователям удалось получить сфе-

---

[1]Об инкрустационных доломитах см. стр. 126, 127.

ролиты доломита экспериментальным путем из растворов со специально подобранными составами (Рожкова и Соловьев, 1937; Linck, 1909), другие считают сферолитовые доломиты продуктом диагенетических преобразований карбонатных пород. Я. К. Писарчик, изучавшая сферолиты в засолоненных, кембрийских доломитах Восточной Сибири, тоже приходит к выводу о постседиментационном времени их образования (главным образом в диагенезе).

Радиально-лучистое строение сферолитов может возникать, вероятно, и при перекристаллизации оолитовых доломитов.

Закономерности, замечаемые по пластам в изменениях размеров и очертаний сферолитов, заслуживают пристального внимания, поскольку эти особенности (например, ориентировка их сплющенности, эллиптичности относительно плоскости напластования) тоже могут определить этапы формирования породы.

Доломиты замещения, образовавшиеся по органогенному известковому материалу (табл. 171–177)

Породообразующие скелетные остатки организмов, за редким исключением, не имеют первичнодоломитового состава. В литературе имеются указания лишь на садку доломита водорослями (Зеленов, 1956). Благодаря способности водорослей осаждать доломит первичнодоломитовый состав могут также иметь строматолиты и онколиты. Породы, в которых присутствуют многочисленные скелетные остатки организмов, сложенные доломитом, представляют собой доломиты замещения, образовавшиеся по органогенным известнякам. Следы организмов в таких породах наблюдаются в виде отпечатков раковин (табл. 173, фиг. 1) или их ядер (табл. 173, фиг. 2), сохраняются и сами раковины, в которых слагавший их ранее кальцит замещен доломитом (табл. 171, фиг. 3; табл. 172, фиг. 1), иногда контуры раковинобозначены лишь цепочками доломитовых зерен, а сами раковины выщелочены (табл. 171, фиг. 1).

Структуры в доломитах, унаследованные от подвергавшегося доломитизации органогенного известняка, называются реликтовыми органогенными структурами (Теодорович, 1950). Так, например, структура, возникшая в процессе доломитизации брахиоподового известняка, при условии достаточной сохранности органогенных форменных элементов, будет называться реликтовой органогенной (органогенно-биоморфной) структурой (табл. 173, фиг. 2). Если доломит развивался по кальциту, слагавшему обломки скелетных остатков организмов, структура будет называться реликтовой органогенно-детритовой (табл. 176, фиг. 1–3), при замещении доломитом кальцита водорослевых остатков – реликтовой водорослевой (табл. 177, фиг. 1–3).

Степень и последовательность доломитизации органогенных остатков и кристаллически-зернистой кальцитовой массы могут меняться в зависимости от структуры породы, однородности, уплотненности и степени литификации осадка. В рыхлом кальцитовом осадке при наличии уже твердых или значительно отвердевших скелетных остатков доломитизации в первую очередь подвергалась еще нелитифицированная промежуточная кальцитовая масса. В литифицированном осадке избирательный характер доломитизации зависел прежде всего от структуры кальцита, слагавшего различные участки и фрагменты породы. Многочисленными наблюдениями установлено, что обычно первым замещался пелитоморфный кальцит, более крупнозернистый кальцит доломитизировался позже. Такую же последовательность доломитизации отмечает Г. И. Теодорович (1942) в пермских рифах Ишимбаевского района, подчеркивающий ее связь со структурой кальцита, независимо от того, что подвергалось замещению – чисто мине-

ральный, перекристаллизованный кальцит, кальцит, слагающий скелетные остатки организмов, или инкрустационный CaCOз.

В позднем диагенезе и эпигенезе при близких размерах зерен кальцита, слагавших раковины и цемент, доломитизация, вероятно, не была избирательной и в равной степени захватывала все участки породы. В подобных случаях наблюдаются довольно четкие границы между первичными и замещенными участками кальцита (табл. 171, фиг. 5).

Среди органогенных остатков доломитизации прежде всего подвергаются раковины фораминифер, позже брахиопод, затем кораллов и в последнюю очередь остатки иглокожих (Я. К. Писарчик, устное сообщение; С. Г. Вишняков, 1956).

Почти всегда при доломитизации органогенных известняков размеры вновь образованных доломитовых зерен больше первичных кальцитовых.

Доломитизация органогенных известняков может быть полной (замещается кальцит, слагающий и цемент и органические остатки) и частичной. Частичная доломитизация наблюдается: а) только по кальциту цемента (табл. 171, фиг. 2; табл. 173, фиг. 3; табл. 175), б) в равной степени и по цементу и по органогенным остаткам (табл. 171, фиг. 5).

Особо следует остановиться на доломитизации скелетных остатков иглокожих в известняках. Обычно она остается незавершенной. Эти скелетные остатки, сложенные монокристаллами кальцита, в большинстве случаев почти не затронуты доломитизацией; доломит в них наблюдается лишь в осевых каналах (табл. 175).

Доломиты замещения, развивающиеся по органогенным известнякам, часто бывают пористыми (отрицательные реликтовые органогенные структуры, по Г. И. Теодоровичу; см. табл. XVIII). Пористость, нередко весьма значительная, может быть связана с наличием в породе ничем не выполненных камер раковин (табл. 171, фиг. 1; табл. 174, фиг. 1), внутренних полостей трубочек серпул, водорослей (табл. 172, 177), а также с частичным или полным выщелачиванием скелетных остатков организмов или цемента (табл. 171, фиг. 1; табл. 174, фиг. 2, 3).

Строматолитовые и онколитовые доломиты, (табл. 178–188)

Строматолитами называются карбонатные слоистые образования, возникновение которых связано с жизнедеятельностью водорослей. Строматолиты наблюдаются в виде отдельных караваеобразных, бугорчатых, столбчатых и других форм, их сростков, древовидных построек. Встречаются также пластовые строматолиты. Строматолиты приурочены главным образом к древним, рифейским и кембрийским, толщам, в ордовике они встречаются не часто и еще реже в верхнем палеозое, мезозое и кайнозое.

Многочисленными исследователями установлено, что строматолиты росли на дне морских или пресноводных водоемов, в условиях хорошей освещенности, на мелководье. Они были твердыми уже во время своего формирования и поскольку скорость их роста превышала скорость седиментации в окружающей среде, обычно возвышались над дном водоема.

Онколиты представляют собой округлые тела той же природы, что и строматолиты, но не прикрепленные к субстрату, а свободно лежащие на дне водоема.

По поводу происхождения строматолитов существуют различные мнения, общим является признание их преимущественно водорослевой природы. Наиболее распространена точка зрения В. П. Маслова:

«Строматолиты и онколиты являются стяжениями сложного происхождения, обязанными своим возникновением как жизнедеятельности сообщества водорослей, так и механическому, а иногда и химическому осаждению карбоната на дне водоема. Водоросли в одних случаях являются пассивными, в других активными, концентрирующими средствами для карбоната. Таким образом, эти стяжения не могут относиться к группе синезеленых водорослей и должны считаться водорослевыми стяжениями неопределенного систематического положения» (1960_2, стр. 26).

Образование строматолитов зависит также от особенностей окружающей среды: глубины бассейна, силы движения воды, степени и характера минерализации бассейна, количества бактерий, их состава и пр. «Различные виды и роды водорослей создают различные формы строматолитов» (Маслов, 1960_2), что подтверждается образованием в аналогичных условиях строматолитов с различными морфологическими особенностями. В настоящее время большинство исследователей особо подчеркивает роль водорослей (а при соответствующих условиях, по-видимому и бактерий) в образовании строматолитов.

Кроме формы характерным текстурным признаком строматолитов является слоистость, обычно неровная, мелковолнистая или линзообразная. Слоистость возникает в результате сезонной изменчивости среды, выражающейся, как отмечает В. П. Маслов (1960_2), в колебаниях количества обломочного материала, приносимого в бассейн реками и воздушным путем; количества растворимого в воде карбоната, выделяющегося из воды водорослями, бактериями или химическим осаждением; температуры, влияющей как на садку солей, так и главным образом на жизнеспособность водорослей; pH среды; прозрачности среды и многих других второстепенных факторов.

А. Г. Вологдин связывает слоистость строматолитов не только с сезонной изменчивостью среды, но и с влиянием палеоклимата. Сезонные наслоения, по наблюдениям А. Г. Вологдина (1962), в пределах одной строматолитовой постройки могут быть образованы как одной водорослью, так и несколькими их видами и иметь различную толщину (табл. 187, фиг. 1, 2).

А. П. Масловым (1960_2) разработана классификация строматолитов, основанная на особенностях их внешнего строения. Среди строматолитов и онколитов выделены различные морфологические типы и группы, указаны характерные для них формы, степень проявления макро- и микрослоистости, характер ориентировки микрослоистости (табл. XXIII). Едва ли оправдано применение в этой классификации латинских наименований для отдельных типов и групп строматолитов и онколитов, поскольку данная схема не имеет ничего общего с палеонтологической систематикой органических остатков. Такая терминология и практически малоприемлема, так как строматолиты и онколиты являются не просто органогенными остатками, а представляют собой биохемогенные образования, тесно связанные с определенными фациальными условиями. Строматолитовые постройки различной формы могут возникать при участии одинаковых водорослей, но в различных фациальных условиях, и наоборот, в формировании одинаковых или сходных по форме строматолитов могут принимать участие различные виды водорослей. По этим же причинам сомнительна и стратиграфическая значимость строматолитов, признаваемая многими исследователями в связи с нередко наблюдающимся широким распространением тех или иных форм в определенных возрастных горизонтах.

Возможно, что внешний облик строматолитов в ряде случаев определяется преимущественно эрозией, благодаря которой пластовые строматолиты могут расчленяться в вертикальном направлении на отдельные столбчатые формы.

Таблица XXIII

Морфология фитолитов (строматолитов и онколитов). По В. П. Маслову, 1960[2]

Фитолиты	Морфологический тип	Морфологическая группа	Внешняя форма	Макрослоистость	Микрослоистость	Ориентация микрослоистости
Строматолиты – наросты на дне водоема	*Collenia*	*Collenia undosa*	Куполообразная	Резко выражена	Резко выражена	Куполообразная
		Collenia columnaris	Столбообразная	То же	" "	" "
		Collenia pseudocolumnaris	Волнисто-столбообразная	" "	" "	Волнообразная
		Collenia flabelliformis	Веерообразная	" "	" "	Веерообразная
		Collenia nubeculariformis	Облакообразная	" "	Не выражена	–
	Conocollenia	*Conocollenia*	Конусная	" "	Резко выражена	Конусовидная
	Conophyton	*Conophyton cylindricus*	Цилиндрическая	" "	" "	Конусовидная и цилиндрическая
	Crustella	*Crustella*	Караваеобразная	" "	Нет или сложная	Сложная
	Glebulella	*Glebulella*	Столбообразная	Слабо выражена	Нет, сгустки	Без внешней оболочки
	Tubistromia	*Fossella*	" "	То же	" "	" "
	Saccus	*Picnostroma*	Желваковидная	" "	" "	" "
	Macronubecularites	*Tubistromia*	Трубкообразная	" "	" "	С внешней оболочкой
		Saccus	Столбовидная (в виде перевернутого мешка)	Нет	Внутри нет, снаружи резко выражена	С внешней слоистой оболочкой
		Macronubecularites	Неправильные наросты	Резкая облакообразная	Нет	–
Онколиты – округлые, свободно лежащие стяжения	*Osagia*	*Osagia*	Округлоовальная	Резко выражена	Резко. выражена	Ровными концентрами
	Ottonosia	*Ottonosia*	" "	То же	" "	Мелкими столбиками
		Eniseiella	Веерообразная	Нет	" "	" "
	Nubecularites	*Nubecularites*	Облакообразная	" "	Почти нет	Облакообразная
	Katagraphia	*Katangasia— „узорчатые известняки"*	Неправильная с извилистыми контурами	" "	Нет	–
				" "	" "	–

К интересным выводам пришли исследователи, наблюдавшие формирование современных строматолитов. Так, Б. Логан (Logan, 1961), изучая современные строматолиты в заливе Шарк (Западная Австралия), установил, что они на 80% сложены обломочным материалом, чередование которого со склеивающим осадок водорослевым покровом приводит к образованию слоистой текстуры. Обломочный материал представлен тонким детритом (размером от тончайшего песка до алеврита) с примесью целых раковинок фораминифер, пелеципод, гастропод, обломков трубочек червей, зернами кварца. Фрагменты, состоящие из кальцита, в древних строматолитовых карбонатных породах вследствие интенсивной перекристаллизации не сохраняются, и только присутствие обломочных зерен кварца, по мнению Г. Гинзбурга (Logan, 1961), может являться критерием, первоначально обломочной структуры. Строматолиты приурочены к приливно-отливной зоне, благодаря чему происходит быстрая литификация выходящей из-под воды верхней части построек. Литификация сопровождается отложением арагонита в порах между обломочными зернами карбоната. Как отмечает Б. Логан, этот процесс аналогичен процессу образования «бич-рок», который наблюдается в тропических и субтропических морях. Если такой вывод может быть перенесен на древние строматолиты, то возможно, что и они были приурочены к морям той же климатической зоны.

Разнообразие форм строматолитов зависит от динамики водной среды, а также от многих других свойств среды образования. Среди современных строматолитов уплощенные, горизонтально-слоистые разновидности развиваются в зонах, не подвергающихся постоянному воздействию волн, защищенных от моря приподнятыми участками дна. Выступающий из воды водорослевый покров периодически увлажняется приливной или штормовой водой, но энергия волн при этом настолько незначительна, что никак не воздействует на рост строматолитов.

Далее Б. Логан пишет, что одновременно с ростом происходит и частичное разрушение строматолитовых образований. При отливах струи сбегающей воды промывают канавки в строматолитовом пласте и расчленяют его на отдельные участки, со временем эродированные обтекающими их струями. Такие участки могут превращаться в отдельные («дискоидальные») выступы. Подтачиваемые у основания водой строматолитовые постройки приобретают форму расширяющихся кверху выступов. Все это происходит одновременно с оплыванием (загибанием книзу) слойков по краям выступов. Там, где воздействие штормовых волн было наиболее значительным, наблюдаются различные искажения форм – срезание и обламывание построек. Изменение внешнего облика строматолитов может быть также связано с развитием трещин усыхания на их поверхности.

Каналы, расчленяющие строматолиты, наблюдал в современных водорослевых (строматолитовых? – *Е. Д.)* постройках Большого Соленого озера (США) А. Кароцци (Carozzi, 1962). Каналы, заполненные оолитовым песком, имеют различную ширину – узкие у берега, они все более и более расширяются по мере удаления от него. Соответственно меняется и форма водорослевых выступов – сильно удлиненные вначале, у берега, по отношению к которому их длинные оси располагаются перпендикулярно, они постоянно укорачиваются и округляются (рис. 29, 30). При очень сильном волнении водоросли могут срываться и, перекатываясь по дну, обрастать карбонатом и превращаться в онко- литы (Logan, 1961). Того же мнения придерживается и В. П. Маслов (1960г), считающий, что «появление онколитов, в частности типа *Osagia,* вызывается резким увеличением роли прибоя или течения и взмучиванием донного материала».

В литературе наметились разные направления классификаций и разные взгляды на природу строматолитов. Одна группа исследователей, следуя за В. П. Масловым, обращает главное внимание на внешние морфологические признаки, текстуры и особенности внутреннего строения строматолитов, не пренебрегая в то же время и определением организмов-породообразователей (водорослевых остатков). Одновременно делается попытка восстановления фациальных условий строматолитообразования. Сторонники другого направления, нашедшего свое отражение главным образом в работах А. Г. Вологдина и частично К. Б. Кордэ, утверждают, что наблюдения над внешними морфологическими особенностями строматолитов ничего' не дают для целей стратиграфии и понимания биологической природы организмов, образующих строматолиты. По их мнению, единственно правильным является тщательное палеонтологическое изучение водорослевых остатков, главным образом в шлифах, где они считают возможным различать структуры разных видов водорослей, нередко чередующихся между собой. Такое изучение должно являться (по А. Г. Вологдину) основой классификации. Среди синийских (рифейских) водорослей-строматолитообразователей Сибири А. Г. Вологдин (1962) выделил более 70 видов, изучив распространение которых, он составил новый вариант стратиграфической шкалы.

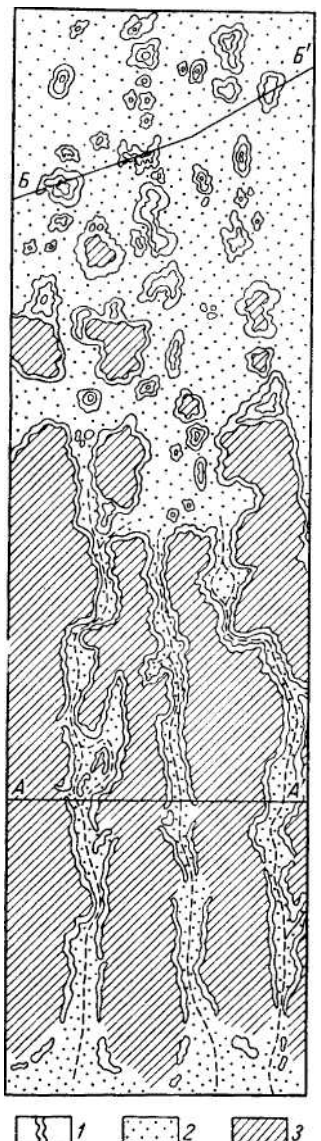


Рис. 29. Схема расположения современных водорослевых построек, развитых на одном из участков берега Большого Соленого озера (линия берега при сгоне воды находится за нижним пределом рисунка). США, штат Юта. А. Garozzi (1962)

1 – водорослевые постройки; *2* – оолитовый песок в каналах; *3* – оолитовый песок в углублениях на вершинках водорослевых построек

Критические замечания М. А. Раабен и В. А. Комара (1964), высказанные по этому поводу, а также сомнения относительно возможности применения построенной А. Г. Вологдиным стратиграфической схемы, видимо, имеют реальную основу.

Представленные в «Атласе» примеры строматолитовых и онколитовых доломитов отнюдь не исчерпывают все многообразие их формы; они дают лишь первое представление об особенностях и внутреннем строении этих своеобразных построек.

В «Атласе» изображены современные строматолиты (табл. 179) (Logan, 1961; Carozzi, 1962), приводятся примеры гигантских караваеобразных и просто крупных строматолитов (табл. 178, фиг. 1,2), строматолита сложного двухзонального строения (табл.178, фиг. 3), сросшихся строматолитовых столбчатых построек (табл. 182, фиг. 1, 2; табл. 183), бугорчатых (табл. 180, фиг. 1, 2; табл. 181, фиг. 1, 2) и сложного строения древовидных (табл. 181, фиг. 3)[1] строматолитов.

[1] По наблюдениям В. А. Соколова (1963), причудливой, древовидной формы, слоистые строматолитовые- доломиты и вмещающие их известняки с плохо выраженной слоистостью, «являются сингенетичными породами».

Показаны онколитовые доломиты, представляющие собой концентрически-слоистые тела округлой и неправильно-округлой формы (табл. 185, фиг. 1—3), размеры которых могут значительно меняться в пределах очень небольших участков породы и даже шлифа. В шлифах (табл. 185, фиг. 1, 2; табл. 186; табл. 187) видны тонко- и неправильно-слоистые структуры строматолитовых доломитов, их значительная пористость в виде изолированных или соединяющихся пустот и тонких канальцев.

Микрослои наибольшей мощности соответствуют, по-видимому, времени наиболее активной, а разделяющие их более тонкие слоечки — стадиям замедленной, пониженной вегетации. Слойки могут отличаться по окраске (в зависимости от содержания органики, окислов железа и характера их распределения), по размеру и форме зерен карбоната (изометричные, столбчатые тонковолокнистые).

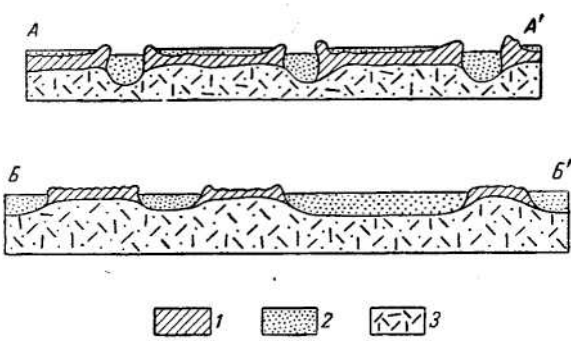


Рис. 30. Профили участка берега, изображенного на рис. 29 по линии А — А[1] и Б — Б[1]. А. Carozzi (l962)

1 — водорослевые постройки; *2* — оолитовый песок со знаками ряби; *3* — глинистый оолитовый песчаник

Пустоты (газовые камеры, по В. Е. Мильштейн), видимо, не связаны с природой водорослей. В. Е. Мильштейн [1], а также Ш. Грегуар и Ч. Монти (Grégoire, Monty, 1962) предполагают, что в диагенезе в строматолитовых известняках происходило разложение скелета водорослей, сопровождающееся коррозией кальцита и образованием пористости.

Копролитовые доломиты и доломиты с Problematica *(табл. 189, 190)*

Доломиты, которые называют копролитовыми, состоят из переработанного илоедами доломитового ила и светлого кристаллически-зернистого доломитового цемента. В шлифе копролиты наблюдаются в виде четко оконтуренных, темных, непрозрачных или почти непрозрачных округлых образований.

Весьма вероятно образование копролитовых пород первичнодоломитового состава (Хворова, 1958; Зеленова, 1961), а также их образование в результате замещения копролитовых известняков.

О присутствии пеллетов в горько-соленой воде озер упоминает Д. В. Наливкин (ч. II, 1956). Форма доломитовых копролитов овальная, иногда с заостренным и слегка загнутым концом, удлиненная, округлая. Округленная форма некоторых копролитов, возможно, является следствием их перемещения. В копролитовых доломитах иногда наблюдается крустификационный цемент (табл. 190, фиг. 1, 2).

Очень мелкие просветленные участки в копролитах, характерные для кальцитовых копролитов, в доломитовых встречаются редко (табл. 190, фиг. 4). Происхождение таких светлых участков, которые обычно располагаются рядами в виде коротких узких полосок или мелких пятен, ориентированных (в продольных разрезах?) согласно с удлинением копролита, неясно. Возможно, что подобные «копролиты» являются детритом водорослевых образований.

---

[1]По неопубликованным материалам.

Доломиты с проблематическими образованиями (табл. 189), относимыми к так называемым «катаграфиям» (Рейтлингер, 1959; Журавлева, 1964), могут, вероятно, развиваться по известнякам с катаграфиями или же иметь первичнодоломитовый состав. Происхождение катаграфий, для которых характерны неправильно-округлые формы и различные сложные неправильные рисунки внутреннего строения, продолжает оставаться не вполне выясненным; применяемые для катаграфий родовые и видовые названия являются условными и не указывают на их систематическое положение среди водорослей.

Комковатые и сгустковые доломиты (табл. 191, 192)

Комковатыми доломитами, подобно тому, как это принято для известняков (см. стр. 90), следует считать доломитовые породы, состоящие более чем на 50% из округлых комочков. Комочки, сложенные пелитоморфным или микрозернистым доломитом, хорошо различаются среди цементирующего их более крупнозернистого цемента. И. В. Хворова (1958) приводит примеры комковатых доломитов с обратным соотношением размеров зерен в комочках и цементе; для известняков аналогичный пример приводится в работе М. С. Швецова (1958$_1$). Комковатые доломиты, в которых и комочки и цемент состоят из равномернозернистого доломита, а комочки выделяются лишь благодаря окружающим их темным каемкам, сложенным зернами меньшего размера, описаны И. В. Хворовой (1958). Появление таких каемок возможно в связи с грануляцией (Швецов, 1958$_1$).

Для сгустковых доломитов характерно наличие многочисленных обособленных участков с расплывчатыми контурами (сгустков). Сгустки отличаются от цемента, как и комочки, мелкозернистостью. Сгустки и комочки могут иметь самое различное происхождение. Комочки это чаще всего в той или иной степени измененные в результате доломитизации органогенные, строматолитовые, оолитовые, копролитовые и, вероятно, мелкообломочные известняки. Как полагает И. В. Хворова (1958), формирование комковатых доломитов в период осадкообразования могло происходить в результате «переработки донного ила илоедами».

Не менее распространено, по-видимому, образование доломитов замещения по комковатым известнякам.

Возникновение сгустковых доломитов может быть связано с неравномерной перекристаллизацией породы, неравномерным распределением примесей (окислов железа, глинистого вещества и др.), образо ванием стяжений в диагенезе и, возможно, в период осадкообразования. Наконец, поскольку имеются переходы по степени четкости очертаний от сгустков до комочков, возможно преобразование комковатых доломитов в сгустковые.

Указанный ряд изменений, возможность их сочетания, а иногда и чередования стадий развития значительно усложняют или делают просто невозможным определение первичной природы комочков и сгустков, в основе быть может первичной, органогенной, но чаще сильно измененной физико-химическими превращениями в процессе диагенеза и окаменения.

Обломочные доломиты (табл. 193—205)

Обломочными доломитами называют породы, состоящие из доломитового кластического материала и карбонатного цемента. Здесь рассматриваются лишь первичные механокластические доломитовые породы, где дробление и накопление обломков произошло еще до их цементации. В эпигенетических доломитовых брекчиях тектонического,

жильного и метасоматического генезиса в отличие от седиментацион- ных обломочных доломитов обломки возникали одновременно с проникновением цементирующего вещества. По мере развития процессов дробления и замещения обломки первичного механокластического седиментационного генезиса могут быть продуктами размыва с растрескиванием и элювиального разрушения доломитизированных известняков либо первичных доломитов, а соединяющий их цемент – первичнодоломитовым и известковистым, частично или полностью доломитизированным. Известны примеры первоначально известняковых гравелито-конгломератов, обломки и цемент которых полностью замещены доломитом (реликтовая гравийногалечная структура, табл. 200, фиг. 1).

Подразделяя структуры карбонатных обломочных пород по той же схеме, что и структуры всех прочих осадочных обломочных пород (табл. XXIV), можно выделить: щебневую (табл. 193, фиг. 3, 5; табл. 194, фиг. 1; табл. 195; табл. 196, фиг. 1, 2, 4, 5), галечную (табл. 199, фиг. 3; табл. 200, фиг. 2), гравийную (табл. 201, фиг. 2), псаммитовую (табл. 202, фиг. 2; табл. 204, фиг. 2) и алевритовую структуры. Кроме того, известны примеры многочисленных промежуточных структур, например: дресвянощебневая (табл. 193, фиг. 1, 2; табл. 197, фиг. 2), галечнощебневая (табл. 196, фиг. 3), щебнегалечногравийная (табл. 199, фиг. 1), галечногравийная и гравийногалечная (табл. 199, фиг. 2), щебнедресвяная (табл. 194, фиг. 2, 3; табл. 201, фиг. 1), псаммогравийная и гравийнопсаммитовая (табл. 202, фиг. 1, 3; табл. 203, фиг. 1, 2), алевропсаммитовая (табл. 204, фиг. 1, 3) структуры.

Среди обломочных доломитов выделяются следующие генетические типы: 1) седиментационные доломитовые брекчии (главным образом брекчии обвалов), конгломераты, гравелиты, псаммиты и алевриты (в том числе интракласты); 2) карстовые брекчии; 3) доломиты замещения, образовавшиеся в осадочной среде по обломочным известнякам; 4) псевдобрекчии.

К седиментационным обломочным доломитам могут быть отнесены брекчии растрескивания, обрушения, подводнооползневые сингенетические брекчии, брекчии в строматолитовых доломитах, а также мелкообломочные доломиты, образующиеся при размыве литифицированных прослоев осадка.

Подводнооползневые сингенетические брекчии (табл. 196, фиг. 1, 3, 4) формировались в результате подводнооползневых нарушений в той или иной степени литифицированного доломитового осадка (К. К. Зеленов, см. Архангельская и др., 1960).

Формирование брекчий растрескивания (табл. 193, фиг. 1–4), переходящих нередко в конглобрекчии, связывают с периодами кратковременного осушения участков дна, сложенных доломитовым илом. Обломочная составляющая таких брекчий образовалась в гипергенную стадию в результате растрескивания вышедшего на поверхность осадка. В этих же условиях в дальнейшем могла произойти цементация обломков путем отложения карбонатного вещества циркулирующими водами. В другом случае при очередной трансгрессии моря обломочный материал мог сцементироваться в водной среде. Наиболее крупные обломки в брекчиях растрескивания нередко имеют уплощенную форму. Иногда удается наблюдать «корни» брекчий растрескивания (табл. 193, фиг. 4) –трещины, уходящие в глубь слоя, подвергшегося растрескиванию. Брекчии растрескивания обычно наблюдаются в виде линз и линзовидных прослоев (Хворова, 1961).

Карстовые карбонатные брекчии, столь характерные для обломочных карбонатных пород, образуются в результате обрушения известняков или доломитов среди подземных полостей в горизонтах выщелачивания (табл. 72, фиг. 1). Карстовые брекчии описаны М. Э. Ноинским (1905), в дальнейшем механизм их образования был разобран

Таблица XXIV

Структуры обломочных карбонатных пород

<table>
<tr><td colspan="10">Структуры</td></tr>
<tr><td colspan="6">крупнообломочные</td><td colspan="4">мелкообломочные</td></tr>
<tr><td>Степень окатанности обломков</td><td>100-10 мм</td><td>10—1 мм</td><td colspan="3">100—1 мм</td><td>1—0,1 мм</td><td>0,1—0,01 мм</td><td colspan="2">1—0,01 мм</td></tr>
<tr><td>Угловатые, неокатанные</td><td>Щебневая</td><td>Дресвяная</td><td colspan="2">Щебнедресвяная (преобладают дресвяные обломки)</td><td>Дресвянощебневая (преобладает щебень)</td><td></td><td></td><td></td><td></td></tr>
<tr><td>Заметно окатанные</td><td>Галечная</td><td>Гравийная</td><td colspan="2">Галечногравийная (преобладает гравий)</td><td>Гравийно галечная (преобладают гальки)</td><td rowspan="3">Псаммитовая</td><td rowspan="3">Алевритовая</td><td>Алевропсаммитовая (преобладают псаммитовые частицы)</td><td>Псаммоалевритовая (преобладают алевритовые частицы)</td></tr>
<tr><td>Преобладают окатанные</td><td>Щебнегалечная</td><td>Дресвяногравийная</td><td colspan="3" rowspan="2"></td><td rowspan="2"></td><td rowspan="2"></td></tr>
<tr><td>Преобладают остроугольные</td><td>Галечнощебневая</td><td>Гравийнодресвяная</td></tr>
</table>

в работах ряда авторов. Для карстовых брекчий характерно залегание в виде обособленных участков пересекающих слоистость вмещающих пород. Цемент карбонатных карстовых брекчий представлен обычно крупнокристаллическим вторичным кальцитом.

Известны доломитовые брекчии, связанные с современными карстовыми процессами (К. К. Зеленое, см. Архангельская и др., 1960).

Очень незначительной мощности доломитовые брекчии и мелкообломочные доломитовые породы (табл. 203, фиг. 3) встречаются в строматолитовых доломитах, обычно в пониженных участках, между биогермами. Возникали они, вероятно, главным образом при обрушении краевых участков слоистых стром атолитовых построек.

Для брекчированных доломитов характерен заполняющий материал того же состава, что и обломки, цемент доломитовый или кальцитовый, нередко корродирующий кластический материал.

Структуры псевдобрекчиевых доломитов могут быть обусловлены неравномерной перекристаллизацией (Логинова, 1957), минеральным выполнением трещин в породе (табл. 198). В последнем случае участки породы, заключенные между тонкими карбонатными прожилками и представляющие собой как бы остроугольные обломки, придают породе сходство с брекчией (Колотухина, 1956).

Доломитовые брекчии среди толщ, где доломиты чередуются с гипсами и ангидритами, могут иметь более сложное, притом многостадийное происхождение, если принимать во внимание явления увеличения объема и связанное с ними давление, а также изменение степени растворимости, возникающее при переходах минеральных фаз ангидрит–гипс. В доломитовых брекчиях среди сульфатных и соляных пластов нередко наблюдаются признаки дробления вследствие растяжения, похожие на будинаж, но не обязательно вызванный тектоническими деформациями (псевдотектонический будинаж).

Мелкообломочные доломиты, иногда с примесью гравийного материала, встречаются редко. Среди обломков доломита в некоторых случаях присутствуют немногочисленные зерна кварца, изредка содержится примесь органогенного детрита.

Местами в доломитах, особенно в условиях крутого нарушенного залегания, в зонах интенсивного выветривания, выщелачивания и т. д., чаще в виде карманов, гнезд или только в виде присыпок на поверхностях слоев, встречается характерная «доломитовая мука»[1], обычно крупитчатая, представляющая собой продукт интенсивного длительного выщелачивания известково-доломитовых или гипсово-доломитовых пластов (табл. 205, фиг. 1, 2, 3; рис. 21).

В несколько иных условиях выщелачивания в пластах доломитовых известняков и доломитов возникают пустотелые цепочки, внутри которых заключены зеленовато-белые, похожие на комочки ваты, скопления своеобразного волокнистого магнезиального силиката (палыгорскита).

Вторичные процессы интенсивной доломитизации в карбонатных толщах нередко серьезно осложняют полевые геологические исследования, поскольку доломитизация маскирует первичные свойства пластов, разрушает органические остатки и пр.

Г. ДЕДОЛОМИТЫ (РАЗДОЛОМИЧЕННЫЕ ПОРОДЫ), ДЕАНГИДРИТЫ И СВОЙСТВЕННЫЕ ИМ СТРУКТУРЫ (табл. 206–208)

Процесс дедоломитизации (раздоломичивание), сущность которого заключается в растворении доломита и постепенном замещении его вновь кальцитом, сопровождается образованием специфических структурных и текстурных особенностей породы.

---

[1] Подробнее о доломитовой муке см. стр. 61, 62.

Дедоломитизация (раздоломичивание[1])—довольно широко распространенное явление, связанное с изменением доломитовых пород главным образом поверхностными водами. Различают несколько стадий дедоломитизации: начальную, во время которой еще сохраняется первоначальное строение породы, но уже появляются вновь образованные зачаточные кристаллы кальцита, конечную — когда доломит почти полностью превращается в известняк и от него остаются только многочисленные включения в виде темных мелких пятнышек и точек, а также ряд промежуточных стадий.

Дедоломиты[2] были описаны М. Э. Ноинским (1913) [3], Б. П. Кротовым (1925), изучены В. Б. Татарским (1949, 1953), В. Г. Махлае- вым (1957, 1964), И. В. Хворовой (1958). М. Э. Ноинский, Б. П. Кротов и Б. Д. Эвэми (Evemy, 1963) связывают образование дедоломитов с привносом $CaSO_4$, источником которого могли быть пиритоносные (М. Э. Ноинский, Б. Эвэми) или гипсоносные (Б. П. Кротов) породы. Предположительно доломитизация протекала по обратно направленной реакции Гайдингера:

$$CaCO_3 \cdot MgCO_3 + CaSO_4 = 2CaCO_3 + MgSO_4.$$

В. Б. Татарский (1949, 1953) считает, что гипс не только не вызывает раздоломичивания, но, напротив, препятствует ему. К такому заключению В. Б. Татарский пришел в результате изучения гипсоносных доломитов и дедоломитов бухарского яруса Таджикской депрессии, где он установил отсутствие контактов указанных толщ и каких-либо следов дедоломитизации в гипсоносно-доломитовых отложениях.

По данным Я. К. Писарчик (1963), раздоломичивание в сульфатнокарбонатных комплексах Иркутского амфитеатра наиболее активно развивается в верхних частях гидрохимической зоны сульфатных вод, в которых фиксируется возрастающее содержание MgO. Источником сульфата являются гипсы и ангидриты, а магния — доломиты. Эти наблюдения не противоречат вышеприведенным построениям Б. П. Кротова.

В указанной зоне сульфатных вод, по Я. К. Писарчик, активно протекает десульфатизация (см. ниже), обычно опережающая процесс дедоломитизации. При этом в сульфатно-карбонатных отложениях, еще не затронутых десульфатизацией, раздоломичивание не фиксируется. Последнее соответствует утверждениям В. Б. Татарского. Таким образом, наблюдения Я. К. Писарчик являются связующим звеном между приведенными, казалось бы противоположными точками зрения Б. П. Кротова и В. Б. Татарского.

И. В. Хворова (1958) и В. Г. Махлаев (1957, 1964) по вопросу образования дедоломитов в основном придерживаются тех же взглядов, что М. Э. Ноинский (1913) и Б. П. Кротов (1925). Ссылаясь на исследования О. К. Янатьевой (1955) и личные наблюдения, В. Г. Махлаев считает, что дедоломитизация могла протекать не только под влиянием вод, содержащих ионы Са и SO_4, но и в углекислых водах.

Имеется две классификации дедоломитов. В одной из них, предложенной Б. П. Кротовым (1925), выделены:

---

[1]Термин впервые предложен М. Э. Ноинским (1913).

[2] Термин впервые предложен В. Б. Татарским (1949).

[3]В. Л. Либрович (1967), изучавший пермские отложения на Самарской Луке, где, по М. Э. Ноинскому, имеются крупнокристаллические известняки, возникшие путем дедоломитизации, считает, что внутри пермской толщи наблюдаются прослои тонкослоистых крупнокристаллических известняков, образовавшихся не путем дедоломитизации, а в результате непосредственного осаждения кальцита из вод бассейна, аналогично кристаллическим известнякам кембрия Сибирской платформы (Басков и др., 1964).

1) плотные, наименее измененные доломиты с землистым или ровным изломом;

2) плотные доломиты на разломе то неясно-, то уже яснозернистые (в зависимости от количества кальцита в породе и его расположения). Зерна кальцита обычно неправильной, рогульчатой формы и более мелкозернисты, чем в породах третьего типа;

3) вторичные кристаллические известняки, зерна которых достигают величины 0,5 *см;* отдельные зерна кальцита обладают «сетчатой» структурой, обусловленной присутствием в них многочисленных мелких зерен доломита размером до 0,02 *мм.*

Как справедливо отмечает В. Г. Махлаев (1964), величина зерен в качестве основного признака подразделения дедоломитов Б. П. Кротовым (1925) выбрана неудачно, поскольку нередко даже в пределах очень небольшого участка породы можно наблюдать ее значительные колебания. Нельзя также считать признаком, присущим только наиболее крупнозернистым дедоломитам, замеченную Б. П. Кротовым «сетчатую» структуру кальцита.

В 1964 г. В. Г. Махлаевым, изучавшим карбонатные породы верхнефаменского яруса в центральной части Русской платформы, опубликована значительно более детальная классификация дедоломитов (табл. XXV). В ней, как нам кажется, излишне выделена группа дедоломитов, образовавшихся в результате так называемого внутреннего раздоломичивания, при котором замещение доломита кальцитом начинается не по периферии, а в центре зерен.

Два структурных типа дедоломитов для района Самарской Луки и некоторых других районов Русской платформы выделяет И. В. Хворова (1958)—один с большими размерами зерен вновь образованного кальцита и более мелкими доломита и второй с обратным соотношением этих величин[1], характерным для «внутреннего» раздоломичивания.

В действительности вряд ли имело место так называемое «внутреннее» (направленное от центра зерна к периферии) раздоломичивание и, более того, весьма вероятно, что в подобных случаях дедоломитизации вообще не происходило. По мнению В. Л. Либровича (устное сообщение), кальцит, присутствующий в центре доломитовых зерен, не является вторичным, образовавшимся по доломиту, в то же время его не следует рассматривать и как реликтовый. Возможно, что первоначально это были кальцитовые комочки, вокруг которых в самом раннем диагенезе происходила кристаллизация доломита.

Среди дедоломитов наблюдаются различные разнозернистые структуры, особенность этих структур заключается в том, что обычно кальцит представлен крупными зернами с прямолинейными или слабоизвилистыми контурами, внутри крупных зерен кальцита содержится более мелкозернистый доломит[2] (табл. 206, 207).

---

[1] О двух возможных случаях присутствия кальцита внутри зерен доломита пишут Дж. Ширмэн. Дж. Хоури и с. Тахи (Shearman, Khóuri, Tahe, 1961). Первый случай они считают возможным при неполной доломитизации мелкозернистого известняка, когда присутствующий внутри зерен доломита мелкозернистый кальцит представляет собой реликты первоначальной породы. О втором возможном случае со ссылкой на И. В. Хворову (1957, 1958) упоминается в связи с частичной дедоломитизацией, при которой мелкозернистый кальцит внутри зерен доломита представляет собой новую генерацию.

[2] Следует иметь в виду, что присутствие мелких кристалликов доломита в крупных кристаллах кальцита отнюдь не является доказательством процесса дедоломитизации. Такие структурные взаимоотношения зерен кальцита и доломита встречаются в доломитизированных крупнозернистых известняках. В этом случае зерна доломита имеют хорошо выраженную ромбоэдрическую и неправильно ромбоэдрическую форму и четкие контуры без каких-либо следов коррозии. Если в породе присутствует обломочный материал, то можно видеть, что только зерна доломита в местах их развития нарушают контуры обломочных зерен кварца, полевого шпата.

Таблица XXV

Микроструктуры раздоломиченных пород
(по В. Г. Махлаеву, 1964)

	Типы раздоломичивания		
Критерии выделения дедоломитов	внешнее	внутреннее	смешанное
Форма зерен кальцита	Дендритовидная Округло-многоугольная Сферическая Рогульчатая	Округлое ядро Лапчатое ядро Ромбоэдрическое ядро Группа зерен Выделение кальцита по спайности	Такая же, как при первом и втором (внешнем и внутреннем) типах раздоломичивания
Размеры зерен кальцита	Грубозернистая Крупнозернистая Среднезернистая Мелкозернистая Тонкозернистая Разнозернистая	Среднезернистая Мелкозернистая Тонкозернистая	
Форма зерен доломита	Ромбоэдры Полиэдры Округло-многоугольные Первично-неправильные Корродированные при раздоломичивании	Раздоломиченные изнутри: ромбоэдры полиэдры округлые зерна	Такая же, как при первом и втором (внешнем и внутреннем) типах раздоломичивания
Структура породы в зависимости от размеров зерен доломита	Среднезернистая Мелкозернистая Тонкозернистая Микрозернистая	Среднезернистая Мелкозернистая Тонкозернистая	
Степень развития процесса раздоломичивания	Зерна кальцита обнаруживаются с трудом Зерна кальцита выражены отчетливо, но количественно преобладает доломит Зерна кальцита содержат мало включений доломита Включений доломита нет, но есть включения глины Включений доломита и глины нет	В зернах доломита имеется кальцитовое ядро От зерен доломита осталась только наружная зона (рамка) От зерен доломита остались только обрывки рамки Зерна доломита полностью замещены кальцитом	

Под микроскопом различается преимущественно округленноизометрическая форма кристаллов кальцита с реликтами доломита в виде темных ядер или многочисленных более или менее равномерно распределяющихся мелких зерен со следами коррозии. Иногда в дедоломитах, внутри зерен новообразованного кальцита, присутствуют скопления реликтов окислов железа и глинистого вещества в виде тонких каемок, повторяющих форму зерен доломита.

К тем же выводам о структурных особенностях и типах дедоломитов пришли Дж. Ширмэн и Д. Хоури, С. Тахи (Shearman, e. a., 1961), изучавшие дедоломиты в мезозойских отложениях во Франции. Этими исследователями выделены три главные структурные особенности дедоломитов: 1) присутствие реликтовых кристаллов доломита, не полностью замещенных кальцитом; 2) присутствие псевдоморфоз кальцита по доломиту; 3) присутствие остаточных структур, в которых ромбические зоны окислов железа остаются как реликты внутри новой генерации кальцита. Выделены также следующие типы дедоломитов: 1) кристаллы доломита замещены мозаикой мелких кристаллов кальцита; 2) кристаллы новообразованного кальцита больше кристаллов ранее существующего доломита; 3) дедоломиты, образовавшиеся по доломитам замещения: а) дедоломитизация доломита замещения, образовавшегося по детритусовому криноидному известняку, и б) дедоломитизация доломита замещения, образовавшегося по оолитовому известняку (Shearman и др., 1961). В последнем случае порода состоит из темных тонкозернистых кальцитовых оолитов, расположенных внутри крупных кристаллов кальцита; в породе видны следы ранее существовавшего сплошного агрегата ромбоэдров доломита, контуры ромбоэдров пересекают контуры оолитов.

Иногда в дедоломитизированных породах сохраняются ненарушенные первичные микротекстуры, например тонкие глинистые прослои, проходящие внутри зерен кальцита (табл. 206, фиг. 2). В этом же шлифе можно видеть рассекающий породу мелкий прожилочек кальцита, образовавшийся одновременно с крупнокристаллическим кальцитом, заместившим доломит (табл. 206, фиг. 3).

Дедоломитизация превращает мелкопористые проницаемые доломиты в кавернозные, но практически не проницаемые породы.

Кальцитизация, не связанная с раздоломичиванием, проявляется в заполнении кальцитом различных пустот. Наиболее достоверно проявление подобной кальцитизации при выполнении кальцитом трещин, при наличии же каверн и пор требуются доказательства, что они возникли не в результате выщелачивания доломита. Практически первичная пористость и кавернозность встречается чаще всего в доломитах, образовавшихся по рифовым известнякам.

Характерные реликтовые структуры образуются при замещении доломитом ангидрита (деангидритизация, по Я. К. Писарчик) в ангидритовых и доломит-ангидритовых породах. В таких «деангидритах» хорошо сохраняется резко удлиненная, иногда с призматической огранкой, форма ангидритовых зерен (табл. 208). Предположение В. Г. Махлаева (1961) о возникновении этих своеобразных структур в результате перекристаллизации доломита нам кажется неправильным.

Д. НАИБОЛЕЕ РАСПРОСТРАНЕННЫЕ И ХАРАКТЕРНЫЕ СТРУКТУРЫ ИЗВЕСТНЯКОВ И ДОЛОМИТОВ, СОДЕРЖАЩИХ ПРИМЕСИ АУТИГЕННЫХ МИНЕРАЛОВ (табл. 209-218)

Аутигенные минеральные примеси в карбонатных породах могут быть сингенетичными, соответствующими определенным физико-химическим условиям бассейна седиментации, а также позднедиагенетическими и эпигенетическими.

Г. И. Теодорович ($1958_{1,2}$) в зависимости от характера сингенетичных аутигенных примесей и количественных соотношений кальцита и доломита расположил карбонатные породы палеозоя в следующий ряд, отражающий возрастающую минерализацию вод бассейна: 1) чисто известняковые и доломито-известковые отложения нормального моря, лишенные сингенетичных целестина, флюорита, сульфата кальция; 2) известковистые доломиты и доломиты с сингенетичными

ангидритом, целестином и флюоритом; 3) доломиты с сингенетичными ангидритом, целестином и флюоритом; 4) доломит с сингенетичным: ангидритом без целестина и флюорита; 5) доломиты с сингенетичными ангидритом и магнезитом, принадлежащие бассейнам с максимальной соленостью.

Примеси пирита, марказита и битуминозного вещества указывают на восстановительную среду осадконакопления. Палыгорскит и сепиолит являются типичными эпигенетическими минералами, которые обычно наблюдаются в порах и трещинах.

Обычной, широко распространенной примесью в известняках и особенно в доломитах, а также в промежуточных известково-доломитовых разностях является примесь гипса и ангидрита. Эти минералы, будучи сингенетичными, прорастают карбонатные породы или обособляются в виде небольших линзочек и пропластков, кроме того, они могут метасоматически замещать кальцит, доломит.

По наблюдениям Я. К. Писарчик, присутствие идиоморфных вкрапленников ангидрита в доломите свидетельствует о нарушении порядка идиоморфизма, установленного при их перекристаллизации: доломита > ангидрита > гипса > галита > сильвина >карналлита (Половинкина и др., 1948; Писарчик, 1958), об образовании вкрапленников, еще до полной литификации осадка. Гипергенные гипс и ангидрит приурочены к различным пустотам, выполняя трещинки, они образуют прожилочки, секущие породу в различных направлениях.

Примесь сингенетичного кремнезема может быть представлена опалом и такими наиболее распространенными продуктами его перекристаллизации, как халцедон, кварц. Различными исследователями неоднократно наблюдались «цепочки» (в разрезе) кремнистых желваков, ориентированные по слоистости. В расположении кремней позднедиагенетических и эпигенетических обычно не проявляется какой-либо ориентировки.

Примесь битуминозного вещества, присутствующая в порах и кавернах, имеет явно выраженный вторичный характер (табл. 218, фиг. 4, 3). О первичной природе битума может свидетельствовать тесная перемежаемость карбонатных пород с первичнонефтеносными отложениями, например с горючими сланцами (табл. 218, фиг. 1). В этом случае, если миграция нефти и имела место, то, по-видимому, на незначительное расстояние.

Примесь пирита, часто в виде зерен кубической формы, равномерно рассеяна в карбонатной массе или образует скопления. В органогенных карбонатных породах пирит нередко развивается по скелетным остаткам организмов. К последним бывают также приурочены выделения аутигенного глауконита.

Флюорит наблюдается в виде вкраплений, концентрации флюорита (чаще незначительные) встречаются редко. Примесь сингенетичного флюорита указывает на повышенную соленость бассейна седиментации. Эпигенетические выделения флюорита бывают представлены его землистой разновидностью – ратовкитом.

Вторичный целестин, подобно упомянутым выше гипергенным минеральным новообразованиям, заполняет пустоты, трещинки. Примесь сингенетичного целестина, так же как и флюорита, свидетельствует о ненормальной солености бассейна.

По мнению многих исследователей, в осадочных породах довольно широко распространено явление фельдшпатизации, в том числе и в карбонатных толщах. По-видимому, оно может проявляться как на самых ранних стадиях формирования породы, еще в илу, так и на протяжении длительного периода, в процессе медленно протекающих химических превращений (Пустовалов, 1956).

Выделение рудных аутогенных минералов (пирит, галенит и др.) в известняках и доломитах может быть приурочено к органогенным остаткам, оолитам, к стилолитовым швам, порам, трещинам (табл. 214, фиг. 4; табл. 215, фиг. 1, 2).

Среди структур, обусловленных присутствием в известняках и доломитах наиболее распространенных аутогенных минеральных примесей, можно выделить:

I. Структуры замещения и раскристаллизации.

1. Реликтовая кристаллически-зернистая структура.

2. Реликтовая органогенная структура (нередко в сочетании с первичной органогенной или реликтовой органогенной структурой карбонатной породы).

3. Реликтовая оолитовая структура.

4. Пойкилобластовая структура (нередко в сочетании с первичной или реликтовой структурой карбонатной породы).

5. Брекчиевидная структура.

6. Порфировидная структура.

II. Структуры заполнения порового пространства.

Среди многочисленных реликтовых структур наиболее редкий случай представляет собой образование реликтовой кристаллически-зернистой структуры в результате замещения гипсом зерен карбоната. Карбонат при этом сохраняется только в виде тонких наружных оболочек (табл. 209, фиг. 1).

Обычны различные реликтовые органогенные структуры, формирование которых связано главным образом с процессами огипсования, ангидритизации, реже с окремнением. Сульфатизации или окремнению подвергаются не только органогенные остатки, но и цементирующая их карбонатная масса (табл. 209, фиг. 3; табл. 210, фиг. 1, 2). Реликтовая органогенная структура в огипсованных известняках и доломитах нередко сочетается с пойкилобластовой структурой (табл. 211, фиг. 1, 2).

Пойкилобластовая структура свойственна преимущественно огип- сованным и ангидритизированным известнякам и доломитам (табл. 211, фиг. 3, 4; табл. 212, фиг. 3).

При избирательном характере сульфатизации структура часто имеет двойное название: первое отражает структуру породы, не связанную с огипсованием, тогда как второе обусловлено огипсованием, например: комковатая и пойкилобластовая структура (табл. 212, фиг. 1). Иногда первичная структура сохраняется лишь частично, тогда следует к названию структуры добавить «реликтовая» (табл. 213, фиг. 1–3; табл. 212, фиг. 2). Если первичная структура наследована дважды (вследствие процессов доломитизации и сульфатизации или доломитизации и окремнения и т. п.), то это необходимо пояснить.

Окремнение оолитовых карбонатных пород также может привести к развитию реликтовых оолитовых структур (порядок наименования структур тот же, что и предложенный выше для различных случаев сульфатизации).

С выделением вкрапленников гипса, ангидрита, целестина, флюорита, полевых шпатов в известняках и доломитах связано образование порфировидной структуры (табл. 216, 217).

Выделение различных аутогенных примесей по трещинкам, иногда с дальнейшей коррозией блоков породы, заключенных между ними, приводит к возникновению псевдообломочных, псевдобрекчиевых структур (табл. 210, фиг. 3, 4).

С развитием рудных минералов (табл. 214, фиг. 4; табл. 215) связано формирование в основном тех же структурных особенностей, что и перечисленные выше.

Структуры заполнения порового пространства могут быть приурочены к первичной пористости (табл. 218, фиг. 1, 2, 3, 5) и к вторичным пустотам (табл. 218, фиг. 4).

Все перечисленные выше структурные соотношения без дополнительных сведений и наблюдений не дают основания для того, чтобы точно установить, в какой именно период формирования породы произошло выделение данной примеси. Наиболее доказанным можно считать образование порфировидных вкрапленников ангидрита, пирита и пр. во время диагенеза. Замещение же и раскристаллизация могли, по-видимому, происходить как в диагенезе, так и в эпигенезе.

Е. МЕРГЕЛИ (табл. 219-225)

Мергель – осадочная горная порода смешанного глинисто-карбонатного состава, обладающая специфическими физическими и химическими свойствами и структурно-текстурными признаками. В настоящее время большинство исследователей мергелем называют породу, состоящую примерно на 50–75% из карбоната (кальцита, реже доломита) и на 50–25% из нерастворимого остатка (SiO_2 + R_2O_3). При содержании карбоната свыше 75–80% порода носит название глинистого известняка; если содержание глины в породе превышает 75%, порода называется известковистой (доломитистой) глиной.

Являясь связующим звеном между карбонатными и глинистыми (иногда кремнисто-глинистыми) породами, мергели в то же время отличаются от тех и других по целому ряду признаков. Так, например, физические свойства глин, мергелей, известняков и доломитов в значительной степени отличны. Мергели – пелитоморфные, в большинстве случаев мягкие, марающие, с землистым изломом породы. Они легко поглощают воду и часто распадаются при выветривании в рыхлую массу («рухляки», «трескуны»). Обычно они окрашены в светлые тона серого цвета с зеленоватым, розоватым и желтоватым оттенком. Но встречаются и яркоокрашенные разновидности красного, фиолетового и коричневого цвета (в красноцветных толщах).

Тонкая слоистость для мергелей не характерна, но многие из них входят в состав флишевых отложений и образуют закономерные ритмичные переслаивания с тонкими глинистыми, алевритовыми и песчаными прослоями. Иногда мергели образуют мощные толщи, представленные чередованием известняков и доломитов с известково-глинистыми и песчано-глинистыми породами.

В качестве примеси в мергелях присутствуют обломочные зерна кварца, полевых шпатов, акцессорных минералов. Из аутигенных минералов в мергелях отмечаются глауконит, часто в виде сферических и почковидных зерен, барит, цеолиты (преимущественно морденит), пирит и марказит в виде мельчайших сферических зерен. Кремнистые конкреции в мергелях представлены обычно халцедоном, кварцем или опалом. В доломитовых мергелях нередки включения кристалликов гипса, ангидрита, целестина и флюорита. Окислы и гидроокислы железа (преимущественно являющиеся продуктами окисления сульфидов железа) окрашивают мергели в желтоватые и красноватые оттенки. В мергелях встречаются остатки моллюсков, остракод, фора- минифер и другие раковины, широко развиты остатки мельчайших известковых водорослей – рабдолитов и кокколитов. В доломитовых мергелях определимые органические остатки встречаются очень редко. Иногда в основной массе мергелей наблюдается органическое вещество и углистые частицы либо равномерно распределенные в породе, либо образующие скопления в виде отдельных пятен. Известняки и доломиты отличаются от мергелей более крепким сложением, способностью распадаться на плитчатые отдельности и часто обладают кристаллически-

зернистой структурой, не свойственной мергелям. От глин мергели отличаются отсутствием пластичности, столь характерной для глинистых пород.

Внешние признаки мергелей, по которым они определяются в полевых условиях, существенно меняются в зависимости от состава и количества глинистых компонентов. Минералы, не способные набухать от присутствия влаги (каолинит, гидрослюды, тонкодисперсный опал), находясь в виде примеси в карбонатной породе, не так резко меняют ее облик. Незначительная же примесь минералов группы монтмориллонита придает мергелю вид рухляка. Это зависит от способности монтмориллонита при временном увлажнении и последующем высыхании легко распадаться в рыхлую массу. Кремнезем в мергелях бывает представлен мельчайшими округлыми опаловыми тельцами – пегнитогенным аморфным кремнеземом, выпавшим из воды наряду с карбонатом кальция. Размер этих частиц обычно не превышает 0,01 *мм*. Изучение нерастворимого остатка мергелей дает представление о составе глинистых минералов и других примесей, входящих в состав породы. Установлено, что в карбонатных и глинисто-карбонатных породах глинистый материал может быть и терригенным и хемогенным.

Г. И. Бушинским (1954), изучавшим вещественный состав и структурно-текстурные особенности мергелей мелового возраста Днепровско-Донецкой впадины, выделено два типа этих пород: обычные (глинистые) мергели и кремнеземистые. У обычных мергелей в нерастворимом остатке содержание кремнезема «превышает количество полуторных окислов не более чем в 4 раза. Для мергелей, имеющих силикатный модуль (отношение SiO_2: R_2O_3) больше четырех, применяется термин «кремнеземистый». Причем «кремнеземистыми мергелями» называются только те породы, в которых кремнезем находится в форме опала. Присутствие кварцевого алеврита или песка позволяет называть породу «алевритовым» или «песчаным» мергелем.

Следует помнить, что нередко многие чистые карбонатные породы (известняки и доломиты) обладают физическими свойствами, приближающими их к мергелям.

С. Г. Вишняков (1956) указывает, что эти свойства находятся в тесной зависимости от структуры и степени цементации частиц, слагающих породу. В качестве примера он приводит известняки Украины, представляющие собой мягкие марающие породы с большой способностью водопоглощения и сантонские воронежские известняки. В то же время к мергелям могут быть отнесены (по содержанию нерастворимого остатка до 21,7–26,3%) крепкие плитчатые доломитизированные известняки эхиносферитового подъяруса нижнего силура, развитые в окрестностях Ленинграда (Вишняков, 1957).

Таким образом, недостаточно только химическое определение количества SiO_2, входящего в состав мергеля, необходимо также петрографическое изучение породы.

Г. И. Теодорович (1958_2) указывает на то, что не всякую осадочную глинисто-карбонатную породу, имеющую по химическому анализу соответствующий процент кальцита (или доломита), можно назвать мергелем. Необходим контроль: тщательное микроскопическое исследование штуфа или просмотр петрографического шлифа. Иногда слабо- известковистая глина содержит многочисленные известняковые раковины, однако она не является мергелем, хотя по валовому химическому анализу может отвечать ему.

По данным Г. И. Бушинского (1954), среди мергельно-меловых отложений Русской платформы доломиты отсутствуют, и мергельномеловые породы состоят из двух важнейших породообразующих компонентов– карбоната кальция и глины (табл. XXVI).

Таблица XXVI

Классификация природных смесей $CaCO_3$ + глина по Г. И. Бушинскому (1954)

Порода	Содержание, %	
	$CaCO_3$	глина
Мел чистый	>95	<5
Мел глинистый	90-95	5-10
Мергель мелоподобный	80-90	10-20
Мергель слабоглинистый (натурал)	75-80	20-25
Мергель слабоглинистый (романчик)	65-75	25-35
Мергель сильноглинистый	30-65	35-70
Глина известковистая	5-30	70-95

В случае, когда нерастворимый остаток в мергеле представлен не глиной, а опаловыми частицами, термин «глинистый» заменяется термином «кремнеземистый», а «глина известковистая» — «опока известковистая».

Мергели, содержащие 75—80% $CaCO_3$, носят название цементных мергелей или натуралов. Они подвергаются обжигу при температуре около 1450° С без предварительного смешивания с другими видами сырья (с глиной или известняком), так как химический состав мерге- лей-натуралов точно соответствует необходимой в цементной промышленности пропорции карбонатной и алюмосиликатной составным частям (табл. XXVII).

Таблица XXVII

Содержание SiO_2+R_2O_3 в «натуралах», используемых для портланд-цемента (по С. Г. Вишнякову, 1957)

	Содержание, %			
Завод	минимум	максимум	среднее	Источник
Подгоренский	4,25	24,1	20,0	Г. И. Бушинский (1954)
Амвросиевский	17,3	24,0	21,0	С. Ф. Малявкин и П. М.Татаринов (1935)
Новороссийский	18,15	21,65	19,9	В. Н. Юнг и др. (1952)
" "	20,0	27,0	23,5	
Чудовский	8,0	29,0	19,0-22,0	Е. П. Брунс и С. Г. Вишняков (1933)

В зависимости от характера породообразующего карбонатного минерала среди мергелей выделяются мергели (известковые) и доломитовые мергели. Прилагательное «известковый» обычно не употребляется, так как в природных условиях такие мергели преобладают. В случае, когда породообразующим карбонатом является доломит, к термину «мергель» добавляется прилагательное «доломитовый». Встречаются мергели различного происхождения: морские, лагунные, озерные. Мергели образуются в областях одновременного отложения глинистого и карбонатного материала. Ограниченное поступление более крупного обломочного материала (алеврита, песка) с континента указывает на относительную удаленность области седиментации мергелей от источника сноса.

Современные известковые осадки, образовавшиеся в неглубоких озерах, часто занимают значительные площади, хотя и достигают небольшой (~1,0 м) мощности. В большинстве случаев они подстилаются карбонатно-глинистыми отложениями. Содержание карбоната кальция в залежах этого типа из-за значительной примеси глинистого материала обычно меньше, чем в залежах других типов. Залежи мелких плоских водоемов приурочены в основном к равнинным или слабовсхолмленным районам (Латвия). Залежи глубоких озерных котловин сосредоточены в пределах береговой (литоральной) зоны озер, где на обширных площадях происходило интенсивное карбонатообразование и накапливались значительные массы известковых осадков. Современные карбонатные отложения бывают рыхлые и связные. Последние в Латвии носят название «шунакменс» (шун — соты, акменс — камень).

Рыхлая, рассыпчатая, порошкообразная масса углекислого кальция, отложенная в водоемах озерно-болотного типа путем выделения CaCOз из раствора, носит название «озерный мел», «луговой известняк» или «гажа». Глинистые разновидности гажи называются пресноводными или луговыми мергелями. «Луговая известь» издавна известна также под названием «альма» (по Сендтнеру).

1. КЛАССИФИКАЦИЯ МЕРГЕЛЕЙ

М. С. Швецов предложил изъять из употребления неточный термин «мергель», исходя из тех соображений, что у петрографов в настоящее время нет единого понятия о мергелях.

В группе промежуточных типов осадочных пород мергели являются наиболее известными и широко распространенными, обладающими им одним свойственными литологическими признаками. В основу классификации мергелей положен вещественный состав.

В табл. XXVIII отражены представления некоторых авторов о границах между мергелями, с одной стороны, и известняками (доломитами) и глинами — с другой.

В. Н. Юнг и др. (1952) в учебнике «Технология вяжущих веществ» указывают, что для портланд-цемента пригодны мергели-натуралы с содержанием $CaCO_3$ 75—80% и глинистого вещества 25—20%. Исходя из этого, за границу между известняками и мергелями можно принять 20—25% содержания в карбонатной породе глинистого вещества, что должно примирить взгляды литологов и технологов. Граница между глинами и мергелями проводится различными исследователями в широком диапазоне — от 90 до 65% содержания глинистого вещества.

В настоящее время существует большое количество классификаций глинисто-карбонатных пород, краткий обзор которых дается в работах Г. И. Теодоровича ($1958_{1,2}$), Л. Б. Рухина (1953), Н. В. Кирсанова и Ю. В. Сементовского (1956), С. Г. Вишнякова (1957) и др. Большинство классификационных схем представляют собой треугольные схемы-диаграммы: кальцит—доломит—глина.

В основу почти всех классификаций положена классификация С. Г. Вишнякова (1933), несмотря на ряд недостатков, являющаяся наиболее приемлемой благодаря своей простоте и логичности (рис. 31).

В сводной работе Н. В. Кирсанов и Ю. В. Сементовский (1955) указывают, что многочисленные классификации глинисто-карбонатных пород разделяются на две группы: технологические и петрографические. Технологические классификации (Виноградов, 1954; Кинд и Окороков, 1933; Сулакшина, 1954 и др.) основываются на количественном содержании компонентов в техническом продукте, а петрографические — на количественном содержании компонентов в породе (рис. 32).

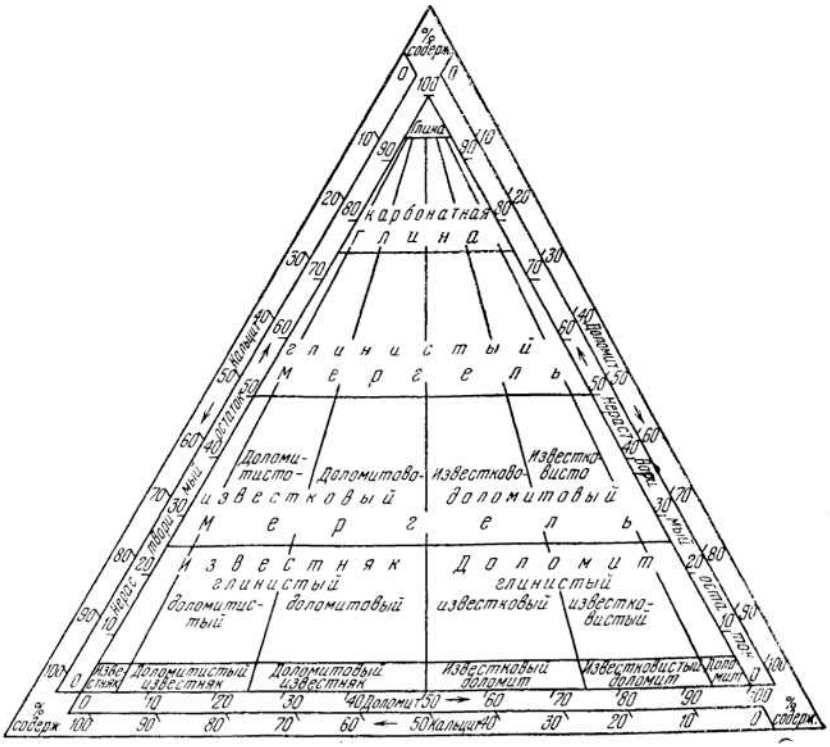


Рис. 31. Классификация глинисто-карбонатных пород. По С. Г. Вишнякову (1933)

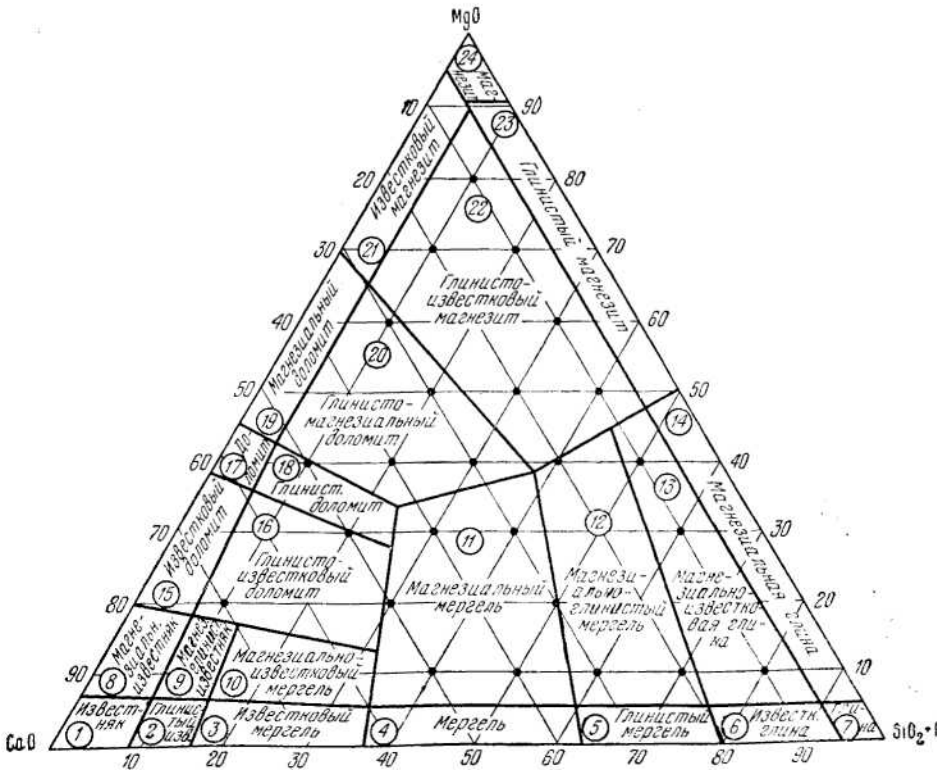


Рис. 32. Классификационная схема известково-магнезиально-глинистого сырья В. А. Кинд и С. Д. Окорокова (1933)

Таблица XXVIII

Границы между основными разновидностями глинисто-карбонатных пород по содержанию в породе глинистой части (нерастворимый остаток или $SiO_2+R_2O_3$) (по С. Г. Вишнякову, 1957)

Источник	Границы				
	между чистым и глинистым известняком и доломитом	между глинистым известняком и мергелем	между мергелем и глинистым, мергелем	между глинистым мергелем и известняковой глиной	между известковистой глиной и глиной
ВНИЦ	5	10	60	80	95
В. П. Тарарин (1934)	8	18	–	80	–
А. Н. Гейслер (1933)	–	20	–	80	–
С. Ф. Малявкин (1935)	5	зо	–	95	95
Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1925)	7	15	30	–	–
В. А. Кинд и С. Д. Окороков (1934)	6	11	27	71	93
ОСТ 6436 (1936)	9	16	63	–	95
С. С. Виноградов (1951)	2	21	50		–
Уральское ГУ	10	зо	70	–	–
М. О. Юшкевич (1938)	5	12	60	90	95
Ю. В. Морачевский и Г. Б. Поленова (1934)	5	25	60	75	95
В. И. Даничев (1947)	–	20	60	80	–
Н. В. Фролова (1939)	5	25	60	80	95
М. В. Муратов (1940)	5	12,5	50	65	90
Г. И. Бушинский (1954)	5	10	35	70	90
Г. И. Теодорович (1950)	5	10	50	70	90
БСЭ (1954)	–	20	50	–	–
С. Г. Вишняков (1933)	5	25	50	75	95
Л. В. Пустовалов (1940)	5	25	50	75	95
Л. Б. Рухин (1953)	5	25	50	75	95
Розенбург (1934)		10	50	80	

В технологических классификациях граница между мергелями и глинами не является четкой и колеблется в зависимости от наличия карбонатов в довольно широких Пределах – от 4,5 до 28,7%.

Наиболее детально разработана схема классификации С. Г. Вишнякова (1933, 1957) (см. рис. 37). М. В. Муратов (1940), отмечая излишнюю, по его мнению, дробность классификации С. Г. Вишнякова, стремится отразить в терминологии пород их физические свойства, на основании которых они могут быть отнесены к той или иной категории промышленного сырья, т. е. его классификация приближается к технологическим. Учитывая, что глину, содержащую до 35% карбонатного материала, используют в качестве кирпичного сырья, он предлагает границу между мергелями и глинами поднять от 25% (по содержанию карбонатов) до 37,5%. К мергелям-натуралам относятся породы, содержащие от 75 до 85% карбонатных минералов. Они являются лучшим сырьем цементной промышленности. Исходя из этого, М. В. Муратов принимает за границу между мергелями и карбонатными породами содержание карбонатных минералов от 80 до 85% (табл. XXIX).

Классификация Ю. В. Морачевского и Т. Б. Поленовой (1934) построена на материале, собранном в районе Верхне-Камского соляного месторождения, где среди карбонатных пород магнезиты играют значительную роль и широко развит процесс доломитизации известняков. В схеме, перенесенной ими на треугольник кальцит–доломит– глина (исключив поле магнезита), употребляются термины, не имеющие широкого применения, такие, как «доломитит», «магнезиальномергелистая глина», «мергелистый известняк». Прилагательное «мер-

Таблица XXIX

Классификация глинисто-карбонатных пород по М. В. Муратову (1940)

Содержание глины (SiO_2-R_2O_3) в породе, %	Степень доломитизации пород			
	$MgCa(CO_3)_2$ 0–20% $MgCO_3$ 0–9,67% MgO 0-4,37%	$MgCa(CO_3)_2$ 20-50% $MgCO_3$ 9,67-22,68% MgO 4,37–10,93%	$MgCa(CO_3)_a$ 50-80% $MgCO_3$ 22,68-36,29% MgO 10,93-17,50%	$MgCa(CO_3)_2$ 80-100% $MgCO_3$ 36,29-45,77% MgO 17,50-21,87%
5	Известняк	Доломитовый известняк	Известковый доломит	Доломит
10 12,5	Глинистый известняк	Глинистый доломитовый известняк	Глинистый известковый доломит	Глинистый доломит
15 20	Известковый мергель (натурал)	Доломитовый известковый мергель	Изверткковый доломитовый мергель	Доломитовый мергель
25 30 35 40 45 50	Мергель			
55 60	Глинистый мергель	Глинистый доломитовый мергель		
65 70 75 80 85 90	Известковистая глина	Доломитовая известковистая глина		
95 100	Глина			

гелистый» не следовало бы употреблять, так как под понятием «мергель» подразумевается порода сложного глинисто-известкового состава. Выражение «мергелистый известняк» по существу должно быть равноценно выражению «глинисто-известковый известняк» (рис. 33).

В основе классификации Н. В. Фроловой (1939) (рис. 34 и 35) лежит большой фактический материал, полученный в результате химических анализов более тысячи глинисто-карбонатных пород; эта классификация близка к классификации С. Г. Вишнякова. Л. Б. Рухин (1953) принимает классификацию С. Г. Вишнякова, но несколько упрощает ее (рис. 36). Г. А. Сулакшина (1954) придерживается классификации М. В. Муратова, но с некоторым изменением границы между

Таблица XXX

Типы и разновидности карбонатно-глинистых пород[1]
по Н. В. Кирсанову и Ю. В. Сементовскому (1955)

№ полей	Порода	Содержание материала, %			Содержание компонентов относительно общего количества карбонатного материала
		глинистого	кальцита	доломита	
19	Глина	100-90	0-10	0–10	
28	Глина известковистая .	90-75	5-25	0-12,5	
28д	Глина доломитовая . .	90-75	0-12,5	5-25	
29	Мергель глинистый . .	75-50	12,5-50	0–25	
29д	Мергель доломитовый	75–50	0-25	12,5-50	
30	Мергель	50-25	25-75	0-37,5	
30д	Мергель доломитовый	50-25	0-37,5	25-75	
31	Известняк глинистый .	25–5	67,5-95	0-9,5	Доломит –не более 1/10
32	Известняк доломито-глинистый	25-5	37,5-85,5	7,5–47,5	Доломит – от 1/10 до 1/2
32д	Доломит известково-глинистый	25-5	7,5-47,5	37,5-85,5	Кальцит –от 1/10 до 1/2
31 д	Доломит глинистый . .	25–5	0-9,5	67,5-95	Кальцит – не более 1/10
33	Известняк.....	5-0	85,5-100	0–10	Доломит – не более 1/10
34	Известняк доломитистый	5-0	71,25-90	9,5-25	Доломит – от 1/10 до 1/4
35	Известняк доломитовый	5-0	42,5-75	23,75-50	Доломит – от 1/4 до 1/2
35д	Доломит известковый	5-0	23,75-50	42,5-75	Кальцит–от 1/2 до 1/4
34д	Доломит известковистый	5–0	9,5-25	71,25–90	Кальцит – от 1/4 до 1/10
33д	Доломит	5–0	0-10	85,5–100	Кальцит – менее 1/10

[1]См. рис. 38

глинами и мергелями. В основе ее лежат показатели физико-технических свойств пород. Из последних классификаций глинисто-карбонатных пород можно отметить классификацию, предложенную в 1955 г. Н. В. Кирсановым и Ю. В. Сементовским (табл. XXX) и в 1958 г. Г. И. Теодоровичем (табл. XXXI). В основу классификации первых двух авторов положена схема С. Г. Вишнякова, но с некоторым сокращением, приближающим ее к схеме Г. И. Теодоровича. От последней она отличается тем, что под глинистыми мергелями понимаются породы, содержащие 75–50% (вместо 70–50%) глинистых частиц, под мергелями – содержащие 50–25% глинистых частиц (вместо 50–30%). Вместо глинистых известняков и доломитов по Г. И. Теодоровичу, Н. В. Кирсановым и Ю. В. Сементовским выделяются доломито-глинистые известняки и известково-глинистые доломиты, причем содержание глинистых частиц в них принимается от 25 до 5%.

Классификация глинисто-карбонатных пород С. Л. Афанасьева (I960) составлена на основании изучения меловых флишевых отложений Западного Кавказа (табл. XXXII). Он выделяет три основные разновидности пород: известняки, мергели и глина. По данным многочисленных (более 1000) химических анализов меловых отложений, развитых на Западном Кавказе, глины сменяются мергелями при содержании $CaCO_3$ 32,1%. Таким образом, классификация С. Л. Афанасьева ближе всего к классификации А. И. Осиповой (1944), которая считает, что мергели содержат от зо до 70% $CaCO_3$. Отклонения границ между различными типами пород в этих двух классификациях примерно на 2%, по мнению С. Л. Афанасьева, связаны с округлением цифр А. И. Осиповой (до 10%).

При составлении предлагаемой им классификации С. Л. Афанасьев пытался определить «естественные границы» между разновидностями пород и не стремился к получению «круглых» цифр. Классификация С. Л. Афанасьева, построенная на примере изучения глинисто-

Таблица XXXI

Классификация глинисто-карбонатных пород системы известняк — доломит — глина по Г. И. Теодоровичу (1958_2)

Порода	глинистого материала	Содержание, кальцита	доломита
Группа глин			
Глина	100-90	0-10	0-10
Известковистая глина	90-70	5-30	0-15
Доломитистая глина..... .	90-70	0-15	5-30
Группа мергелей			
Глинистый мергель (известковый)	70-50	15-50	0-25
Доломитовый глинистый мергель	70 -50	0-25	15-50
Мергель (известковый).....	50-30	25-70	0-35
Доломитовый мергель	50-30	0-35	25-70
Группа известняков			
Глинистый известняк.....	30-10	35-90	0-45
Слабоглинистый доломитовый известняк	5-10	90-45	5-47,5
Слабоглинистый известняк	5-10	95-85	0-5
Известняк	0-5	100-90	0-5
Слабодоломитовый известняк	0-5	95-80	5-20
Доломитовый известняк	0-5	80-65	15-35
Сильнодоломитовый известняк	0-5	65-47,5	30-50
Группа доломитов			
Глинистый доломит	30-10	0-45	35-90
Слабоглинистый известковый доломит	5-10	5-47,5	90-45
Слабоглинистый доломит	5-10	0-5	95-85
Доломит	0-5	0-5	100-90
Слабоизвестковисткй доломит	0-5	5—20	95-80
Известковистый доломит	0-5	15-85	80-65
Сильноизвестковистый доломит	0-5	30-50	65-47,5

карбонатных пород одного региона, требует проверки и может рассматриваться как частная классификация меловых флишевых образований Западного Кавказа.

Таким образом, из приведенных классификаций видно, что разногласие наблюдается в проведении границ между мергелями и глинами и мергелями и известняками (или доломитами).

Для трехкомпонентных пород ряда известняк—доломит—глина наиболее подробной и в то же время наиболее простой является классификация С.Г.Вишнякова, в основе которой лежит не только абсолютное содержание карбонатных компонентов, но и отношения CaO /MgO(рис. 37)

В. Я. Степановым было выяснено, что в карбонатных породах резко изменяются физико-механические свойства при наличии в их составе примеси глины до 10%, а в глинистых породах четко выявляется изменение структурного облика породы при содержании глины от 90 до 100%. В Институте геологии АН Эстонской ССР была предложена и одобрена классификация Э. А. Юргенсон (1964).

Среди многочисленных классификаций карбонатно-глинистых пород редко предусматривается наличие в них песчано-алевритового материала и еще реже изучаются карбонатно-песчаные породы как

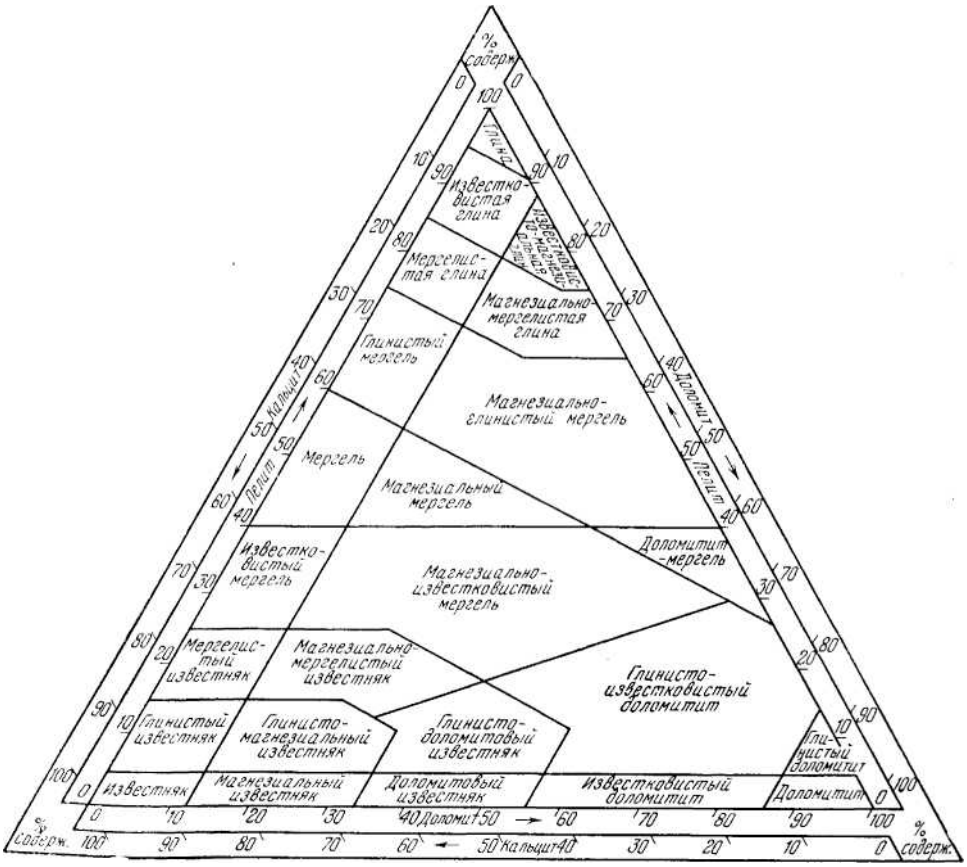


Рис. 33. Классификация Ю. В. Морачевекого и Т. Б. (Поленовой (1934), трансформированная на треугольник: кальцит – доломит – пелит (Кирсанов, Сементовский, 1955)

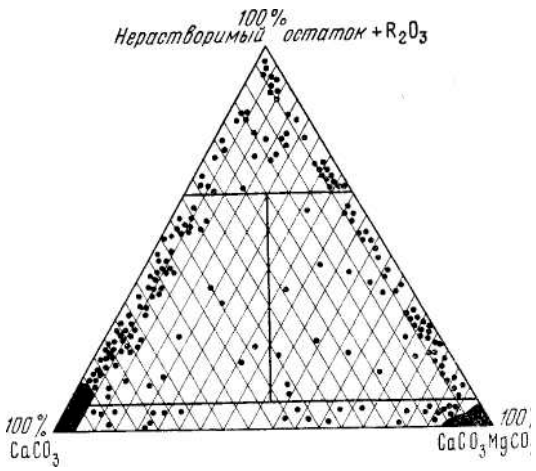


Рис. 34. Диаграмма химического состава карбонатных пород СССР. Черным залиты места наибольшего скопления точек. По Н. В. Фроловой (1939)

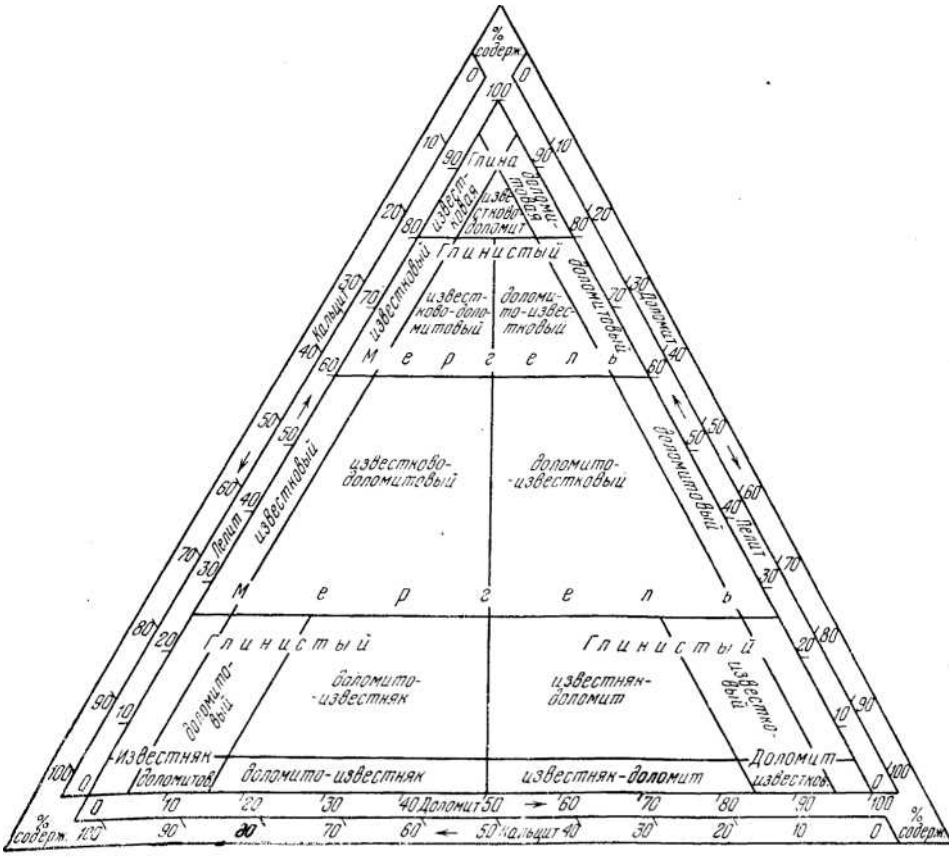


Рис. 35. Классификация глинисто-карбонатных пород. Н. В. Фролова (Кирсанов, Сементовский, 1955)

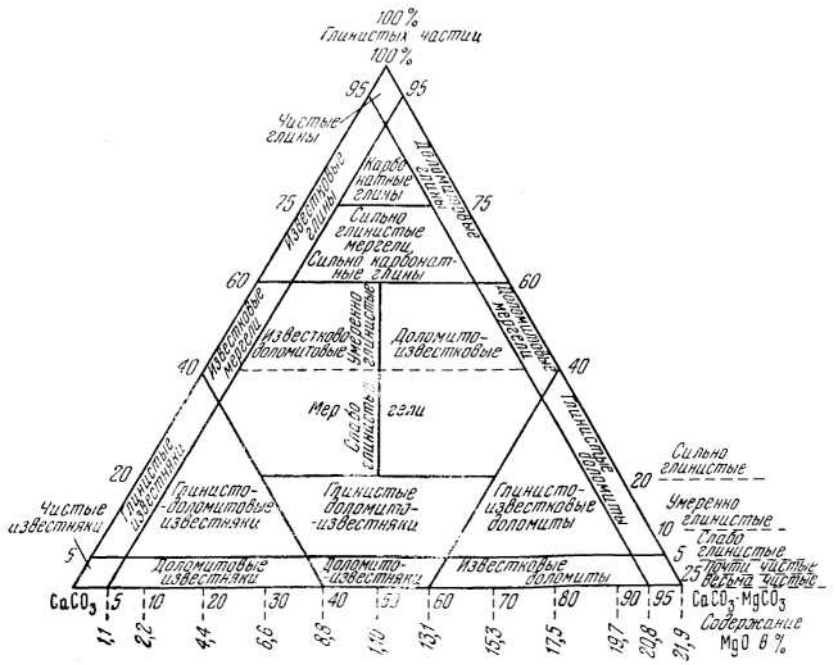


Рис. 36. Схема классификации карбонатно-глинистых пород. По Л. Б. Рухину (1953)

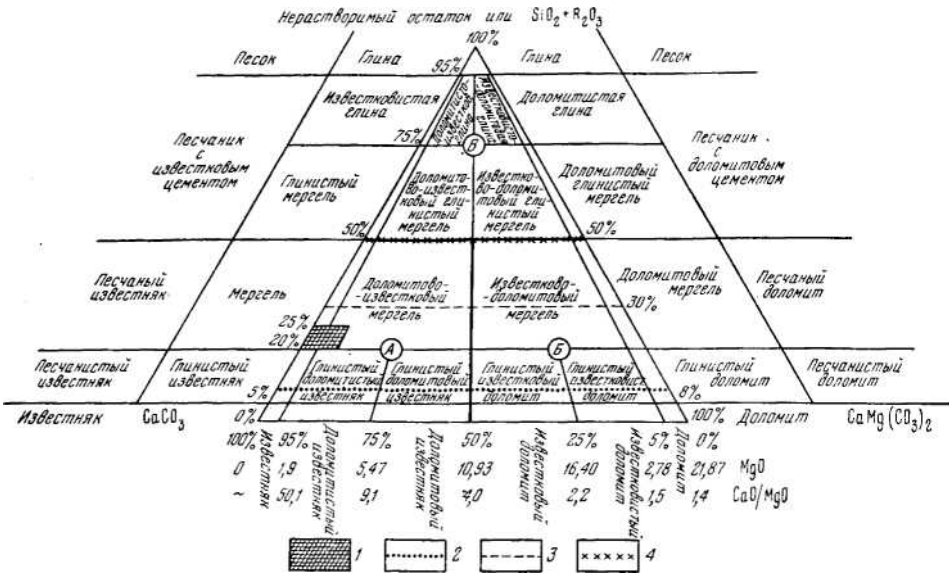


Рис. 37. Схема подразделения карбонатных пород пю классификации С. Г. Вишнякова (1957)

1 – поле портланд-цементного сырья; глинистого вещества 20–25%, MgO до 2,6%; *2* – верхняя граница поля сырья для воздушной извести; глинистого вещества от 0 до 8%, MgO от 0 до 21,87%; *3* – верхняя граница поля сырья для гидравлической извести; глинистого вещества от 8 до зо%, MgO различное содержание; *4* – верхняя граница поля сырья для роман-цемента; глинистого вещества от 20 до 60%, MgO – различное содержание; *А* – поле группы (семейства) известковых пород; *Б* – поле группы (семейства) доломитовых пород; *В* – г- поле группы (семейства) карбонатно-глинистых пород

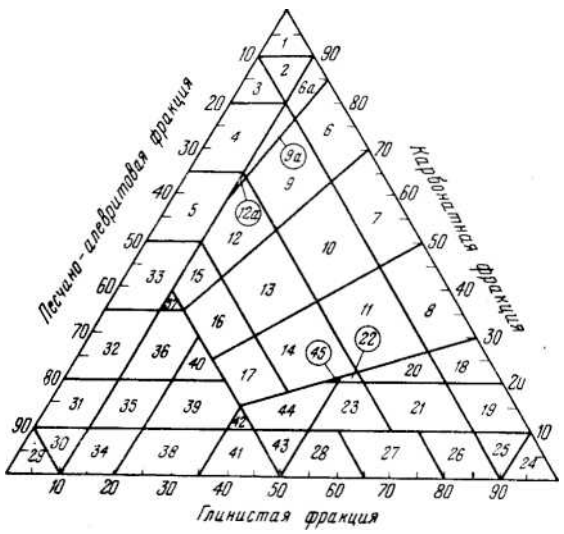


Рис. 38. Схема классификаций карбонатно-глинистых - пород Геологического института казанского филиала АН СССР (Кирсанов и Сементовокий, 1955; см. табл. XXX)

Таблица XXXIII

Типы и разновидности алеврито-глинисто-карбонатных пород
(по Н. В. Кирсанову и Ю. В. Сементовскому, 1955)

Порода	Содержание материала, %			Соотношение компонентов
	карбонатного	глинистого	алевролитового	
1. Группа карбонатных пород (относительно преобладает карбонатный материал)				
Алевритового материала больше, чем глинистого				
Известняк (доломит)	100-95	0-5	0-5	Карбонатного : алевритового
Известняк алевритовый	95—67,5	0-10	2,5—25	более 3
Известняк сильноалевритовый	75-45	0-10	22,5-50	Карбонатного : алевритового
Известняк глинисто-алевритовый	80—33,3	10-33,3	10-45	от 1 до 3
Глинистого материала больше, чем алевритового				
Известняк глинистый	95—67,5	2,5—25	0-10	Карбонатного : алевритового более 3
Известняк алеврито-глинистый	80—60	10-22,5	10—20	То же
2. Группа мергелей (относительно преобладает глинистый материал)				
Мергель	75-45	22,5—50	0—10	Карбонатного : глинистого от 1 до 3
Мергель алевритовый . . .	70-33,3	20-45	10-33,3	То же
Карбонатного материала больше, чем алевритового				
Мергель глинистый	50-22,5	45-75	0-10	Карбонатного : глинистого от 1/3 до 1
Мергель алеврито-глинистый	45-20	33,3-70	10-33	Карбонатного : глинистого от 1/3 до 1
3. Группа глинистых пород				
Глина известковистая	2,5-25	67,5-90	0-10	Карбонатного : глинистого менее 1/3
Глина алеврито-известковистая	22,5-10	60-80	10-20	То же
Глина	10-0	100-90	0-10	
Алевритового материала больше, чем карбонатного				
Глина слабоалевритовая . . .	10-0	90—80	5-20	
Глина алевритовая	10-0	80—60	10-40	
Глина сильноалевритовая . .	10-0	60-45	30-50	
Глина известково-алевритовая	33,3-10	80—33,3	10-45	
4. Группа алевритовых пород (относительно преобладает алевритовый материал)				
Глинистого материала больше, чем карбонатного				
Алевролит известково-глинистый	33,3-10	45—10	33,3-80	
Алевролит сильноглинистый	10-0	50—зо	45—60	
Алевролит глинистый	10-0	40—10	60—80	

Продолж. табл. XXXIII

Порода	Содержание материала, %			Соотношение компонентов
	карбонатного	глинистого	алевритового	
Алевролит слабоглинистый	10-0	20-5	80-90	
Алевролит	10-0	0-10	90-100	
Карбонатного материала больше, чем глинистого				
Алевролит слабоизвестковый	20-5	0-10	90-80	
Алевролит известковистый	40-10	0-10	80-60	
Алевролит сильноизвестковый	50-30	0-10	60-45	
Алевролит глинисто -известковистый	45-10	10-33,3	80-33,3	

Примечание. Доломитовые разновидности вышеуказанных пород соответствуют известковым.

Таблица XXXIV

Типы кремнисто-карбонатно-глинистых пород По Г. И. Теодоровичу (1958[1])

Порода	Пределы содержания, %		
	кремнезема (некласти-ческого)	кальцита (или доломита)	глинистого материала
I. Группа преимущественно кремнистых пород или силицитов (хемогенный и органогенный кремнезем составляет более 50%)			
Силицит	100-90	0-10	0-10
Глинистый силицит	90-50	0-10	10-50
Известковисто (доломитово)-глинистый силицит	80-50	10-40	10-40
Известковистый (доломитовый силицит)	90-50	10-50	0-10
II. Группа преимущественно кремнисто-карбонатных пород (хемогенный и органогенный кремнезем составляет менее 50% и более 10—25%)			
Кремнеизвестняк (кремнедоломит)	25-50	50-25	0-33,3
Кремнеземистый известняк (доломит)	10-50	90-50	0-10
Кремнеземисто-глинистый известняк (доломит)	10-40	80-50	10-30
III. Группа преимущественно карбонатно-глинистых и глинистых пород (хемогенный и органогенный кремнезем составляет менее 10—33%)			
Кремнистые мергели.....	10-33,3	60-25	25-60
Известняк (доломит)	0-10	100-90, иногда до 80	0-10
Глинистый известняк (доломит)	0-10	90-60	10-30
Мергель (доломитовый мергель)	0-10	70-45	30-50
Глинистый мергель (доломитовый глинистый мергель)	0-10	30-50	70-45
Известковистая (доломитистая) глина (аргиллит)	0-10	10-30	90-60
Глина (аргиллит)	0-10	0-10	100-90, иногда до 80
IV. Группа преимущественно кремнисто-глинистых пород (хемогенный и органогенный кремнезем составляет менее 50% и более 10—25%)			
Кремнистая глина (кремнистый аргиллит) . .	10-50	0-10	90-50
Кремнисто-известковистая (кремнисто-доломитистая) глина (аргиллит).....	10-40	10-30	80-50
Кремнеаргиллит	25-50	0-33,3	50-25

отдельные типы промежуточных пород. Между тем в природе довольно» широко распространены как карбонатно-глинистые породы с песчаноалевритовой примесью, так и алеврито-глинистые породы, отличающиеся различной степенью карбонатности. Среди мергелей встречается

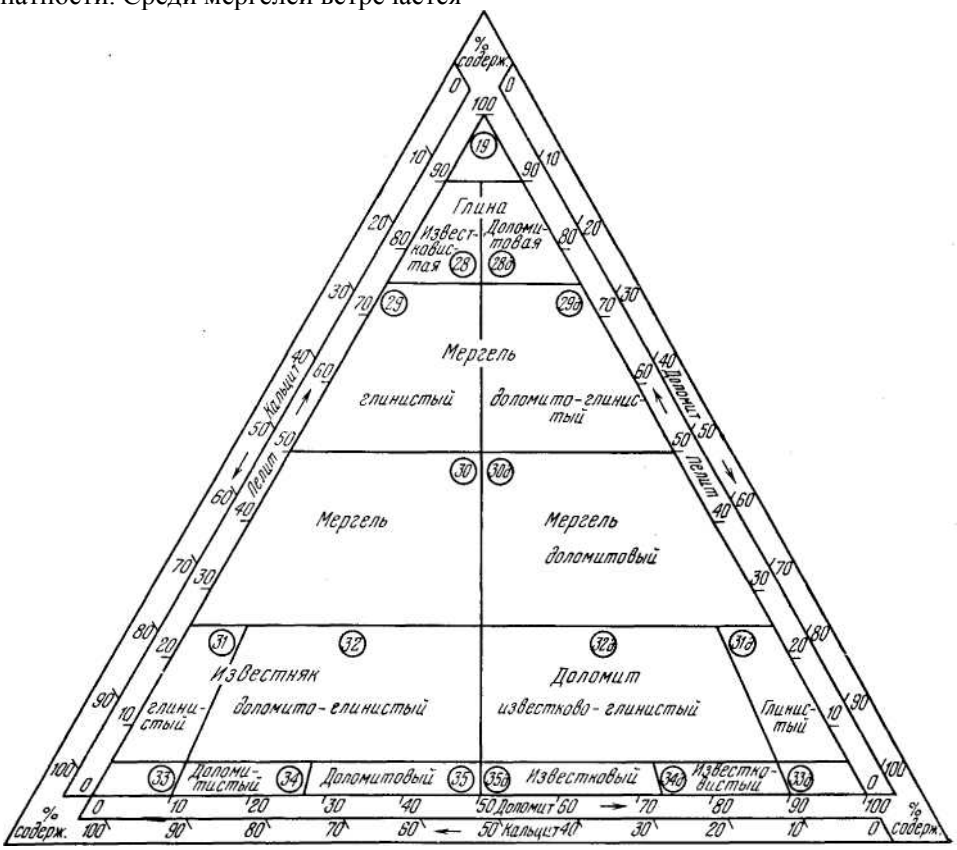


Рис. 39. Схема-диаграмма классификации карбонатно-глинистонпеочаных пород. По В. Л. Егояну (1955)

Наименование пород по полям схемы. Известняки: *1* – известняк, *2* – известняк с песчаноглинистой примесью, *3* – слабопесчанистый известняк, *4* – (средне) песчанистый известняк, *5* – сильнопесчанистый известняк. Мергели: 6а – глинистый известняк, *6* – высококарбонатный мергель, *7* – (среднекарбонатный) мергель, *8* – низкокарбонатный мергель, *9а* – слабопесчанистый глинистый известняк, *9* – слабопесчанистый высококарбонатный мергель, *10* – слабопесчанистый (среднекарбонатный) мергель, *11* – слабопесчанистый низкокарбонатный мергель, *12а* – сильнопесчанистый глинистый известняк, *12* – сильнопесчанистый высококарбонатный мергель, 18 – сильнопесчанистый (среднекарбонатный) мергель, *14* – сильнопесчанистый низкокарбонатный мергель. Субмергели: *15* – высококарбонатный субмергель, *16* – (среднекарбонатный) субмергель, *17* – низкокарбонатный субмергель. Глины: *18* – сильноизвестковистая глина, 19 – слабоизвестковистая глина, *20* - слабопесчанистая, сильноизвестковистая глина, *21* – слабо песчанистая, слабоизвестковистая глина, *22* – сильнопесчанистая, сильноизвестковистая глина, *23* – сильнопесчанистая, слабоизвестковистая глина, *24* – глина, *25* – глина с песчанисто-из- вестковистой примесью, *26* – слабопесчанистая глина, *27* – ((средне) песчанистая глина, *28* – сильнопесчанистая глина. Песчаники (алевролиты): *29* – песчаник (алевролит), *зо* – песчаник (алевролит) с известковисто-глинистой примесью *31* – слабоизвестковистый песчаник (алевролит), *32* – (средне) известковистый песчаник «(алевролит), *33* – слабоизвестковистый песчаник (алевролит), *34* – слабоглинистый песчаник (алевролит), *35* –слабоглинистый, слабоизвестковистый песчаник (алевролит), *3б* – слабоглинистый, (средне) известковистый песчаник (алевролит), *37* – слабоглинистый, сильноизвестковистый песчаник (алевролит), *38* – (средне) глинистый песчаник (алевролит), *39* – (средне) глинистый, слабоизвестковистый песчаник (алевролит), *40* – (средне) глинистый, (средне) известковистый песчаник (алевролит), *41* – сильноглинистый песчаник (алевролит), *42* – сильноглинистый, слабоизвестковистый песчаник (алевролит). Смешанные породы: *43* – алевропелит, *44* – слабоизвестковистый алевропелит; *45* – (средне) известковистый алевропелит

значительное количество алевритовых и даже песчанистых разностей. Только классификация Н. В. Кирсанова и Ю. В. Сементовского алеврито-глинисто-карбонатных пород дает возможность наблюдать генетические взаимосвязи обломочных, глинистых и карбонатных пород (табл. XXXIII, рис. 38).

Границы мергелей с карбонатными породами и глинами устанавливаются в ней по соотношению карбонатного и глинистого материала, а не по абсолютному их содержанию в породе (табл. XXXIV).

В. Л. Егояном (1955) (рис. 39) разработана схема классификации карбонатно-глинисто-песчаных пород. Учитывая данные работ Г. И. Теодоровича и широкое распространение в практике и литературе термина «мергель», обозначающего тип глинисто-карбонатных пород, имеющих самостоятельное значение, В. Л. Егоян (1955) счел необходимым ввести его в общую схему.

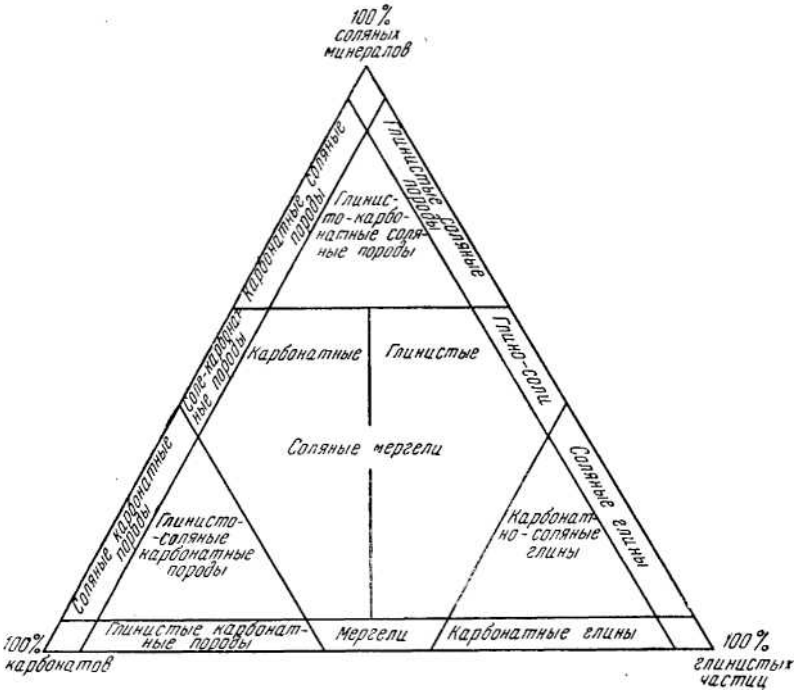


Рис. 40. Схема классификации глинисто-карбонатно-соляных пород.
По Л. Б. Рухину (1953)

Л. Б. Рухин (1953) делает попытку классифицировать породы, сложенные глинистыми, карбонатными и соляными минералами (из карбонатных минералов в таких породах обычно присутствует доломит, а из соляных — гипс и ангидрит) (рис. 40).

Г. И. Теодорович (1958$_1$) за чистые известняки (доломиты), силициты и глины (аргиллиты) принимает породы, в которых содержание главного компонента должно быть не менее 90%, в некоторых случаях до 80% (табл. XXXIV), остальные глинисто-карбонатные породы называя мергелями. Он подчеркивает, что под кремнистостью пород подразумевается содержание в них свободного или водного (хемогенного или органогенного) кремнезема, не включая в это понятие, возможно, находящиеся в породе обломочные кварцевые зерна.

Таким образом, из всего вышеизложенного видно, что мергели — породы глинисто-карбонатного промежуточного ряда могут быть тесно увязаны с группами обломочных, соляных и кремнистых пород.

2. СТРУКТУРЫ и МИКРОСТРУКТУРЫ МЕРГЕЛЕЙ

Глинистые известняки и мергели в большинстве случаев характеризуются исключительно тонкой зернистостью (диаметр слагающих их карбонатных и глинистых частиц редко превышает 0,01 *мм*). Агре-

гаты этих микроскопически малых зерен при изучении их в шлифах мутны, неясны и отдельные частицы часто неразличимы. При изучении под микроскопом в скрещенных николях в мергелях в отличие от глинистых пород всегда наблюдается относительно высокая интерференционная окраска. Подразделить мергели только на основании их состава и структуры на различные генетические типы (морские, лагунные, озерные) довольно затруднительно. Необходимо принимать во внимание и учитывать сингенетичные минеральные примеси и находящиеся в них включения.

По внешнему виду мергели очень однообразны и в течение долгого времени в них не отмечалось каких-либо структур или микротекстур. Только с помощью метода, предложенного Г. И. Бушинским (1947[2]) и разработанного Г. И. Бушинским и М. Г. Немировской, удалось наиболее полно выявить и изучить текстурные и структурные особенности тонкопористых пород, в частности цементных мергелей. Этим методом, основанным на неравномерном впитывании масла (или другой жидкости) различными участками расчищенной поверхности породы, преимущественно в зависимости от степени ее пористости, были выявлены ходы илоедов в толще кампанских амвросиевских разносортных цементных мергелей, макроскопически отличающейся однообразием и отсутствием слоистости и не поддающейся расчленению ни по микрофауне, ни по минералам тяжелой фракции, ни по химическому составу. Выяснилось, что ходы илоедов в различных горизонтах толщи мергелей различны и могут быть использованы при корреляции разрезов как стратиграфический признак. Нередко в мергелях с помощью пропитывания породы маслом обнаруживаются также брекчиевидные микротекстуры, пятнистость и трещиноватость, не заметные в штуфах.

Для мергелей характерны следующие структуры и микротекстуры (табл. 219—225):

Структуры

I. Неорганического происхождения:

1) пелитоморфная[1], 2) алевропелитоморфная, 3) алеврито-пелитоморфная, 4) псаммоалевропелитоморфная.

II. Смешанные (биоморфные, органогенные + пелитоморфные):

1) водорослевые (рабдолитовые и кокколитовые), 2) раковинные (содержащие большое количество раковин органических остатков).

III. Недостаточно ясного происхождения:

1) нодулярная (или узловатая), 2) сгустковая.

Микротекстуры и текстуры

1) ихнитовые — связанные с жизнедеятельностью организмов (со следами ходов илоедов), 2) микрослоистые и слоистые, 3) трещиноватые, 4) брекчиевидные, 5) микропористые.

Из структур неорганического происхождения наиболее часто встречается пелитоморфная структура, характеризующаяся размером зерен менее 0,01 *мм*.

Алевропелитоморфная структура характерна для мергелей, содержащих примесь алевритового материала. В таких породах в скрытокристаллической глинисто-карбонатной пелитоморфной массе равно-

[1] При значительном содержании глинистого материала с различимыми под микроскопом пелитовыми частицами структура мергеля может быть названа пелито-пелито- морфной, алевропелито-пелитоморфной и т. д. В противном случае структура породы (до некоторой степени — условно) называется пелитоморфной.

мерно рассеяна примесь обломочных (кварцевых, полевошпатовых и др.) алевритовых зерен величиной от 0,01 до 0,1 *мм* в диаметре.

Алеврито-пелитоморфная структура – разновидность алевропелито- морфной структуры, характеризующаяся чередованием прослойков породы небольшой мощности, отличающихся друг от друга по составу и структуре. В одних прослойках преобладают тончайшие (менее 0,01 *мм)* частицы глины и пелитоморфного карбоната, в других – алевритовые частицы размером 0,1–0,01 *мм.* Эту структуру можно рассматривать как послойное сочетание двух структур: пелитоморфной и алевритовой.

Псаммоалевропелитоморфная структура характеризуется присутствием в пелитоморфной глинисто-карбонатной основной массе породы песчаных и алевритовых частиц в количестве более 5% тех и других.

Из структур, происхождение которых недостаточно ясно, можно выделить «нодулярную» (или «узловатую») и сгустковую. «Нодулярная» структура отличается наличием в скрытокристаллической карбонатно-глинистой массе отдельных скоплений вещества, напоминающих «узлы». По-видимому, эти образования (нодули) представляют собой реликты организмов или обломков этой же породы. Иногда же неоднородность строения мергеля, создающая видимость узелков, обусловлена неравномерным распределением вещества породы или неодинаковой ее пористостью, незаметными при макроскопическом изучении.

Сгустковая структура часто встречается у тонкозернистых и скрытокристаллических известняков, либо у мергелей. В основной карбонатной, а также глинисто-карбонатной пелитоморфной массе породы наблюдаются мутные округлой или неправильной формы пятна, отличающиеся различной степенью раскристаллизации. Пятна эти напоминают сгустки.

Нередки среди мергелей смешанные структуры, в которых чаще всего сочетаются пелитоморфные и органогенные структуры. В таких мергелях в пелитоморфной глинисто-карбонатной массе породы, отвечающей по составу мергелю, находится значительное количество органических остатков карбонатного состава. По характеру органических остатков выделяются водорослевые и раковинные структуры.

Очень часто в мергелях наблюдаются ихнитовые текстуры и микротекстуры, связанные с ходами илоедов и их жизнедеятельностью. Остатки известковых организмов обычно породообразующего значения в мергелях не имеют. Зато следы бесскелетных червей (их ходы и фекальные зерна различной формы) в мелу и мергелях чрезвычайно многочисленны и разнообразны. Они открыты и изучены Г. И. Бушинским. Предполагается, что илоядные черви иногда полностью разрушали тонкую слоистость, имеющуюся в мергелях, и нередко раздробляли часть кокколитов и раковин фораминифер, превращая их в тонкий порошок и неопределимые обломки. Перемешивая и пережевывая известково-глинистые илы, черви вместе со своими экскрементами выделяли различные органические вещества, которые способствовали как накоплению, так и миграции находящегося в илу кремнезема (Бушинский, 1954).

В «Атласе» приводятся фотографии и зарисовки ихнитовых текстур, любезно предоставленные М. Г. Немировской (табл. 61, фиг. 3–7). По мнению М. Г. Немировской, каждому виду червей свойственна определенная форма хода. Среди амвросиевских мергелей ею выделяются различные типы «ходов червей»: «веточковые», «цепочковые», «кольцевые», «струйчатые», «концентрически-слоистые», «неясноочерченные» и «неправильные». М. Г. Немировская успешно использует ихнитовую текстуру мергелей как стратиграфический корреляционный признак.

«Веточковыми» ходами она называет ходы илоедных животных, имеющих форму древесной ветви (табл. 61, фиг. 3—6); при протравливании образцов соляной кислотой на месте «веточек» нередко остаются углубления, дающие возможность предполагать их более карбонатный состав, чем вмещающий мергель. «Цепочковые» ходы червей в вертикальном разрезе образца мергеля представлены овалами, расположенными по прямой линии на некотором расстоянии друг от друга наподобие звеньев цепи. В мергелях «цепочки» располагаются параллельно поверхностям напластования породы (табл. 61, фиг. 4, 5). «Кольцевые» ходы представляют собой трубки, заполненные мергелем, аналогичным мергелю вмещающей породы, но более светлого цвета. В поперечном сечении каждая трубка имеет форму кольца. Внутренний контур трубки ровный, внешний — зазубренный. Ширина стенок трубок достигает 1—3 *мм.* Диаметр трубок до 2 *см.* «Струйчатые» ходы отличаются от «кольцевых» тем, что состоят из нескольких трубок, вложенных одна в другую. Часто в центральной трубке наблюдаются крупные и мелкие «веточковые» ходы. М. Г. Немировская отмечает, что «веточки» или «кольца», находящиеся внутри трубок, никогда не пересекают стенок трубки. «Концентрически-слоистые» ходы илоедов, принадлежащие, по-видимому, различным видам одного и того же рода илоедов, представляют собой совокупность различных ходов, в разных направлениях бороздящих породу. «Неясноочерченные» и «неправильные» ходы илоедов характеризуются неопределенным строением и неясными очертаниями. Нередко, переплетаясь, они образуют сложный рисунок.

Образование брекчиевидных и трещиноватых микротекстур Г. И. Бушинский (1947) связывает с процессом уплотнения породы, ила на дне моря при диагенезе (в результате обезвоживания и усадки известкового и известково-глинистого ила).

Ж. ТЕКСТУРЫ И СТРУКТУРЫ КАРБОНАТНЫХ РУД ЖЕЛЕЗА, МАРГАНЦА И МАГНИЯ (табл. 226-231)

Карбонатные руды железа, марганца и магния слагаются карбонатными минералами, среди которых основную роль играют сидерит, анкерит, сидероплезит, пистомезит, магниосидерит, магниокальцио-сидерит, родохрозит, олигонит, манганокальцит, магнезит, брейнерит и гидромагнезит. Как показало изучение минерального состава, изоморфные замещения катионов различных металлов в них чрезвычайно разнообразны. Фактически эти руды сложены смесью различных карбонатных минералов, в которых в одних случаях превалирует Fe, в других Мп, а в третьих Mg.

Среди наиболее известных докембрийских пластовых сидеритовых руд Бакала Н. К. Бургеля (1959) выделяет следующие разновидности:

1) магнезиальные сидериты типа сидероплезита и пистомезита, 2) магниокальциосидериты, 3) анкериты. Подавляющая масса карбонатных руд Бакала состоит из магнезиальных сидеритов, а остальные разновидности встречаются обычно при переходе рудных тел в доломиты. Н. К. Бургеля подчеркивает характерную особенность сидеритовых руд Бакала, а именно — присутствие в них примеси $MnCO_3$.

В. И. Грязнов (1956[1]) на основании исследований карбонатных марганцевых руд Никопольского бассейна термическим и рентгеновским методами пришел к выводу, что они представляют собой смесь нескольких карбонатов, основную роль играют кальциевый родохрозит и манганокальцит; магний и железо входят в состав карбонатов, по-видимому, изоморфно, замещая катионы марганца и кальция, так как ни сидерита, ни магнезита обнаружено не было.

Д. Г. Сапожников (1963), изучивший пластовые карбонатные руды марганца Караджальского месторождения в Казахстане (девон), пришел к выводу, что в ряде случаев даже рентгеновским методом нельзя точно определить минеральный состав мелкозернистых руд. Основным минералом в них является манганокальцит, однако часто встречаются сидерит и анкерит. По данным Чеботарева (1958), в пластовых карбонатных марганцевых рудах Южно-Хинганского месторождения (нижний кембрий) основную роль играет родохрозит, но имеются и значительные количества олигонита. В пластовых магнезитах Сатки на Урале преобладают в той или иной степени железистые магнезиты (Старостина, 1962).

Проявления рассматриваемых карбонатных руд в природе многообразны. Однако наибольшее значение среди осадочных образований этого типа имеют конкреционные (желваковые) и пластовые руды.

Конкреционные руды, в особенности карбонаты железа и марганца, подразделяются на мелкожелваковые и линзовидно-конкреционные. Протяженность линз сидерита, обычно рассматриваемых как диагенетические стяжения, составляет иногда сотни метров. К подобным образованиям относятся нижнекаменноугольные сидериты Приполярного Урала (Чумаков, 1947) и мезозойские сидериты Азово-Черноморского края (Корженевский, 1938; Халифа-заде, 1959).

Кроме чисто карбонатных (сидеритовых и пр.) руд железа, довольно значительно распространены оолитовые лимонит-лептохлорито-сидеритовые руды. Таковы, например, мезозойские руды Урала (Халилово, Алапаевск) и некоторые руды олигоцена Тургая. Обычно оолиты в этих рудах состоят из лимонита (или других окислов железа) или лептохлоритов, а цемент сидеритовый или лептохлорито-сидеритовый. Сидерит может также замещать оолиты при диагенезе (табл. 226, фиг. 4). Сидеритовый цемент может быть пелитоморфным, мелко- и среднезернистым, а также крупнозернистым или радиально-лучистого строения (Умова, 1958). Вообще вариации соотношений отмеченных выше минералов в этих рудах бывают очень разнообразны.

В процессе диагенеза (и эпигенеза) окислительно-восстановительный потенциал мог часто меняться, в результате ромбоэдры сидерита бывают окружены пленкой гидроокислов железа, на которую нарастает крустификационная корочка сидерита радиально-лучистого строения. Среди описываемых пород встречаются также «сидеролиты», представляющие собой лептохлорит-сидеритовые породы без оолитов. В «сидеролитах» наблюдается мелкозернистая, сферолитовая, псевдо-олитовая и мозаичная структуры (Умова, 1958; табл. 226, фиг. 5).

Следует отметить, что кроме осадочных сидеритов и магнезитов в природе довольно часто встречаются сидериты в коре выветривания и метасоматически замещенные карбонатами окисные руды. Пластовые карбонатные руды Fe, Mn и Mg, такие, как саткинские, бакальские, восточно-башкирские, казахстанские (Караджал и др.), усинские (Кузнецкий Алатау) и южно-хинганские, имеют длительную историю исследования, на протяжении которой были высказаны различные точки зрения на их генезис. Однако в последнее время имеются убедительные доказательства в пользу осадочного и гидротермальноосадочного (подводные гидротермы – источник рудного вещества, поступающего в бассейн) происхождения этих пластовых руд. Основную роль в данном случае сыграли исследования текстур и структур карбонатных руд, их взаимоотношений с подстилающими и покрывающими породами и прослоями в рудной толще. Одна лишь тонкослоистая текстура руд, при которой слойки руды залегают согласно со слоистыми породами пачек переслаивания, имеет важнейшее значение для определения осадочного генезиса этих руд.

Структуры карбонатных железных руд довольно разнообразны. Среди них основная роль принадлежит кристаллически-зернистой, пелитоморфной, микроолитовой и сферолитовой, менее распространены волокнистая, сгустковая, инкрустационная структуры. В мелкожелваковых и линзовидно-конкреционных типах сидеритов встречаются все эти структуры. Для пластовых руд Бакала характерна кристаллически-зернистая структура, гораздо реже встречается пизолитовая (крупно-олитовая) структура (Бургеля, 1959).

Текстурные особенности карбонатных железных руд подробно описаны А. Е. Малаховым, Д. И. Булатовым (1959), М. М. Щербиной (1957) и В. И. Малюгой (1961) для Бакальских и Зигазино-Комаровских месторождений. Ими выделяются следующие текстуры карбонатных руд: массивная, полосчатая (слоистая), прожилковая, псевдокосослоистая (кливаж!), брекчиевая, пятнистая, «червячковая», петельчатая, концентрически-скорлуповатая, «фунтиковая» и гранулитовая (крупнокристаллическая). Местами данные слоистые карбонатные железные руды довольно сильно изменены процессами метаморфизма и гидротермальной деятельности. Поэтому указанные авторы наиболее характерной первичной текстурой считают полосчатую (слоистую), к первичным структурам относится также фунтиковая, которая не представляет собой текстуру конус в конус, а является результатом «сидеритизации» водорослевых строматолитовых образований, а также брекчиевая (обломочная) и стилолитовая и с гораздо меньшей степенью достоверности – массивная. Пятнистые и «червячковые» структуры, характеризующиеся наличием включений – «пятен» и отдельных изогнутых кристаллов кремового железистого карбоната среди серого, связываются с пластическими деформациями при динамометаморфизме слоистых полосчатых карбонатных руд.

Следует иметь в виду, что кроме псевдоседиментационных, в частности псевдокосослоистых текстур, связанных с образованием трещин кливажа, могут быть и псевдотектонические и псевдометаморфогенные текстуры. Так, А. Е. Малахов (1955) отмечает наличие на Бакале тонкоритмичной текстуры сидерита, дисгармоничной с первичной слоистостью, которая отличается присутствием тонких прослойков сидерита, смятых в мелкие складочки, среди горизонтально-слоистых прослойков, что отражает возникновение подводных оползней при образо вании данной текстуры (см. стр. 35). Но, как уже было отмечено ранее, подводные оползни могут создать и пятнистую или линзовиднопятнистую текстуру в результате разламывания при оползнях некоторых в той или иной степени консолидированных карбонатных прослойков.

При изучении многих окисных железных руд обнаруживаются реликтово-метасоматические структуры, где окислы железа образуют псевдоморфозы по ромбоэдрам сидерита. Такие псевдоморфозы дали возможность М. С. Точилину (1950) установить первичносидеритовый состав липецких бурых железняков Подмосковного бассейна. В дальнейшем, исследовав микроструктуры магнетитовых и других докембрийских железных руд КМА и Кривого Рога, он обнаружил широкое развитие в них аналогичных реликтов сидерита, что позволило сделать предположение о первичном сидеритовом составе руд этих богатейших месторождений (Точилин, 1955). Однако в пределах КМА наблюдается и обратный процесс – сидеритизации в зоне гипергенеза железистых кварцитов (Рахманов, 1957). Наложенный процесс сидеритизации сопровождается корродированием и замещением мартитовых и кварцитовых зерен сидеритом и кальцитом. Во всех подобных случаях можно ожидать нахождения реликтовых структур первичных окисных железных руд или осадочных пород (микрослоистость, оолиты и т. д.). Условия образования гипергенного сидерита в обстановке воздействия

грунтовых вод на осадочные породы мела Среднего Поволжья подробно изучены И. К. Илларионовым (1957).

Для марганцевых карбонатных руд характерны слоистая, волнисто-слоистая, желваковая, ячеистая, концентрически-слоистая и брекчиевидная текстуры. При этом в типично геосинклинальных яшмовых и кремнисто-сланцевых формациях (силур Восточной Башкирии, девон Казахстана, кембрий Сибири и Дальнего Востока), отличающихся ритмическим чередованием кремнистых, карбонатных, кластогенных и рудных прослоев, наиболее развиты слоистая и волнисто-слоистая текстуры (Херасков, 1951; Сапожников, 1963; Чеботарев, 1958). В Усинском марганцевом месторождении (кембрий Кузнецкого Алатау) А. С. Мухин и П. П. Ладыгин (1957) отмечают наличие сложных брекчиевидных текстур подводного оползания в манганокальцитовых рудах. В третичных преимущественно кластогенных осадочных толщах Никополя (Кавказ), Полуночного (Урал) и других не меньшее значение имеют, а иногда преобладают желваковые, ячеистые и концентрически-слоистые текстуры. Слоистая и желваковая текстуры по условиям образования принципиально не отличаются от подобных текстур в сидеритах. Первая из них отражает смену условий осадконакопления, а вторая возникает в процессе диагенеза, так же как большинство конкреционных текстур.

Условия образования ячеистой текстуры никопольских мангано-кальцитов описана В. И. Грязновым (1956$_2$). Рассматриваемые им манганокальциты имеют округлые пустоты (ячейки) от 3 до 15 *мм* (в среднем). Внутренняя поверхность ячеек покрыта тонким слоем желтовато-серого манганокальцита, более светлого, чем основная масса породы. В ряде ячеек обнаружены остатки оолитов манганитового состава, что дало основание считать ячейки образовавшимися при выщелачивании этих оолитов. Однако выщелачивание произошло в стадию диагенеза, так как ходы червей в манганокальците огибают ячейки. Очевидно, манганитовые оолиты сформировались и отвердели ранее манганокальцитового цемента, а смена геохимических условий при диагенезе, способствовавшая выпадению в осадок карбонатов марганца, в то же время привела к растворению манганитовых оолитов.

Текстуры и структуры пластовых залежей магнезита изучены недостаточно. Это является, по-видимому, одной из главных причин споров, касающихся их происхождения. В первую очередь вышеизложенное относится к магнезитам Сатки на Урале, где эти карбонатные руды залегают среди мощных толщ докембрия совместно с вышеописанными сидеритовыми рудами (Старостина, 1962). Пластовые магнезиты описаны более подробно Ю. А. Ходак и М. В. Чеботаревым (1961) из докембрийских («синийских») карбонатных толщ Малого Хингана. В обоих вышеописанных случаях магнезиты образуют пласты, чередующиеся с доломитами и другими породами. Для магнези- тов Сатки весьма характерна слоистая текстура (табл. 231, фиг. 1).

Магнезиты карбона западных Пиренеев подробно описаны в литературе (Llarena, 1951). Он отмечает наличие в них четкого чередования хорошо прослеживающихся пластов магнезита с известковистыми сланцами и наличие в некоторых пластах текстур оползневых дислокаций. Таким образом, согласное залегание с вмещающими породами, слоистые и оползневые текстуры и наличие прослоев магнезитовых гравелитов (Ходак, Чеботарев, 1961) свидетельствуют в пользу сингенетичного, а не гидротермально-метасоматического происхождения пластовых магнезитов. Так же как бакальские сидериты и геосинклинальные карбонатные марганцевые руды, магнезиты этого типа могут быть или осадочными или эксгалятивно-осадочными (подводные гидротермы). В магнезитах карбона Западных Пиренеев осадочное происхождение

подтверждается также прекрасной сохранностью остатков фауны (Llarena, 1951).

В докембрийских магнезитах Малого Хингана Ю. А. Ходак и М. В. Чеботарев (1961) отмечают широкое развитие сгустковых и брекчиевидных структур (табл. 231, фиг. 3, 4). Для магнезитов Сатки наиболее характерны зернистые структуры, причем зерна магнезита отличаются своеобразной веретенообразной формой (табл. 231, фиг. 2).

Ю. А. Ходак и М. В. Чеботарев отмечают и вторичные (эпигенетические) и раннеметаморфические пятнистые текстуры в магнезитах Малого Хингана, а также широкое развитие стилолитов в этих породах.

Кроме пластовых магнезитов на поверхности земли образуются аморфные магнезиты, чаще всего в коре выветривания серпентинитов (например в Халиловском районе Южного Урала). Они дают почкообразные колломорфные плотные массы молочно-белого цвета с раковистым изломом и хорошо отличаются от пластовых осадочных магнезитов благодаря вышеописанным текстурным и структурным признакам.

Словарь терминов, относящихся к текстурным и структурным характеристикам карбонатных пород [1]

Алеврито-пелитоморфная структура [англ, slaty and clayey texture, нем. aleuritisch-pelitomorphe Struktur, фр. texture pélitomorphe-aleuritique] — разновидность алевропелитоморфной структуры, характеризующаяся чередованием прослойков породы небольшой мощности, отличающихся друг от друга по составу и структуре. В одних прослойках преобладают тончайшие (меньше 0,01 *мм)* частицы глины и карбоната пелитоморфного сложения, в других —алевритовые частицы размером 0,1—0,01 *мм,* представленные мельчайшими терригенными обломочками. А.-п. с. можно рассматривать как послойное сочетание двух структур: пелитоморфной и алевритовой, объединенных в одной и той же породе благодаря тонкослоистой текстуре. А.-п. с. свойственна преимущественно алевритистым и алевритовым карбонатным породам (мергелям, известнякам, доломитам) (табл. 220, фиг. 4).

Алевропелитоморфная структура [англ, aleuropelitomorphic texture, нем. aleuropelitomorphe Struktur, фр. texture aleuropélitomorphe] — характерна для мергелей, содержащих примесь алевритового материала. В таких породах в глинисто-карбонатной пелитоморфной массе равномерно рассеяна примесь обломочных (кварцевых, полевошпатовых и др.) алевритовых зерен (от 0,01 до 0,1 *мм).*

Аллотриоморфнозернистая структура [англ, allotriomorphic texture, нем. allotriomorphkörnige Struktur, фр. texture allotriomorphe grenue] — свойственна породам, состоящим из компактной смеси зерен, не имеющих характерных кристаллографических очертаний. Термин употребляется преимущественно для магматических пород, но Розенбуш употребляет его и для структур зернистых известняков. Син. мраморовидная, сахаровидная, сахарозернистая, мостовая структура.

Аллохемы [allochems] — по классификации Фолка (Folk, 1959), компоненты карбонатных пород химического или биохимического происхождения, образовавшиеся внутри бассейна и претерпевшие перенос. А. подразделяются на *интракласты, оолиты, органические остатки* и *пеллеты* (см.).

Антраконит [греч. anthrax — уголь + konia—пыль, порошок] — черный кристаллический кальцит (или арагонит), окрашенный при-

---

[1]Термины, вошедшие в словарь первой части «Атласа», здесь не повторяются.

месью органических веществ (углистых частиц, битума). Обычно находится в виде шарообразных радиально-лучистых конкреций, гнезд, жил, линз. Син. л у к у л л а н, в о н ю ч и й и з в е с т н я к, б и т у м и н о з н ы й и з в е с т н я к. Термин широкого распространения не имеет.

Аренит [arenite] – по классификации Фолка (Folk, 1959), карбонатная порода, состоящая из зерен аллохемов псаммитового класса величиной от 0,062 до 1 *мм.* А. доломитового состава называется дола- ренит (dolarenite), а кальцитового – калькаренит (calcarenite). Названия условны и не являются общепринятыми.

Афанитовая структура [греч. aphanes – неясный, англ, aphanitic texture, нем. aphanitische Struktur, фр. texture aphanitique]. Термин предложен Гаюи (Найу, 1822 г.) для макроскопического определения плотных горных пород. Позднее под А. с. стали подразумевать структуры пород, в которых породообразующие минералы не различимы простым глазом, – скрытокристаллические структуры. Кайе употребляет этот термин для обозначения структуры микрокристаллических «сливных» кварцитов.

Багамиты – зернистые карбонатные образования, возникающие в результате слипания еще более мелких зерен карбонатов на отмелях Багамской банки.

Банка [англ, bank – отмель] – 1. Песчаная отмель в море, часто являющаяся подводным продолжением кос или скалистых гряд. 2. Большое скопление моллюсков (пелеципод или брахиопод), а также створок их раковин, возникающее в результате совместного массового поселения обычно в мелководных прибрежных зонах морей и океанов, или образованное волнами скопление раковин.

Биогермы [греч. bios – жизнь] – органогенные постройки, состоящие в основном из породообразующих остатков скелетов прикрепленных организмов, нередко известковых (археоциаты, известковые водоросли, губки, кораллы и др.). В отличие от биостромов – пластообразных тел – Б. во время отложения образовывали на дне моря массивы, холмы, гребни, выступающие над другими одновременными отложениями.

Биолиты [греч. bios – жизнь, lithos – камень] – минералы и горные породы, возникшие в результате жизнедеятельности организмов (напр., угли, многие известняки, фосфориты, диатомиты и Др.).

Биомикрит [biomicrite] – по классификации Фолка (Folk, 1959), *микрит* (см.), содержащий в основном органические остатки.

Биомикрудит [biomfcrudite]– по классификации Фолка (Folk, 1959), *рудит* (см), содержащий в основном органические остатки, сцементированные микрозернистым кальцитом (доломитом).

Биоморфная структура [англ, biomorphic texture, нем. biomorphische Struktur, фр. texture biomorphique] – структура осадочных пород с сохранившимися (целыми) остатками раковин и скелетов тех или иных организмов (Теодорович, 1935; Сермягин, 1936). Б. с. наблюдается преимущественно в известняках, полностью сложенных каким-либо определенным видом организмов (напр., мшанками, нуммулитами, фузули- нами, кораллами, фораминиферами, водорослями и др.) (табл. 76–79).

Биопелмикрит [biopelmicrite] – по классификации Фолка (Folk, (1959), *микрит* (см.), содержащий преимущественно органические остатки и пеллеты.

Биопелспарит [biopelsparite] – по классификации Фолка (Folk, 1959), яснокристаллическая карбонатная порода, содержащая в основном органические остатки и пеллеты.

Биосоматы [biosomata] – по классификации Монти (Monty, 1963), цельные (необломанные) органические остатки в морских известняках. Поскольку классификация Монти предназначена только для опреде-

ления пород в шлифах, то в ней под этим термином подразумеваются только органические остатки величиной 0,064–1 *мм.*

Биоспарит [biosparite] – по классификации Фолка (Folk, 1959), яснокристаллическая карбонатная порода, содержащая главным образо м органические остатки.

Биоспаррудит [biosparrudite] – по классификации Фолка (Folk, 1959), *рудит* (см.), содержащий в основном органические остатки, сцементированные яснокристаллическим кальцитом (доломитом).

Биостромы – автохтонные органогенные известняки, имеющие широкое площадное развитие и небольшую мощность. Б. представляют собой рифообразные тела со слоистым строением.

Ботроаренокриптит [bothroarenocryptfte] – по условной классификации Монти (Monty, 1963), морской известняк, состоящий в основном из криптозернистой основной массы с переменным количеством *ботролитов* (см.).

Ботроаренофитит [bothroarenophytite] – по классификации Монти (Monty, 1963), морской известняк, состоящий из водорослевой основной массы и переменного количества *ботролитов* (см.).

Ботрокриптаренит [bothrocryptarenite] – по классификации Монти (Monty, 1963), морской известняк, состоящий из *ботролитов* (см.), сцементированных криптозернистым кальцитом.

Ботролиты [bothrolithes]–по классификации Монти (Monty, 1963), комплекс корпускул (зерен), результат слипания мелких комочков карбонатного ила на дне моря.

Ботрошпатаренит [bothrospatharenite] – по классификации Монти (Monty, 1963), морской известняк, состоящий из *ботролитов* (см.), сцементированных яснокристаллическим кальцитом.

Брекчиевидный (брекчиевый) известняк (доломит) – горная порода, состоящая из угловатых обломков известняка или доломита, сцементированных карбонатным материалом (табл. 146, 147, 193; табл. 194, фиг. 1; табл. 195, 196; табл. 197, фиг. 1). Неправильный син. термина б р е к ч и е в ы й и з в е с т н я к .

Вакуолевая – трубчатая текстура [фр. structure vacuolaire] – пористая текстура пресноводных известняков или травертинов (кремнистых и известковых туфов) с большим количеством трубчатых пустот, образо вавшихся при разложении растительных остатков. Величина пустот достигает в диаметре нескольких миллиметров и в длину нескольких сантиметров. В изломах порода иногда имеет червеобразное строение, подчеркиваемое охристым веществом, выстилающим пустоты. Син. т р у б ч а т а я .

Вложенных конусов текстура [англ. Cone-in-cone structure, фр. structure des cones embottes) – синоним текстуры «конус в конус». В. к. т. характеризуется наличием в породе серий конусов, вложенных друг в друга; высота конусов колеблется от 2 до 10 *см,* иногда до нескольких десятков сантиметров. Текстура характерна для глинистокарбонатных пород (табл. 39–43). Син. ф у н т и к о в а я , р о ж к о в а я .

Воганит – известняк пелитоморфного строения, который предположительно является затвердевшим (литифицированным) дрыоитом. Малоупотребительный термин.

Волокнистая структура и текстура [англ, fibrous texture или structure, нем. faserige Struktur или Textur, фр. texture или structure fibreuse]. Термин предложен Науманном (Naumann, 1858 г.) для обозначения структур и текстур пород, сложенных преимущественно волокнистыми или тонкошестоватыми индивидами минералов. В. с. может не сопровождаться В. т., а проявляться в породах с беспорядочной текстурой (Швецов, 1934). В. т. обладают некоторые известняки, сталактитовые и сталагмитовые (натечные) образования и т. д. Волокни- 172 стая микроструктура

свойственна сферолитам и оолитам в оолитовых и сферолитовых известняках.

Гажа – 1. Осадки углекислого кальция, отложенные в водоемах озерно-болотного типа в результате выпадения CaCO3 из раствора. Образуют порошкообразную, рыхлую, рассыпчатую массу. Глинистые разновидности Г. называются пресноводными, озерными или луговым мергелем. Применяется для производства цемента и обжига извести. Син. о з е р н ы й , л у г о в о й м е р г е л ь , а л ь м , л и м н о к а л ь ц и т , л у г о в а я и з в е с т ь , п р е с н о в о д н а я и з в е с т ь . 2. В Закавказье и Средней Азии Г. называется рыхлая порода, состоящая из гипса, глины и песка. Употребляется в обожженном виде для штукатурки как вяжущее вещество.

Голокриптиты [holocryptites] – по классификации Монти (Monty, 1963), криптозернистые (пелитоморфные) карбонатные породы с величиной зерен 0,3–3 μ. Название малоупотребительное.

Горное молоко – натечные образования в виде полупрозрачных карбонатных корок на стенках пещер, обладающих молочно-белой окраской. Син. к а л ь к г у р .

Грануляция – замещение сравнительно крупнокристаллических зерен карбоната, обломков, раковин, оолитов и т. п., чаще всего в процессе диагенеза, агрегатом мельчайших зернышек (гранул). Г. обычно начинается с периферии обломков, раковин, оолитов и т. п. Происходит в результате механического воздействия, воздействия организмов – червей, водорослей и т. п. и периодических изменений среды диагенеза (Швецов, 1958).

Губчатая текстура [англ, spongy structure, нем. schwammige Tex- tur, фр. structure spongieuse] – характеризуется обилием пор с тонкими промежуточными стенками, благодаря чему порода напоминает губку. Наблюдается в известковых и кремнистых туфах, в которых является первичной пористой текстурой. В процессе выщелачивания иногда образуются вторичные Г. т.

Дайки нептунические известняковые (доломитовые) – вертикальные или наклонные дайки, пересекающие пласты разных пород. Основные разновидности даек: а) возникающие путем заполнения карбонатным илом трещин при подводных землетрясениях и б) образующиеся путем выдавливания карбонатного осадка в трещины в вышележащих пластах; различаются по соотношению с материнской карбонатной породой. От карбонатитовых даек (см. *Карбонатиты)* отличаются по составу минералов-примесей.

Дегрануляция – по С. Г. Вишнякову (1962). То же, что г р а н у л я ц и я (см.).

Дедоломитизация [de – приставка, указывающая на обратный процесс] – изменение доломитов, ведущее к частичному или полному замещению их кальцитом или другими карбонатами. Син. к а л ь ц и - т и з а ц и я.

Дендритовые известковые туфы – известковые туфы с дендрито- вой структурой, образующие куполообразные тела вокруг ядер, от которых тянутся во все стороны радиально расположенные ответвления. Малоупотребительное название.

Детрит [лат. detritus – перетертый] – мелко истертые обломки раковин или обрывки растений.

Детритовая, или детритусовая структура [англ, detrital texture, нем. detritische Struktur, фр. texture detritique]. Термин предложен В. А. Сермягиным (1936) и И. И. Танатаром (1938) для карбонатных пород, сложенных мелкими органогенными обломками размером более 0,01 *мм.* Син. б и т о р а к у ш е ч н а я с т р у к т у р а .

Детритовые породы [лат. detritus – перетертый] породы, сложенные раздробленным материалом, состоящим из скоплений обломков скелетных остатков организмов (обломков фауны, обрывков флоры).

Дизмикрит (dismicrite)–по классификации **Фолка (Folk, 1959),** *микрит* (см.), иначе микрозернистый карбонат с участками яснокристаллического кальцита (доломита).

Доломит–1. Минерал состава Ca, $Mg(CO_3)_2$. Двойники по пина- коиду, призмам и ромбоэдрам. Спайность сов. по (100). Тв. 3,5–4. Уд. в. 2,8–2,9. Цв. сероватый, белый, красноватый, реже темный. *Nm*= 1,681, *Nm–Np*=0,181; оптически отрицат.; 2V=0°. В HC1 растворяется при нагревании, на холоду – в тонком порошке. 2. Осадочная порода, состоящая более чем на 50% из минерала доломита. В доломитах часто содержится различная примесь кальцита, благодаря чему наблюдаются все переходы между известняками и доломитами. Примесь глинистого вещества обусловливает непрерывный ряд: доломит–глинистый доломит–доломитовый мергель.

Доломит известковый – по С. Г. Вишнякову (1933), доломит с содержанием от 25 до 50% $CaCO_3$.

Доломит отрицательно оолитовый – доломит, для которого характерны пустоты (поры) от выщелоченных оолитов.

Доломит отрицательно фузулиновый– характеризуется наличием пустот (пор) от выщелоченных фузулин.

Доломит ячеистый (пещеристый) – разновидность с многочисленными порами и кавернами.

Доломитизация – процесс обогащения донных илов или известковых горных пород углекислым магнием, сопровождающийся образованием значительных количеств доломита вплоть до полного замещения углекислого кальция доломитом.

Доломитовая мука – незначительные рыхлые скопления мелких кристаллов доломита – результат длительного выщелачивания известково-доломитовых или гипсово-доломитовых пластов (табл. 205).

Доломитолит – термин предложен Л. В. Пустоваловым (1940). Малоупотребительный син. термина д о л о м и т .

Дрьюит – тонкий пелитоморфный известковый ил, в образовании которого участвовали бактерии *Bacterium calcis,* открытые Дрью (Drew) в 1913 г.

Зернистая структура [англ, granular texture, нем. kornige Struktur, фр. texture grenue] – термин, широко применяемый для обозначения структуры пород, состоящих целиком из кристаллических зерен. Употребляется как син. термина к р и с т а л л и ч е с к и - з е р н и с т а я с т р у к т у р а . Различают равномерно- и неравномернозернистые структуры, а по величине зерна – грубо-, крупно-, средне-, мелко-, тонко- и микрозернистые структуры. Кайе (Сауеих, 1916), Тимофеев (1927) и др. употребляют термин З. с. для обозначения структуры пород, состоящих из зерен, видимых простым глазом.

Зональная текстура [англ, zonal или zonary structure, нем. zonale Textur, фр. structure zonaire, zonee] – текстура, для которой характерно наличие в породе зон, отличающихся друг от друга цветом, составом или структурой. Они могут иметь параллельное или концентрическое расположение и резко или нерезко отграничиваются друг от друга. Мощность их бывает различна и непостоянна. З. т. встречается в первичных и вторичных кремнистых породах, в известняках, кремнистом цементе песчаников и других осадочных породах.

Зооаренокриптит [zoonarenocryptite] – по классификации Монти (Monty, 1963), морской известняк, состоящий в основном из криптозернистой основной массы с переменным количеством органических остатков животных. образование условное, поскольку его трудно обосновать подсчетами компонентов.

Зооаренофитит [zooarenophytite] – по классификации Монти (Monty, 1963), морской известняк, состоящий из водорослевой основной массы и переменного количества органических остатков животных.

Зоогенная структура [англ, zoogenic texture, нем. zoogene Struk- tur, фр. texture zoogene] – структура пород, преимущественно известняков и кремнистых образований, состоящих в основном из скелетных остатков животных организмов, по роду которых З. с. и получает свое название (напр., коралловая, мшанковая, глобигериновая, нуммулитовая, гастроподовая и др.).

Зоогенные карбонатные породы – породы, состоящие не менее чем на 50% из скелетных остатков организмов, продуктов их жизнедеятельности, сложенных $CaCO_3$.

Зооклastаренокриптит (zooclastarenocryptite) – по классификации Монти (Monty, 1963), морской известняк, состоящий в основном из криптозернистой массы с переменным количеством зоодетрита. Этот и последующие подобные ему термины очень громоздки, а также в значительной мере условны в оценках «переменного количества».

Зооклastаренофитит (zooclastarenophytite) – по классификации Монти (Monty, 1963), морской известняк, состоящий из водорослевой основной массы и переменного количества зоодетрита.

Зооклastкриптаренит (zooclastcryptarenite) – по классификации Монти (Monty, 1963), морской известняк, состоящий из зоодетрита (0,064–1 *мм),* сцементированного криптозернистым кальцитом.

Зооклastшпатаренит (zooclastspatharenite) – по классификации Монти (Monty, 1963), морской известняк, зоодетрит которого (0,064– 1 *мм)* сцементирован яснокристаллическим кальцитом.

Зоокриптаренит (zoocryptarenite) – по классификации Монти (Monty, 1963), морской известняк, состоящий из остатков животных величиной 0,064–1 *мм,* сцементированных криптозернистым кальцитом.

Зоолиты (zoolithes) – по классификации Монти (Monty, 1963), морские массивные органогенные известняки, состоящие из остатков животных.

Зоошпатаренит (zoospatharenite) – по классификации Монти (Monty, 1963), морской известняк, состоящий из органических остатков животных величиной 0,064–1 *мм,* сцементированных яснокристаллическим цементом. Наименование «шпат» в этом термине, применяемое лишь к кальциту, вызывает возражения.

Известковая мука – рыхлая разновидность известкового туфа, а также рыхлые карбонатные заполнения в ноздреватых известняках.

Известковый ил – ил, состоящий преимущественно из CaCOз. Широко развит среди шельфовых осадков морей умеренного и теплого пояса, встречается в озерах. Большое распространение имеют илы, сложенные органическими остатками: фораминиферами, птероподами, известковыми планктонными водорослями (кокколитофоридами), обломками раковин и кальцитом химического происхождения. На дне океанов глубоководные осадки часто представлены глобигериновыми и другими известковыми илами.

Известковый туф – легкая, пористая, ячеистая порода, образовавшаяся в результате осаждения карбоната кальция как из горячих, так и из холодных источников. Часто содержит отпечатки растений и иногда раковины животных организмов. Употребляется как строительный материал, декоративный камень. Син. т р а в е р т и н (табл. 143, фиг. 2–4; табл. 144; табл. 145, фиг. 5, 6).

Известняк – осадочная горная порода, состоящая преимущественно из кальцита. При наличии примеси песчано-алевритового материала, глины, кремнезема, доломита, глауконита, битума и т. п. И. называется песчаным, алевритовым, глинистым, кремнистым, доломитовым, глауконитовым, битуминозным и т. п. По происхождению

И. бывают: 1) биогенные (зоо- и фитогенные), 2) хемогенные, 3) обломочные (обломочные и органогенно-обломочные), 4) смешанные (биохимические).

Известняк афанитовый – известняк, очень тонкозернистый (до скрытокристаллического). Агрегаты мельчайших кристалликов карбонатов не различимы невооруженным глазом. Нередко присутствует примесь кремнистого и глинистого материала, тонких алевритовых частиц.

Известняк биокластический [греч. bios – жизнь, klasticos – раздробленный]. Ч. Гильберт (см. Вильямс и др., 1957). Син. известняк органогенно-обломочный.

Известняк биоморфный – разновидность известняка, состоящая из более или менее целых остатков скелетных образований организмов, наир., коралловый, мшанковый (рифовый), фораминиферовый известняк и т. д. (Теодорович, 1935) (табл. 76–80).

Известняк водорослевый – известняк, состоящий из остатков водорослей или продуктов их жизнедеятельности; широко известны строма- толитовые, онколитовые, литотамниевые и многие другие водорослевые известняки (табл. 101–113). -

Известняк детритовый (детритусовый) – разновидность известняка, состоящая в основном из обломков скелетных образований организмов (детрита) (табл. 90–94).

Известняк доломитизированный – известняк, в котором кальцит частично замещен доломитом. Наблюдаются все переходы от известняков к доломитам.

Известняк доломитистый – согласно классификации, поддержанной некоторыми авторами (Вишняков, 1933), – доломитсодержащий известняк, в котором доломит составляет от 5 до 25% породы. Другие этот термин не употребляют или понимают его как син. доломитовый известняк.

Известняк доломитовый – по М. Э. Ноинскому (1913), все доломитсодержащие известняки, в которых доломит может составлять от 5 до 50% породы. Г. И. Теодорович (1935) предложил различать: 1) известняки слабодоломитовые (5–20% доломита), 2) доломитовые (20–35% доломита), 3) сильнодоломитовые (35–50% доломита). Некоторые авторы (Вишняков, 1933) называют доломитовыми известняки, содержащие от 25 до 50% доломита.

Известняк желваковый – известняк, в котором содержатся многочисленные плотные известковые желваки.

Известняк (доломит) кавернозный (ячеистый) – известняк (доломит) с многочисленными крупными порами и кавернами (табл. 52–54).

Известняк ленточный – разновидность слоистого, хорошо раскристаллизованного известняка желтовато-белого цвета с бурой каймой на контактах слоев. R. Schwinner (1925).

Известняк луговой – мергель озерного происхождения, содержащий пресноводную фауну и остатки растений. Син. гажа, лимно- кальцит, озерный мел.

Известняк обломочный – состоит из обломков карбонатных пород, иногда с примесью скелетных остатков организмов (табл. 146–154).

Известняк онколитовый – разновидность известняка, состоящая целиком или в большей своей части из *онколитов* (см.) и их обломков (табл. 112, фиг. 2, 3; табл. 113).

Известняк (доломит) оолитовый – карбонатная порода, сложенная в основном оолитами (табл. 126–135; табл. 162–167).

Известняк органогенный – сложен преимущественно скелетными остатками животных или растительных организмов или продуктами их жизнедеятельности. Различают известняки зоогенные (напр., фора- миниферовые, коралловые, брахиоподовые, криноидные, остракодовые,

гастроподовые и др.) и фитогенные (напр., водорослевые, литотамние- вые и др.). И. о. подразделяются на автохтонные – состоящие из органических остатков, погребенных в местах их обитания, и на аллохтонные – сложенные органическими остатками, перенесенными из мест их обитания в прилежащие районы (табл. 76–114).

Известняк (доломит) пелитоморфный – карбонатная порода, состоящая из мельчайших карбонатных частиц (≥0,01 *мм),* плотно прилегающих друг к другу (табл. 125, фиг. 1, 2; табл. 157, фиг. 1, 2).

Известняковый песок – песок, состоящий из зерен известняка.

Известняк песчанистый – известняк, содержащий (до 25%) примесь песчаного (обломочного) материала.

Известняк пизолитовый – крупноолитовый известняк, сложенный оолитами более 2 *мм* в поперечнике. Син. известняк крупноолитовый.

Известняк псевдоолитовый – известняк, сложенный оолитоподобными образованиями разного генезиса, не имеющими концентрически-скорлуповатого строения (табл. 123).

Известняк ризоидный – см. *Известняк стигмариевый.*

Известняк стигмариевый – известняк, содержащий корневые разветвляющиеся образования (стигмарии) и тонкие корешки (ризоиды) или их отпечатки.

Известняк (доломит) строматолитовый – известняк (доломит), состоящий из *строматолитов* (см.), карбонатных образований – продуктов жизнедеятельности водорослей и отчасти из их обломков (табл. 106–111; табл. 112, фиг. 1; табл. 178–184; табл. 186–188).

Известняк тафогермный – известняк, образовавшийся путем массового захоронения животных и растительных организмов, образующих крупные их скопления.

Инкорпорационная структура – образуется в мелко- и крупнообломочных осадочных породах в результате вдавливания одних обломочных зерен (обломков) в другие благодаря их различной устойчивости к растворению под давлением. И. с. чаще возникает при различном минеральном составе зерен (обломков), но иногда наблюдается и между зернами (обломками) минералогически однородными, поскольку растворимость зависит и от таких факторов, как структура кристаллически-зернистой минеральной массы в обломках, кристаллографические направления в минеральных терригенных зернах, наличие примесей. А. В. Копелиович (1960). Син. структура внедрения (табл. 149, фиг. 1).

Инкрустационная структура [англ, incrustation texture или structure, нем. Inkrustationsstruktur или Texture, фр. texture или structure incrustee] – для структуры характерно образование корок, нарастающих на обломках, раковинах, неровностях дна моря, рифах, стенках и т. п. В большинстве случаев корки сложены удлиненными кристаллическими зернами, радиально нарастающими на различные поверхности, иногда они имеют скрытокристаллическое или аморфное строение. И. с. может обладать порода или цемент. Син. корковая, крустификационная

Интракласты [intraclasts]–по классификации Фолка (Folk, 1959), окатанные или неокатанные обломки во внутриформационных конгломератах (гравелитах) и брекчиях карбонатного состава, образовавшиеся во время отложения осадков путем размыва тонких прослойков разной степени консолидации. Син. эндокласты (endoclasts). По Монти (Monty, 1961).

Интрамикрит (intramicrite) –по классификации Фолка (Folk, 1959), *микрит* (см.), более чем на 25% содержащий интракласты (см.).

Интрамикрудит [intramicrudite] – по классификации Фолка (Folk, 1959), *рудит* (см.), состоящий из *интракластов* (см.), сцементированных микрозернистым кальцитом (доломитом).

Интраспарит [intrasparite] – по классификации Фолка (Folk, 1959), карбонатная порода, состоящая более чем на 25% из *интракластов* (см.) сцементированных яснокристаллическим кальцитом (доломитом).

Ихнитовая текстура [ихнос –след] – текстура осадочных пород, содержащих следы животных (отпечатки ступней, ходы или борозды, образовавшиеся при ползании и др.).

Кавернозная текстура [англ, cavernous structure, нем. cavernose Textur, фр. structure caverneuse] – текстура, характеризующаяся наличием в породе обильных пустот, округло-неправильной формы размером больше 1 *мм.* В карбонатных породах К. т. обусловлена частичным выщелачиванием (табл. 52–54).

Кальклитит [calclithite]–по классификации Фолка (Folk, 1959), термин, обозначающий обломочный известняк, состоящий из обломков, образовавшихся при размыве более древних карбонатных толщ (в противоположность *интракластам* – см.).

Калькаренит [лат. arena – песок] – обломочный известняк (или доломит), состоящий из мелкозернистого (0,064–1 *мм)* известнякового (или доломитового) песка, образовавшегося из песчинок более древних известняков (или доломитов). Цемент–вторичный кальцит. Ч. Гильберт (Вильямс и др., 1957).

Кальклутит – то же, что калькаренит, но более крупнозернистого сложения. Компоненты (зерна), слагающие породу, более 1 *мм* в диаметре.

Кальцитизация – обогащение породы кальцитом вследствие замещения первоначальных ее составных частей углекислым кальцием или при заполнении кальцитом пор и трещин в породе.

Карбонатиты – карбонатные породы предположительно эндогенного происхождения, связанные с процессами магматизма, нередко залегающие в виде трубок, штоков и отдельных массивов.

Карбонатные породы – горные породы, состоящие из кальцита, доломита, магнезита, сидерита и других карбонатных минералов. По происхождению различают К. п.: 1) осадочные (известняки, доломиты, сидериты, мергели и др.), 2) изверженные (карбонатиты), 3) метаморфические (мраморы), 4) гипергенные (известковые коры, некоторые магнезиты и др.).

Карст [по названию известнякового плато в Каринтии] – явления выщелачивания, растворения, приводящие к развитию разнообразных наземных впадин, провалов и просадочных ложбин подземных пустот. К. обусловлен тем, что слагающие данный район горные породы (напр. гипсы, доломиты, известняки) легко подвергаются растворению (выщелачиванию) подземными и поверхностными водами.

Коккоконит [kokkokonit] – известняк, состоящий в главной своей массе из кокколитов (дисковидные мельчайшие известковые водоросли– кокколитофориды, распространенные в писчем мелу и в известковых отложениях открытого моря).

Комковатая структура – структура карбонатных пород, характеризующаяся тем, что в мелкозернистой массе породы наблюдаются небольшие комки неправильно-округлой овальной и продолговатой формы, состоящие из пелитоморфного криптокристаллического или мелкозернистого карбоната. Известняки, обладающие К. с., являются большей частью биохемогенными. Описанные комки могут быть окаменелыми экскрементами животных, продуктами жизнедеятельности сине-зеленых водорослей, иногда некоторых бактерий, а также иметь сложное происхождение. Часть известняков, отличающихся К. с., отно-

сится к копрогенным. О. С. Грачева (1935) (табл. 120, 121; табл. 122, фиг. 2; табл. 123, фиг. 1; табл. 124, фиг. 1; табл. 191).

Конкреционная текстура [англ, concretionary structure, нем. Konkretionstextur, фр. structure concrétionée] – характерна для различных осадочных пород, содержащих большое количество конкреций того или иного состава.

Конус в конус текстура [англ, cone-in-cone structure, нем. cone-fn- cone Textur, фр. structure cone-in-cone] – текстура, присущая некоторым известково-глинистым и глинистым породам (мергелям, аргиллитам и т. п.) и характеризующаяся наличием в породе серий конусов, вложенных друг в друга. Высота конусов обычно от 2 до 10 *см,* иногда до нескольких десятков сантиметров. Син. фунтиковая, рожковая, вложенных конусов текстура (табл. 39–43).

Конформная структура – характеризуется наличием плавноизогнутых линий контактов между обломочными зернами (обломками). К. с. может возникать в мелко- и крупнообломочных породах. Развитие К. с., обусловленное процессами растворения под давлением (но не пластической деформацией), отличается от пластовых структур в метаморфических породах «разъемностью» соприкасающихся зерен (обломков). Наиболее интенсивное развитие К. с. часто совпадает с направлением гравитационного вектора. А. В. Копелиович (1960). Син. структура взаимного приспособления форм.

Концентрическая или концентрически-скорлуповатая текстура [англ, concentric или concentric-conchoidal structure, нем. conzentrische или konzentrisch-schalige Textur, фр. structure concentrique] – **харак**теризуется наличием в породе участков различного состава или структуры, имеющих форму сферических оболочек, вложенных друг в друга.

Копроаренокриптит [coproarenocryptite] – по классификации Монти (Monty, 1963), морской известняк, состоящий в основном из криптозернистой основной массы с переменным количеством *копролитов* (см.).

Копроаренофитит [coproarenophytite] – по классификации Монти (Monty, 1963), морской известняк, состоящий из водорослевой основной массы и переменного количества *копролитов* (см.).

Копрогенная порода – осадочная порода, образовавшаяся из окаменевших экскрементов животных (табл. 118, 119).

Копрокриптаренит [coprocryptarenite] – по классификации Монти (Monty, 1963), морской известняк, состоящий из *копролитов* (см.), сцементированных криптозернистым кальцитом.

Копролитовая [копрогенная] структура [англ, coprogenic structure, нем. koprogene Textur, фр. texture coprogene] – структура осадочных пород, образовавшихся из окаменевших фекалий, экскрементов животных. Син. пеллетовая структура (табл. 118, 119).

Копролиты [копрос – помет] – окаменевшие экскременты животных. Ф. Зенфт (Senft, 1857).

Копрошпатаренит [coprospatharenite] – по классификации Монти (Monty, 1963), морской известняк, состоящий из *копролитов* (см.), сцементированных яснокристаллическим цементом.

Коралловые рифы – биогенные карбонатные сооружения различной формы и размера на дне моря, образованные колониальными кораллами. К. р. бывают трех типов: 1) береговые рифы, непосредственно опоясывающие берег, 2) барьерные рифы, отделенные от берегов проливом, 3) коралловые острова – атоллы, имеющие форму кольца, внутри которого находится лагуна.

Корковая структура – см. *Инкрустационная структура.*

Коррозия поверхностей напластования – термин, наиболее часто применяющийся для обозначения явлений прибрежного и подводного выщелачивания карбонатных пород. К. происходит под влиянием атмосферных осадков (например в литоральной полосе), а также морских

и озерных вод, обогащенных CO_2 и H_2S. От континентального карста К. п. н. отличается незначительными размерами выщелоченных пустот во всех случаях, кратковременностью их образования и почти полным отсутствием незаполненных каверн. К. п. н. в отличие от карста является сингенетичной по отношению к отложениям, ее заключающим.

Криптитосоматиты [cryptitosomatites] – по классификации Монти (Monty, 1963), морские известняки, состоящие из зерен различного происхождения, сцементированных микрозернистым цементом (<10%). Термин малораспространенный.

Криптиты [cryptites] – по классификации Монти (Monty, 1963), криптозернистые (пелитоморфные) известняки с величиной зерен 0,3–3 р.

Криптокристаллическая структура [греч. kryptos – скрытый, тайный, англ, cryptocrystalli·ne texture, нем. kryptokristallinische Struktur, фр. texture cryptocristalline] – см. *Пелитоморфная структура.*

Кристаллически-зернистая структура [англ, crystalline-grained texture, нем. kristallinischkornige Struktur, фр. texture gristalline grenue] – термин, охватывающий комплекс структур пород, состоящих полностью из кристаллических зерен.

Кукерсит (кукерский сланец)–горючий известковисто-глинистый сланец бурого цвета, содержит большое количество синезеленых водорослей *Gloecapsomorpha prisca,* сходных с современным родом *Gloeocapsa.* Содержание органического вещества изменяется в широких пределах и достигает 75%. Распространен в ордовике Эстонской ССР.

Лимнокальцит – пресноводный известняк, содержащий раковины пресноводной фауны и остатки растений. См. *Гажа.*

Литографский известняк – см. *Литографский камень.*

Литографский камень – слабоглинистый известняк, плотный, тонкозернистый, твердый, мелкопористый. Благодаря его свойству удерживать границы рисунка и красок применяется в литографии. Наиболее известны залежи юрского литографского камня в золенгофене, знаменитые находками археоптериксов, птеродактилей и др.

Литоидная структура – то же, что скрытокристаллическая структура.

Литоидный известковый туф – плотный известковый туф с афани- товой структурой.

Луговой мергель – см. *Гажа.*

Лучистая структура [англ, radial texture, нем. strahlige Struktur, фр. texture rayon nee] – **см.** *Радиально-лучистая структура.*

Люмашель – французское название известняков, состоящих полностью из раковин моллюсков. Син. *ракушник.*

Лютит [lutite] – по А. Грэбо и по классификации Фолка (Folk, 1959), карбонатная порода, состоящая из *аллохемов* (см.) величиной от 0,004 до 0,062 *мм.* Л. доломитового состава называют дололютит (dololutite), а кальцитового – кальклютит (calclutite).

Магнезит – карбонатная порода, состоящая более чем на 50% из минерала магнезита ($MgCO_3$).

Микрокристаллическая структура [англ, macrocrystalline texture, нем. makrokri'stalline Struktur, фр. texture macrocristalline] – полнокристаллическая структура, при которой отдельные кристаллические зерна различимы невооруженным глазом. Диаметр зерна больше 1 *мм.* Син. *крупнокристаллическая структура.*

Массивная текстура [англ, massive structure, нем. massige Textur, Massivtextur, фр. structure massive] – характеризуется беспорядочным неориентированным расположением составных частей породы. Породы при расколе дают неправильной формы обломки. М. т. противоположна параллельным и центрическим текстурам. Син. неориентированная. Некоторые авторы (Naumann, 1849) этот термин употребляют

для обозначения текстуры неслоистых пород. В этом значении синонимом массивной текстуры является н е с л о и с т а я т е к с т у р а .

Мел озерный – тонкозернистая, слабо сцементированная известь, встречающаяся в речных поймах и на дне озер. Син. л и м н о к а л ь ц и т .

Мел писчий – белый, марающий, слабо сцементированный известняк ($CaCO_3$ 91–98,5%), состоящий из остатков микроскопически малых известковых водорослей кокколитофорид (из известковых панцирей– кокколитов, дисколитов, рабдосфер и т. п.), фораминифер, мелкозернистого ромбоэдрического и микрозернистого порошкообразного кальцита с размерами частиц около 0,01 *мм*. Мело-подобные известняки широко распространены в некоторых толщах третичного и мезозойского возраста, но в отложениях палеозойской системы редко сохраняются. Широко применяется в строительном деле, химической, стекольной промышленности и др.

Мергель [нем.] – осадочная горная порода смешанного глинисто-карбонатного состава. М. обычно содержит 25–50% нерастворимого остатка (SiO_2+R_2O_3). В зависимости от состава породообразующих карбонатных минералов М. делятся на кальцитовые и доломитовые, а от состава нерастворимого остатка – на кремнеземистые мергели и мергели. Широко применяются в цементной промышленности (табл. 219–225).

Мергель цементный – мергель, по составу являющийся естественным портланд-цементом, удовлетворяющим установленным для цементного производства стандартным требованиям.

Микрит [micrite]– по классификации Фолка (Folk, 1959), карбонатная порода, состоящая в основном из мелкозернистого кальцита (или доломита).

Микрозернистая структура [англ, microgranular textur, нем. mikro- granulare Struktur, фр. texture microgrenue] – структура пород, состоящих из зерен величиной 0,01 *мм* и меньше (по данным некоторых авторов, размеры зерен могут достигать 0,05 *мм)*. Син. п е л и т о м о р ф н а я с т р у к т у р а .

Микрослоистая текстура [англ, microstratified structure, нем. schich- tige Mikrotextur, фр. structure microstratittee] – разновидность слоистой текстуры, в которой слойки различимы только под микроскопом (табл. 68–70; табл. 216, фиг. 3; табл. 217, фиг. 1; табл. 223, фиг. 3).

Микроспарит [microsparite] – по классификации Фолка (Folk, 1959), отчетливо мелкокристаллическая карбонатная порода, т. е. *микрит* (см.), состоящий из мельчайших кристаллов карбонатов, а не из обломков или иных образований.

Мозаичная структура [англ, mosaic texture, нем. Mosaik-Struktur, фр. texture mosaique] – структура доломитов, при которой кристаллы доломита плотно прилегают друг к другу и имеют более или менее четко выраженные свойственные им ромбоэдрические формы. Термин малоупотребительный.

Мостовая структура [англ, plaster texture, нем. Pflasterstruktur, фр. texture en paves] – разновидность гранобластовой структуры, характеризующаяся тем, что зерна породы срастаются друг с другом по прямым, а не зубчатым линиям и более или менее изометричны (имеют полигональные или округлые очертания). Син. н е з у б ч а т а я , т о р ц о в а я , б р у с ч а т а я , с о т о в а я .

Неправильно-зернистая структура – этим термином **М. С.** Швецов (1934) обозначает разновидности кристаллически-зернистых структур, характеризующиеся неправильными ограничениями зерен минералов (извилистыми, лапчатыми, занозистыми).

Нодулярная текстура и структура [nodularis – узловатый] – узловатая текстура, характеризующаяся наличием в породе участков (узлов

или пятен), представляющих собой обособления округлой формы на фоне однородной основной массы породы. А. Н. Заварицкий предлагает применять термин по отношению к осадочным породам в отличие от узловатой структуры метаморфических пород.

Онколиты – округлые известковые стяжения концентрического строения, возникающие в результате жизнедеятельности синезеленых водорослей. Характерной особенностью О. является волнисто-слоистое строение слагающих их оболочек. В отличие от строматолитов О. свободно перекатывались водой по дну водоема (табл. 112, фиг. 1, 2; табл. 113; табл. 185).

Ооларенокриптит [oolarenocryptite] – по классификации Монти (Monty, 1963), морской известняк, состоящий в основном из криптозернистой основной массы с переменным количеством *оолитов* (см.).

Ооларенофитит [oolarenophytite] – по классификации Монти (Monty, 1963), морской известняк, состоящий из водорослевой основной массы и переменного количества *оолитов* (см.).

Оокриптаренит [oocryptarenite] – по классификации Монти (Monty, 1963), морской известняк, состоящий из *оолитов* (см.), сцементированных криптозернистым кальцитом.

Оолитовая структура [англ, oolitic texture, нем. oolitische Struktur, фр. texture oolithique] – широко развита в карбонатных породах и характеризуется наличием оолитов, цементированных кристаллически- зернистым или скрытокристаллическим карбонатом – кальцитом или доломитом (табл. 126–136; табл. 163, 164).

Оолитоподобная структура – см. *Псевдоолитовая структура.*

Оолиты [греч. ооп – яйцо + lithos – камень] – шаровидные или эллипсоидальные образования карбонатного или иного состава, обладающие концентр ически-скорлуповатым, иногда радиально-лучистым строением; центром нарастания может быть песчинка или обломок раковины.

Оомикрит [oomicrite]– по классификации Фолка (Folk, 1959), *микрит* (см.), содержащий оолиты больше, чем на 25%.

Оомикрудит [oomicrudite] – по классификации Фолка (Folk, 1959), *рудит* (см.), состоящий из оолитов, сцементированных микрозернистым кальцитом (доломитом).

Ооспарит [oosparite] – по классификации Фолка (Folk, 1959), яснокристаллическая карбонатная порода, содержащая оолитов более 25%.

Ооспаррудит [oosparrudite] – по классификации Фолка (Folk, 1959), *рудит* (см.), состоящий более чем на 25% из оолитов, сцементированных яснокристаллическим кальцитом (доломитом).

Оошпатаренит [oospatharenite] – по классификации Монти (Monty, 1963), морской известняк, состоящий из мелких *оолитов* (см), сцементированных яснокристаллическим кальцитом.

Органогенная структура [англ, organogenous texture, structure, нем. organogene Struktur, Textur, фр. texture, structure organogene]– структура осадочных горных пород, состоящих в большей своей части из органических остатков растительного или животного происхождения. Различают структуры: зоогенные, образовавшиеся в результате жизнедеятельности животных организмов, и фитогенные – в результате жизнедеятельности растений (табл. 76–114).

Органогенно-детритовая структура [англ, organogenous-detrital structure, нем. organogene detritische Struktur, Textur, фр. texture, structure organogene-detritique] – наблюдается в породах, состоящих в основном из обломков органических остатков (растительных или животных) (табл. 90–94).

Ортохемы [orthochems] – по классификации Фолка (Folk, 1959), компоненты карбонатных пород химического происхождения, не претерпевшие переноса: микрозернистый карбонат, яснокристаллический

кальцит и другие карбонатные минералы, образовавшиеся путем замещения и перекристаллизации.

Осадочный будинаж [sedimentary boudinage] – развальцевание или разлинзование: процесс разделения пластов в той или иной степени консолидированных осадочных пород на отдельные линзы под влиянием давления при оползнях (в том числе подводных). Соответствующая текстура характеризуется наличием линз-закрутышей, ограниченных плоскостями скольжения. По Фохту (Voight, 1962), эти линзы называют *факоидами* (см. табл. 36, 37).

Паркетовидная структура – син. м о с т о в а я .

Пелитоморфная структура – разновидность кристаллической структуры, характеризующаяся настолько мелкими размерами частиц (<0,01 *мм),* что отдельные минеральные индивиды неразличимы даже при самых сильных увеличениях микроскопа и кристаллический характер обнаруживается только благодаря суммарному действию минеральных агрегатов на поляризованный свет. Син. с к р ы т о к р и с т а л л и ч е с к а я , к р и п т о к р и с т а л л и ч е с к а я (табл. 125, фиг. 1, 2; табл. 157, фиг. 1, 2).

Пеллетовая структура – см. *Копролитовая структура.*

Пеллеты, или фекалии, – мелкие округлые образования, представляющие собой экскременты различных илоядных животных. Син. к о п - р о л и т ы.

Пелмикрит [pelmicrite] – по классификации Фолка (Folk, 1959), карбонатная порода, состоящая в основном из *пеллет* (см.), сцементированных микрозернистым кальцитом (доломитом).

Пелспарит [pelsparite] – по классификации Фолка (Folk, 1959), карбонатная порода, состоящая в основном из *пеллет* (см.), сцементированных яснокристаллическим кальцитом (доломитом).

Петельчатая текстура [микротекстура] – текстура карбонатных руд (сидеритов и пр.), в которых разноокрашенные или разного состава прослойки, попеременно сближаясь и расходясь, образуют «петли».

Пойкилобластическая или пойкилобластовая структура [англ, poikiloblastic texture, нем. poikiloblastische Struktur, фр. texture poecilo- blastique] – термин предложен Бекке (Becke, 1903) для обозначения разновидности кристаллобластовой структуры, характеризующейся наличием различно ориентированных мелких включений минералов в более крупных кристаллических зернах. Часто встречается в соляных и карбонатных породах (табл. 211, 212, 213).

Полигональная структура [англ, polygonal texture, нем. polygonale $truktur, фр. texture polygonale] – см. *мозаичная, торцовая, мостовая структуры.*

Полулунные ооциты [halfmoon oolites] – оолиты, состоящие из чередующихся оболочек ангидрита и карбоната (кальцит, доломит). При избирательном выщелачивании ангидрита оолиты (или только их внутренние части) сплющиваются, приобретая полулунную форму (Carozzi, 1963).

Пористая текстура [англ, porous structure, нем. porose, или ltickige Textur, фр. structure poreuse] – текстура пород, обогащенных порами и пустотами. Различают первичную и вторичную П. т.: первичная образуется одновременно с образованием породы (напр., в известковых и кремнистых туфах), вторичная – в результате вторичных процессов выщелачивания пород, растворения раковин, доломитизации известко- вистых пород и т. д.) (табл. 71; табл. 72–76; табл. 174, фиг. 1, 2; табл. 177, фиг. 1, 2; табл. 190, фиг. 1).

Пористость – общий объем всех пустот в породе. Количественно П. породы обычно характеризуют коэффициентом П., равным отношению объема пор ко всему объему породы. По происхождению разли-

чают: первичную П. – пустоты между частицами, возникающие при образовании данной породы, и вторичную – пустоты, образующиеся в сформировавшихся породах в результате последующих процессов (поры растворения, трещины и пустоты, возникающие при кристаллизации, сокращении объема, выветривании и т. д.). П. общая – общий объем пор независимо от их формы, величины и взаимного расположения и связи; П. эффективная – суммарный объем сообщающихся между собой пор и пустот в породе; П. динамическая – с учетом пор, через которые возможно движение жидкости при эксплуатации нефтяных пластов. По размеру выделяют три группы пор: сверхкапиллярные (0,5*мм),* капиллярные (0,5–0,0002 *мм),* субкапиллярные (0,0002 *мм).*

Правильно-зернистая структура – термин употребляется М. С. Швецовым (1934) для характеристики равномерно-кристаллически-зерни- стой структуры, при которой зерна имеют простые очертания.

Прожилковая текстура – текстура карбонатных руд (гл. обр. сидеритов), отличающаяся присутствием в основной массе карбонатной породы прожилков карбонатов другого состава или окраски.

Протодоломит – первичный доломит. В настоящее время под протодоломитом в иностранной литературе понимают первичную, неустойчивую модификацию доломита.

Псаммо-алевропелитоморфная структура [англ, psammo-aleuro-pelitomorphic texture, нем. psammo-aleuro-pelitomorphe Struktur, фр. texture psammo-aleuro-pelitomorphe] – структура глинисто-карбонатных и карбонатных пород, характеризующихся присутствием в пели- томорфной глинисто-карбонатной или карбонатной массе породы песчаных и алевритовых частиц (в сумме более 5%) (табл. 224, фиг. 2).

Псевдобрекчиевая структура [англ, pseudobrecci'a texture, нем. pseudobreccien Struktur, фр. texture pseudobrechoide] – характеризуется наличием угловатых, неправильной формы участков породы, по общему облику напоминающих обломки. Эти участки отличаются от вмещающей их массы по составу, структуре или окраске. П. с. чаще всего возникает в результате вторичных (эпигенетических) изменений породы (неравномерное ожелезнение, окварцевание, доломитизация и т. п.) (табл. 198; табл. 210, фиг. 4).

Псевдоконгломератовая структура [англ. pseudoconglomeratic structure, фр. texture pseudo conglomérée]– этим термином М. С. Швецов (1934) обозначает макротекстуру пятнистых пород, которые в результате выветривания приобретают конгломератовидный облик. Изучение таких пород под микроскопом показывает, что главная составляющая масса породы и пятна имеют в общем одинаковый состав и различаются лишь по окраске. Иногда причиной псевдоконгломера- товой структуры породы является наличие в ней литифицированных остатков организмов, особенно водорослей.

Псевдоолитовая структура [англ, pseudoolitic texture, нем. pseudo- olitische Struktur, фр. texture pseudoolithique] – структура, имеющая сходство с оолитовой структурой, но шаровые образования которой лишены концентрически-скорлуповатого или радиально-лучистого сложения. Характерна для карбонатных пород. Псевдоолиты могут быть гранулированными или перекристаллизованными оолитами или копро- литами (табл. 226, фиг. 5).

Псевдоолиты – различные округлые образования в известняках и доломитах, не имеющие концентрически-скорлуповатой или радиально-лучистой структуры. Генезис оолитоподобных образований может быть различный: это могут быть конкреции более плотного известняка в раскристаллизованной же карбонатной массе, окатанные обломки карбонатных пород или органических остатков, копролиты или комки сложного происхождения, связанные известковым же цементом.

Пятнистая текстура [англ, mottled или spotted texture, нем. fleckig. Textur, фр. structure tachetee] – характерна для некоторых измененных осадочных пород, наир, доломитизированных или перекристалли- зованных органогенных известняков. Пятна представляют собой либо различно раскристаллизованные участки однородной породы, либо отличаются по составу, но не имеют четких границ, иногда они зависят от неравномерного распределения в породе окраски. Син. у з л о в а т а я , н о д у л я р н а я .

Радиальная структура [англ, radiated texture, нем. radiale Structur, фр. texture radiaire] – см. *Радиально-лучистая структура.*

Радиально-лучистая структура [англ, radial texture, нем. radialstrahlige Struktur, фр. texture rayonée] – характеризуется радиальнолучистым расположением игольчатых индивидов кристаллического вещества, образующего сферолиты или перьевидные сростки. Син. л у ч и с т а я , р а д и а л ь н а я , р а д и о л и т о в а я , с ф е р о л и т о в а я (табл. 137; табл. 138, фиг. 1, 2; табл. 141, фиг. 3; табл. 142, фиг. 2; табл. 168; табл. 170).

Радиолитовая структура [англ, radiolith texture, нем. radiolithische Strukture, фр. texture radiolitique] – см. *Радиально-лучистая структура.*

Раздоломичивание – син. д е д о л о м и т и з а ц и я .

Ракушник (ракушечник) – известняк, образованный преимущественно сцементированными раковинами различных организмов и их обломков (табл. 84, 85; табл. 88, фиг. 3–5; табл. 89, фиг. 2–3). Доломитовые Р. образуются путем замещения известковых (табл. 174, фиг. 1).

Реликтовая структура [лат**.** relictus – оставленный, англ, relic texture, нем. reliktische Struktur] – структура измененных пород, сохранивших остатки первоначальной структуры. Напр. реликтовая органогенная (табл. 171 –176; 177, фиг. 2, 3), реликтовая оолитовая

(табл. 162, 165) структуры доломитов. Син. о с т а т о ч н а я .

Рожковая текстура [structure en cornets] – см. *Текстура «конус в конус».*

Рудит [rudite] – по классификации Фолка (Folk, 1959), карбонатная порода, состоящая из *аллохемов* (см.) величиной более 1 *мм.* Р. доломитового состава называются долорудитами (dolorudite), а кальцитового – калькрудитами (calkrudite).

Сахаровидная структура [англ, saccharoidal texture, нем. saccha- roide, zuckerkornige Struktur, фр. texture sacchoroide] – мелко- и равномернозернистая кристаллическая структура карбонатных, ангидритовых, гипсовых, полигалитовых, галитовых и других химически осажденных пород, обладающих в штуфе сахаровидным обликом.

Сгустковая структура [нем. Gerinnselstruktur, фр. texture a gru- meaux, grumeleuse] – характерна для тонко- и мелкозернистых известняков, в которых основная масса породы неравномерно раскристалли- зована. На фоне тонко- и мелкозернистого агрегата зерен кальцита наблюдаются округлые или неправильной формы пятна, напоминающие сгустки карбонатного вещества, отличающегося пелитоморфной (скрытокристаллической) или микрозернистой структурой. Обычно контуры этих сгустков нечеткие, размер до 0,5 *мм* в поперечнике (табл. 122, фиг. 1, 3; табл. 192).

Сидерит–карбонатная порода, состоящая более чем на 50% из минерала сидерита ($FeCO_3$).

Сликолиты – бороздчатые поверхности с параллельной штриховкой, напоминающие стилолиты. Образуются при скольжении и провяливании крупных глыб карбонатных пород в карстовые полости. Вдоль сликолитовых швов наблюдается перекристаллизация карбонатной породы. M. Nitecki (1962) (табл. 55, фиг. 1, 2).

Соматитокриптиты [somatitocryptites] – по классификации Монти (Monty, 1963), морские известняки, состоящие из зерен различного происхождения и микрозернистой основной массы, находящихся в различных соотношениях. Термин неопределенный.

Соматитофититы [somatitophytites] – по классификации Монти (Monty, 1963), морские известняки, состоящие из водорослевой основной массы и переменного количества зерен различного происхождения. Термин малоприменимый.

Сталагмиты – минеральные натечные образования (чаще известковые), возникающие на дне пещер, нарастающие снизу вверх (табл. 56, фиг. 2; табл. 57, фиг. 1).

Сталактиты – известковые натечные образования, нарастающие на потолках пещер, рудников и опускающиеся вниз наподобие сосулек. Сталактиты и сталагмиты могут соединяться в колонны известковой накипи, которые в дальнейшем выполняют пещеры или отдельные их участки (табл. 56, фиг. 2; табл. 57, фиг. 2, 3; табл. 58, фиг. 1).

Стилолитовая текстура [лат. stilus – грифель, палочка для письма, англ, stylolithic structure, нем. stylolithi'sche Textur, фр. structure stylolithique] – характеризуется наличием в породах шиповидных, столбчатых, цилиндрических или призматических выступов одного слоя осадочной породы, проникающих в другой, его покрывающий. Выступы обладают тонкой продольной штриховатостью, часто покрыты сверху глинистыми налетами. В разрезах, перпендикулярных слоистости, стилолиты (выступы) имеют зубчатую (сутурную) линию соприкосновения слоев. С. т. обычно образуется в известняках, доломитах, мергелях, реже в сланцах, кварцитах, песчаниках, аргиллитах (табл. 44–51).

Столбчатая текстура [нем. Saulentextur, фр. structure columnaire]–см. *Стилолитовая текстура.*

Строматолиты [Stromatolith, Stromatos – подстилка, ковер] – карбонатные (известковые или доломитовые) стяжения сложного строения и различной формы, возникшие в результате жизнедеятельности низших водорослей (синезеленых и др.) в условиях мелководья. Образуют чаще всего караваеобразные, линзовидные, пластовые и столбчатые формы. Кроме карбонатов органического происхождения, в строении С. принимают участие карбонаты, образовавшиеся химическим путем, а также илистый или песчано-алевритовый материал. Встречаются начиная с древнейших отложений до современных (табл. 106–111; табл. 112, фиг. 1; табл. 178–184; табл. 186–188).

Структура (строение) горной породы – совокупность признаков породы, определяемых морфологическими особенностями ее составных частей и их пространственными взаимоотношениями; в узком значении – это совокупность признаков, обусловленных величиной и формой составных частей породы (степенью кристалличности, размерами и формой кристаллических зерен, способом сочетания их между собой, определяемыми часто лишь под микроскопом). Противопоставляется текстуре, зависящей от расположения и распределения составных частей. В иностранной литературе, особенно в английской, эти термины употребляют в диаметрально противоположном значении.

Сферическая, сфероидная, сфероидальная структура [англ, spheroidal texture или structure, нем. spharoidische или spharische, или spharoidale Struktur или Textur, фр. texture, structure speroidale] – широкий термин, обнимающий все структуры с концентрическим или радиальным расположением составных частей породы вокруг некоторых центров. Разновидностью С. с. является оолитовая структура. Син. ш а р о в а я , ц е н т р и ч е с к а я .

Сферолитовая структура [англ, spherolitic texture, нем. spharoli- thische Struktur, фр. texture spherolilique] – структура, характеризую-

щаяся наличием сферических образований радиально-лучистого строения, называемых сферолитами. Сферолиты могут быть полными – шаровидными и неполными, имеющими вид открытых вееров. При скрещенных николях в сферолитах обычно наблюдается черный крест, центр которого совпадает с центром сферолита. Сферолитовая структура свойственна преимущественно кремнистым породам, состоящим из халцедонов, некоторым карбонатным, боратовым и другим породам. Размер сферолитов иногда до нескольких миллиметров и даже до нескольких сантиметров (табл. 137 и 168).

Текстура [лат. textura – ткань, сплетение, строение] – особенности расположения и соотношения отдельных составных частей породы. См. *Структура.*

Торцовая структура [англ, plaster texture, нем. Pflasterstruktus, фр. texture en paves] – разновидность гранобластовой структуры, характеризующейся тем, что минеральные зерна, слагающие породу, более или менее изометричны, срастаются друг с другом по прямым линиям и обладают многоугольными контурами. Под микроскопом такая структура напоминает торцовую мостовую, откуда и произошло название. Син. мостовая, брусчатая, сотовая.

Травертин [итал. Travertino – город в Италии] – пористый известняк, отложенный холодными, чаще горячими углекислыми источниками. В качестве примесей обычно отлагаются стронцианит, барит и некоторые другие минералы. Т. обладает пористым, ноздреватым или скор- луповатым сложением (табл. 143, фиг. 2–4; табл. 144; табл. 145, фиг. 5, 6). Син. известковый туф, известковая накипь, тибуртинский камень.

Трубчатая текстура – текстура, обусловленная наличием вытянутых, трубковидных пустоток, прямых или изогнутых, обычно параллельных друг другу.

Туф известковый – см. *Известковый туф, травертин.*

Туфовая структура [англ, tuffaceous texture, нем. tuffige Struk- tur] – в карбонатных породах этим термином обозначают структуру известковых туфов, характеризующуюся последовательным нарастанием концентрических корок, инкрустирующих обычно органические остатки, обломки известняков или песчинки. Эти корки, разрастаясь, образуют основную сильнопористую массу породы.

Узловатая текстура [англ, nodular texture и structure, нем. knotige Struktur и Textur, фр. texture и structure noduleuse или noueuse] – характеризуется наличием в общей массе породы образований округлой формы, имеющих вид узелков. Эти узелки отличаются от преобладающей массы породы по составу и не имеют с ней резких границ.

Факоиды [греч. fakos – чечевица] – чечевицеобразной формы образо вания зернистого сложения или в виде желваков, заключенные в сильно спрессованных породах под влиянием давления при оползнях или динамометаморфизме (табл. 36).

Фитоаренокриптит [phytoarénocryptite] – по классификации Монти (Monty, 1963), морской известняк, представленный в основном криптозернистой основной массой с переменным количеством растительных органических остатков.

Фитоаренофитит [phytoarénopfytite] – по классификации Монти (Monty, 1963), морской известняк, состоящий из водорослевой основной массы и переменного количества отдельных растительных остатков.

Фитокластаренокриптит [phytoclastarénocryptite] – по классификации Монти (Monty, 1963), морской известняк, сложенный в основном криптозернистой массой с переменным количеством фитодетрита.

Фитокластаренофитит [phytoclastarénophytite] – по классификации Монти (Monty, 1963), морской известняк, состоящий из водорослевой основной массы и переменного количества фитодетрита.

Фитокласткриптаренит [phytoclastcryptarénite] – по классификации Монти (Monty, 1963), морской известняк, -представленный фитодетритом (0,064–1 *мм),* сцементированным криптозернистым кальцитом.

Фитокластошпатаренит [phytoclastspatharénite] – по классификации Монти (Monty, 1963), морской известняк, состоящий из фитодетрита (0,064–1 *мм),* сцементированного яснокристаллическим кальцитом.

Фитокриптаренит [phytocryptarénite] – по классификации Монти (Monty, 1963), морской известняк, сложенный растительными органическими остатками величиной 0,064–1 *мм,* сцементированный криптозернистым кальцитом.

Фитолиты [phytolithes] – по классификации Монти (Monty, 1963), морские водорослевые известняки.

Фитошпатаренит [phytospatharénite] – по классификации Монти (Monty, 1963), морской известняк, состоящий из растительных органических остатков величиной 0,064–1 *мм,* сцементированных яснокристаллическим цементом.

Фунтиковая текстура – см. *Конус в конус текстура.*

Хондроаренокриптит [chondroarénocryptite] – по классификации Монти (Monty, 1963), морской известняк, состоящий из криптозернистой основной массы с переменным количеством *хондролидитов* (см.).

Хондроаренофитит [chondroarénophytite] – по классификации Монти (Monty, 1963), морской известняк, сложенный водорослевой основной массой и переменным количеством *хондроидов* (см.).

Хондроидоаренокриптит [chondroidoarénocryptite] – по классификации Монти (Monty, 1963), морской известняк, состоящий из криптозернистой основной массы с переменным количеством *хондроидов* (см.).

Хондроидоаренофитит [chondroidoarénophytite] – по классификации Монти (Monty, 1963), морской известняк, состоящий из водорослевой основной массы и переменного количества *хондроидов* (см.).

Хондроидокриптаренит [chondroidocryptarénite]– по классификации Монти (Monty, 1963), морской известняк, представленный *хондроидами* (см.), сцементированными криптозернистым цементом.

Хондроидошпатаренит [chondroidospatharénite] – по классификации Монти (Monty, 1963), морской известняк, состоящий из хондроидов, сцементированных яснокристаллическим кальцитом.

Хондроиды [chondroides] – по классификации Монти (Monty, 1963), округлые корпускулы (зерна) карбонатов криптокристаллического сложения и неясного происхождения.

Хондрокриптаренит [chondrocryptarenite] – по классификации Монти (Monty, 1963), морской известняк, состоящий из *хондроидов* (см.), сцементированных криптозернистым кальцитом.

Хондролиты [chondrolithes] – по классификации Монти (Monty, 1963), образования, возникающие в бассейне в результате слипания отдельных зерен карбонатов, выделившихся из растворов. Син. *багамиты* (см.).

Хондрошпатаренит [chondrospatharénite] – по классификации Монти (Monty, 1963), морской известняк, состоящий из *хондроидов* (см.), сцементированных яснокристаллическим кальцитом.

Цельноракушечная текстура – выделена И. И. Танатаром (1938) как разновидность текстуры известняков, характеризующаяся наличием целых, хорошей сохранности раковин. Син. б и о м о р ф н а я с т р у к т у р а.

Червячковая текстура – текстура слабо метаморфизованных карбонатных руд (преимущественно сидеритов), характеризующаяся наличием червеобразных, изогнутых тел карбоната, отличающегося по окраске и составу от вмещающей массы. Червеобразные тела в большин-

стве случаев представляют собой плоские гальки или обломки брекчий растрескивания, подвергшиеся тектоно-метаморфическим процессам.

Шламовая структура [нем. Schlammstruktur] – термин предложен В. А. Зильберминцем и В. П. Масловым для карбонатных пород в 1928 г. для обозначения структуры обломочных органогенных известняков, характеризующихся величиной обломков менее 0,1 *мм.*

Шпатитосоматиты [spathitosomatites] – по классификации Монти [Monty, 1963], морские известняки, состоящие из зерен различного происхождения, сцементированных яснокристаллическим цементом.

Шунакменс [латв. шун – соты, акменс – камень] – современные пресноводные карбонатные связные (нерыхлые) отложения. Всегда пористы и содержат много каверн и пустот различной величины. Часто на их поверхности встречаются ясные отпечатки растений.

Эндоаренокриптит [endoarénocryptite] – по классификации Монти (Monty, 1963), морской известняк, состоящий в основном из криптозернистой основной массы с переменным количеством *эндокластов* (см.). Малоупотребительное наименование.

Эндоаренофитит [endoaréénophytite] – по классификации Монти (Monty, 1963), морской известняк, состоящий из водорослевой основной массы и переменного количества *эндокластов* (см.).

Эндокласты [endoclastes]–- см. *Интракласты* (Monty, 1963).

Эндокриптаренит [endocryptarénite] – по классификации Монти (Monty, 1963), морской известняк, состоящий из *эндокластов* (см.), сцементированных криптозернистым кальцитом.

Эндошпатаренит [endospatharénite]– по классификации Монти (Monty, 1963), морской известняк, состоящий из *эндокластов* (см.), сцементированных яснокристаллическим кальцитом.

Энтоолиты [греч. ento – внутри, ооп – яйцо] – оолиты, нарастающие от периферии к центру, часто полые внутри (Gümbel, 1873). Малоупотребительное название.

Ячеистая текстура [англ, cellular texture или structure, нем. zellige Struktur или Textur, фр. texture или structure celluleuse] – ноздреватопористая текстура пород, изобилующих большим количеством пустот различной величины и формы.

ТАБЛИЦЫ ИЗОБРАЖЕНИЙ
И ОБЪЯСНЕНИЯ К НИМ

ТЕКСТУРЫ ОСАДОЧНЫХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД (табл. 1—75)

ПОВЕРХНОСТИ В КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩАХ, СООТВЕТСТВУЮЩИЕ ПЕРЕРЫВАМ, РАЗМЫВАМ И ПАУЗАМ В ОТЛОЖЕНИИ {табл. 1—8)

ТАБЛИЦА 1

Фиг. 1. горизонтальные пласты известнякового конгломерата (триас), залегающие с угловым несогласием на известняках карбона. Англия, Гламорган. F. I. North, 1930

Фиг. 2. Грубозернистый верхнелинкольнширский оолитовый известняк (а), залегающий несогласно на размытой поверхности мелкозернистого нижнелинкольнширского известняка (б). Ниже залегают нижнеэстуарные слои (в) и нортхемптонский песок (г). Юра. Англия, Норт- хемптоншир. I. H. Taylor, 1946

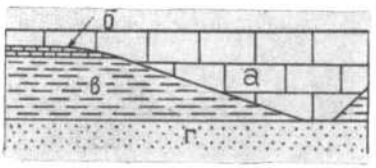
Фиг. 3. Деталь контакта, изображенного на фиг. 2. Шлиф. X9, без анализатора

Фиг. 4. Поверхность подводного размыва. Контакт серого глинистого пиритизированного доломита и светло-серого микрозернистого доломита с остатками флоры (темно-серое). Верхний девон, купишские слои (аналоги чудовских слоев). Литовская ССР, район г. Пасвалис. Нат. вел. Из колл. П. П. Лиепиньша

Фиг. 5. Дюна, сложенная косослоистыми известняковыми песками (наклонная штриховка), погребенная под горизонтальнослоистыми лагунными доломитовыми отложениями. Карбон. Московская обл., нижнее течение р. Москвы, ст. Пески. И. В. Хворова, 1953

Фиг. 6. Внизу — прибрежно-лагунный микрозернистый известняк, с поверхности подвергшийся осушению и растрескиванию (большие впадины, мелкие трещины, мелкозазубренные поверхности) и источенный роющими животными (темно-серое — их ходы). С возвращением моря ходы были заполнены зернистым фораминиферовым осадком, сохранившимся только во впадинах и порах. Позже отложился черный, затем светло-серый микрозернистый лагунный известняк. Позднее все слои были пронизаны корнями крупных растений, росших еще в полувязком иле. Окские известняки Подмосковья. Пришлифовка. Нат. вел. М. С. Швецов, 1958_1

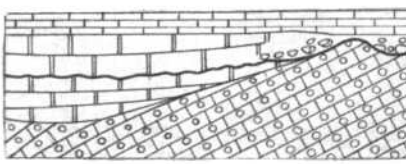
1



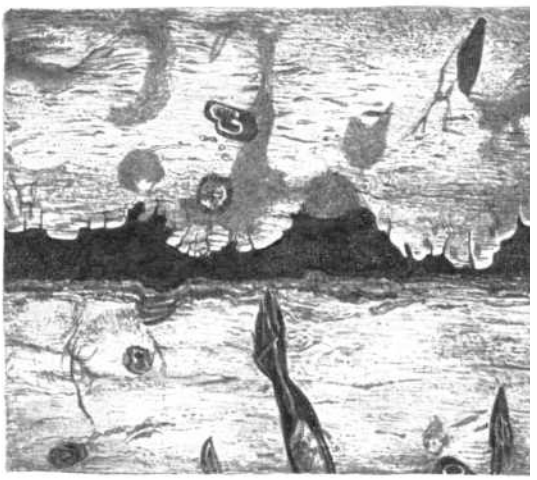
2

3

4



5



6

ТАБЛИЦА *2*

Фиг. 1. Переслаивание светлых и темно-серых кристаллически-зернистых пиритизированных известняков. В средней части виден внутрислоевой размыв. Верхний докембрий, свита Карточки. Сибирь, Красноярский край, Удегейский р-н. Фото Л. М. Плотникова

Фиг. 2. Контакт оолитовых известняков свиты Кил (внизу) и детритусовых известняков свиты Кохрен. Слева видна мшанка, поселившаяся на эродированной поверхности известняков свиты Кил. Силур, лландовери. Северная Америка, штат Оклахома. Шлиф. X20, без анализатора. T. Amsden, 1962

Фиг. *3.* Внутрислоевой размыв в известняках со сменой морских известняков полупресноводными (микрослоистыми). Нижний карбон, михайловский горизонт. Подмосковье. $^1/_3$ пат. вел. М. С. Швецов, 1958]

Таблица 2

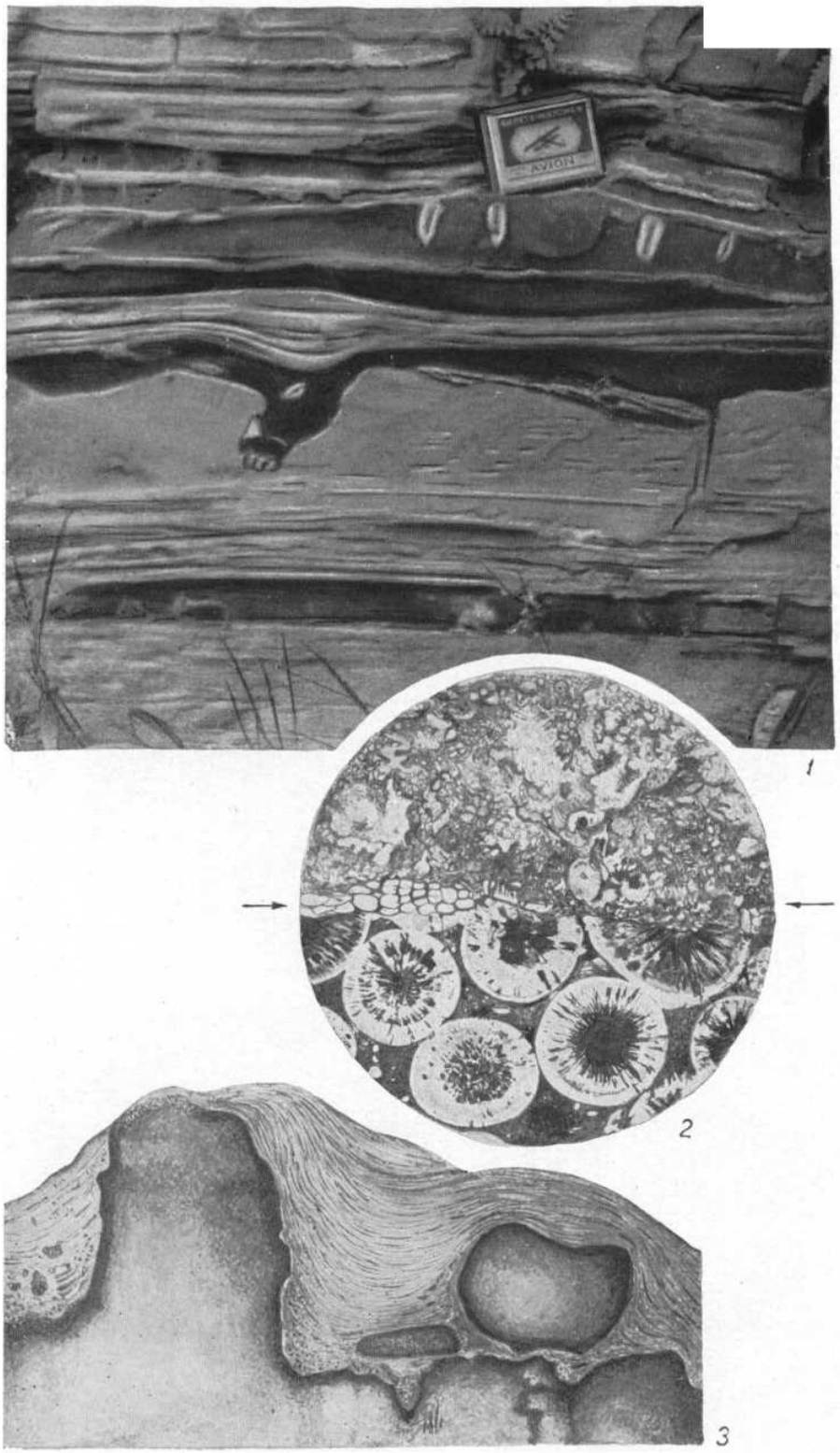


ТАБЛИЦА 3

Следы жизнедеятельности различных организмов на поверхности ископаемого морского дна (табл. 3—5)

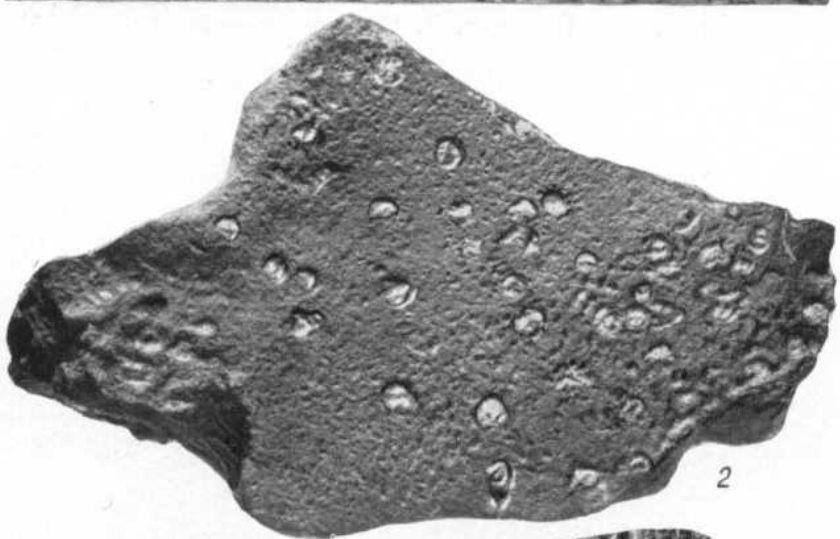
Фиг. 1. Абрадированная и иссверленная *Lithophaga* поверхность известняков. Палеозой. Юго-западная окраина Ферганы, окрестности г. Ура-Тюбе. Р. Ф. Геккер, 1957

Фиг. 2. Гладкая, окрашенная глауконитом поверхность слоя известняка с устьями каналов *Trypanites* и мелкими ямками. Ордовик. Ленинградская обл., Путиловские ломки, д. Антоновская. Нат. вел. Р. Ф. Геккер, 1960

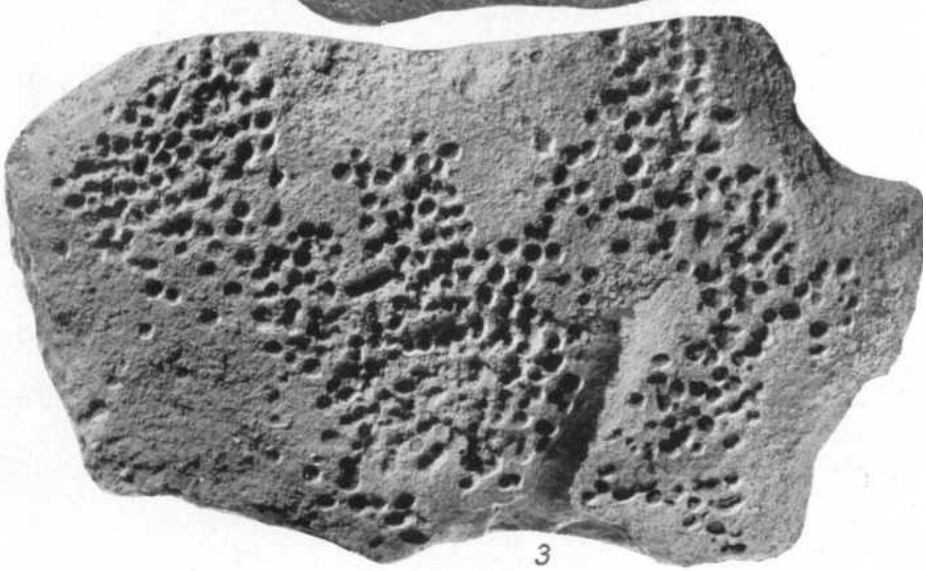
Фиг. 3. Следы сверления *Trypanites* на поверхности известняка. Ордовик. Ленинградская обл. Нат. вел. Из колл. Р. Ф. Геккера

Таблица 3

1



2



3

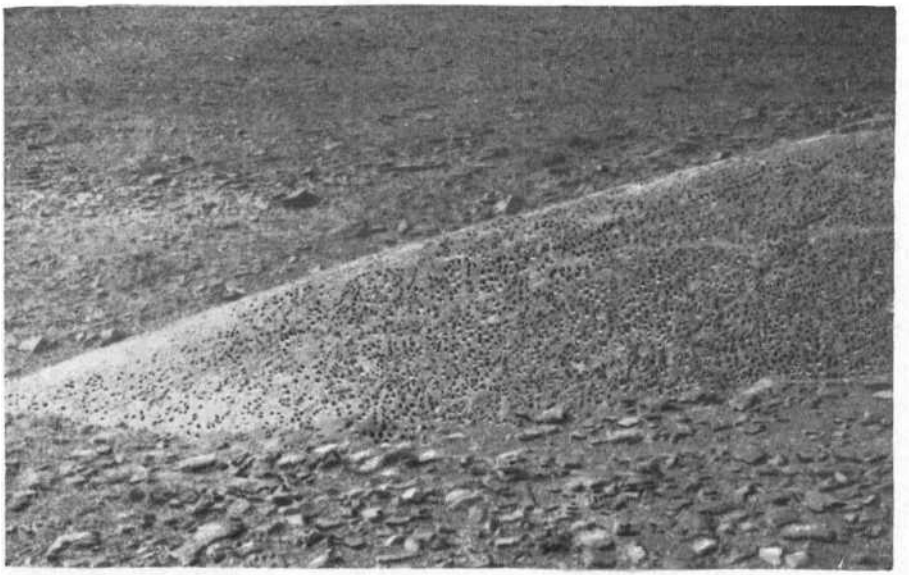
ТАБЛИЦА 4

Фиг. 1. Многочисленные норки сверления моллюсков-камнеточцев *Lithophaga* на поверхности гряды крутостоящих известняков, абрадированных и частично, по-видимому, растворенных альбским морем. Силур. Центральные Кызылкумы, горы Кульджуктау, совхоз Дженгельды. Из колл. Р. Ф. Геккера

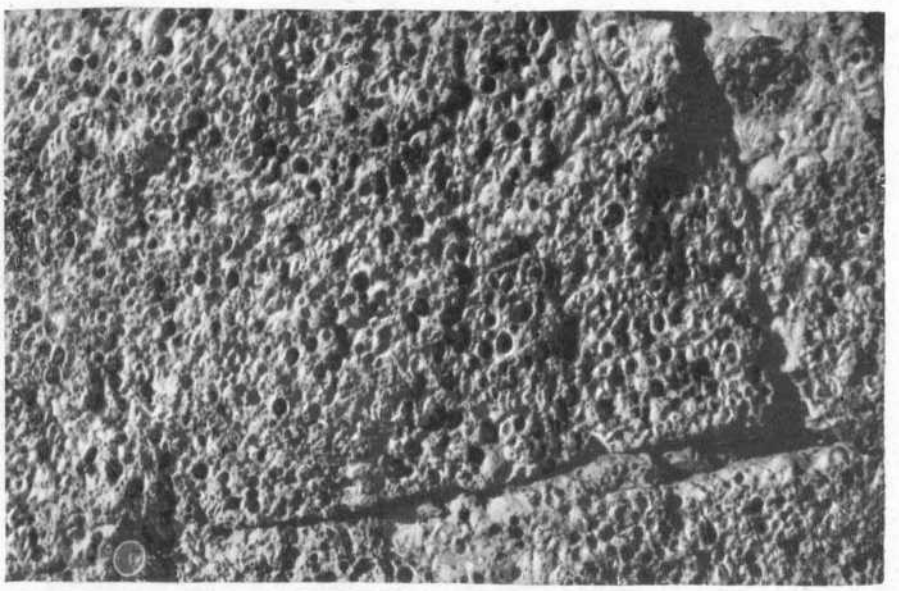
Фиг. 2. Норки сверления *Lithophaga* (деталь фиг. 1)

Фиг. 3. Норки моллюсков-камнеточцев на поверхности современного известнякового валуна. Побережье Черного моря, близ г. Новороссийска. $^1/_3$ нат. вел. Из колл. Е. В. Дмитриевой

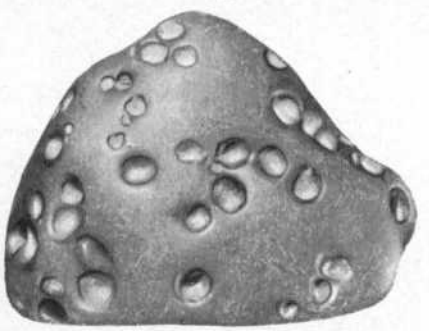
Таблица 4



1



2



3

ТАБЛИЦА 5

Фиг. 1. Раковины *Irboskites fixatus* Bekk. (в различной степени разрушенные), наросшие на гладкую тонкошероховатую поверхность известнякового слоя. Верхний девон, псковский горизонт. Река Великая, в районе г. Пскова. Нат. вел. Р. Ф. Геккер, 1960

Фиг. 2. Раковина *Crania* на гладкой поверхности слоя известняка. Видны также мелкие ямки. Верхний девон, задонский горизонт. Город Задонск, на р. Дон. Нат. вел. Р. Ф. Геккер, 1960

Фиг. 3. Гладкая верхняя поверхность слоя известняка с наросшими на нее тремя в различной степени разрушенными корнями морских лилий и устьями каналов червя-камнеточца *Trypanites.* Последним просверлен также один из корней морской лилии. Ордовик. Ленинградская обл., р. Сясь, хутор Монцево. Нат. вел. Р. Ф. Геккер, 1960

Фиг. 4. Поверхность строматопорово-водорослевого известняка с кратеровидными корнями криноидей и следами сверления. Верхний девон, чудовский горизонт. Новгородская обл., левый берег р. Шелони, у д. Сухловой. $^{2}/_{3}$ нат. вел. Фото Р. Ф. Геккера

Таблица 5

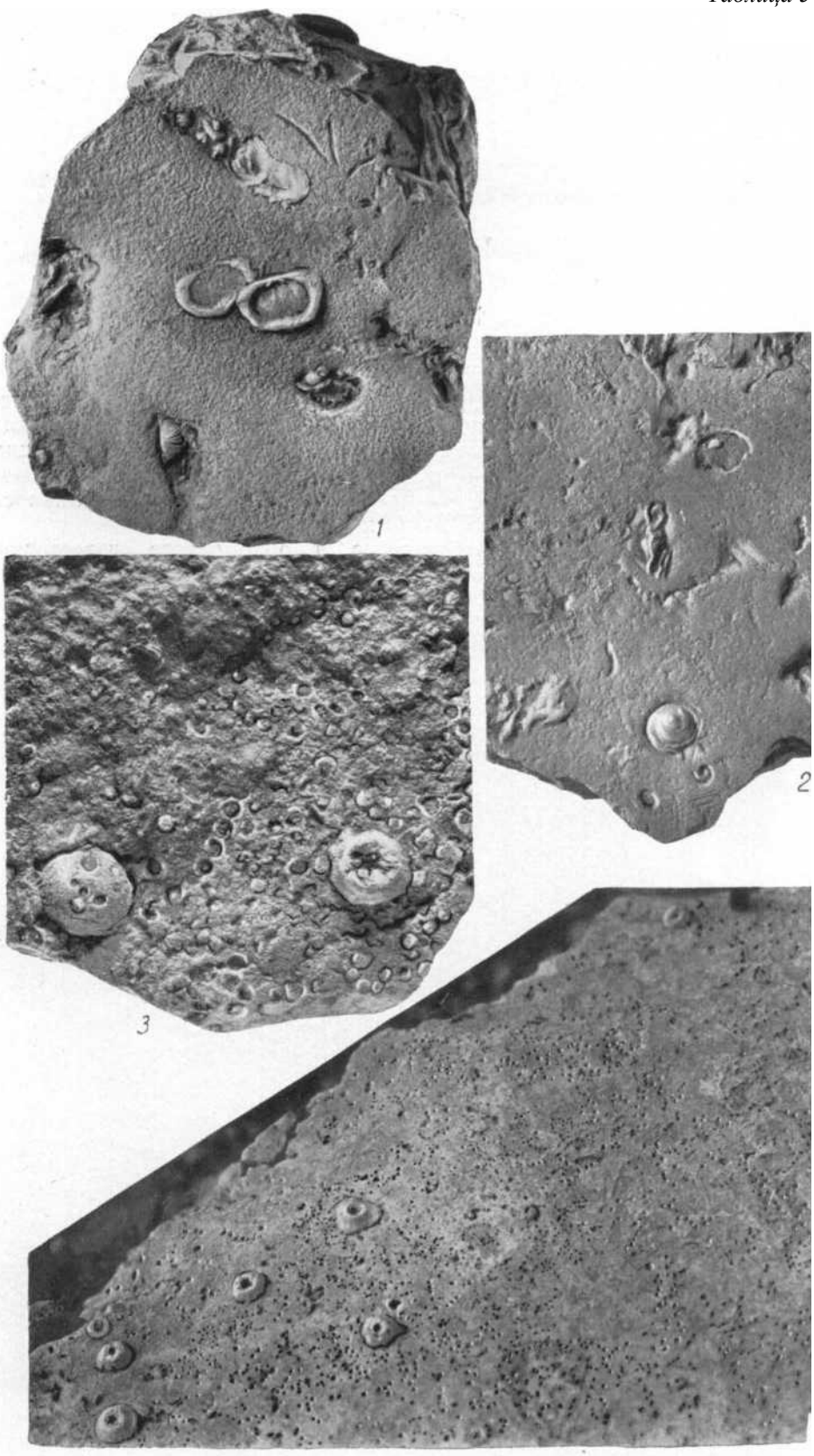
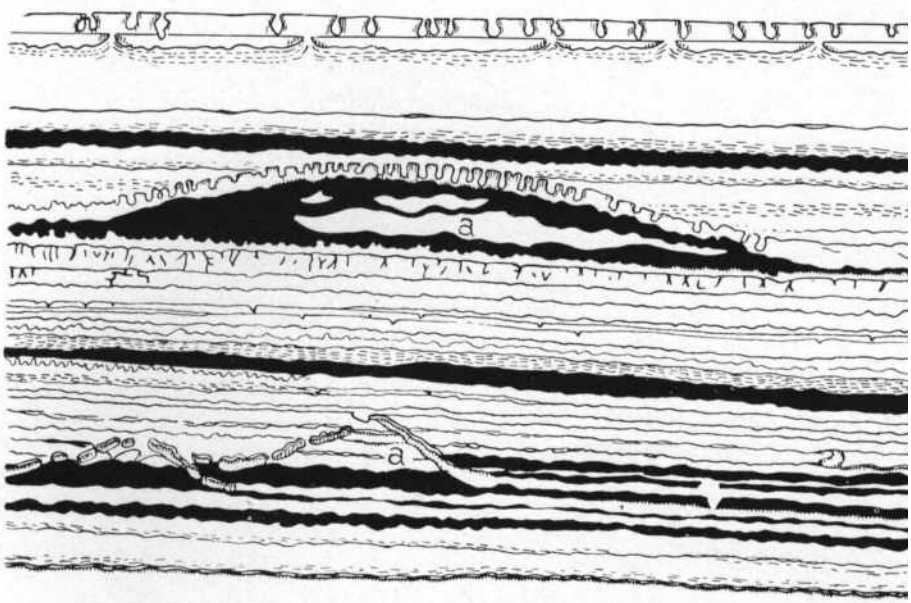


ТАБЛИЦА 6

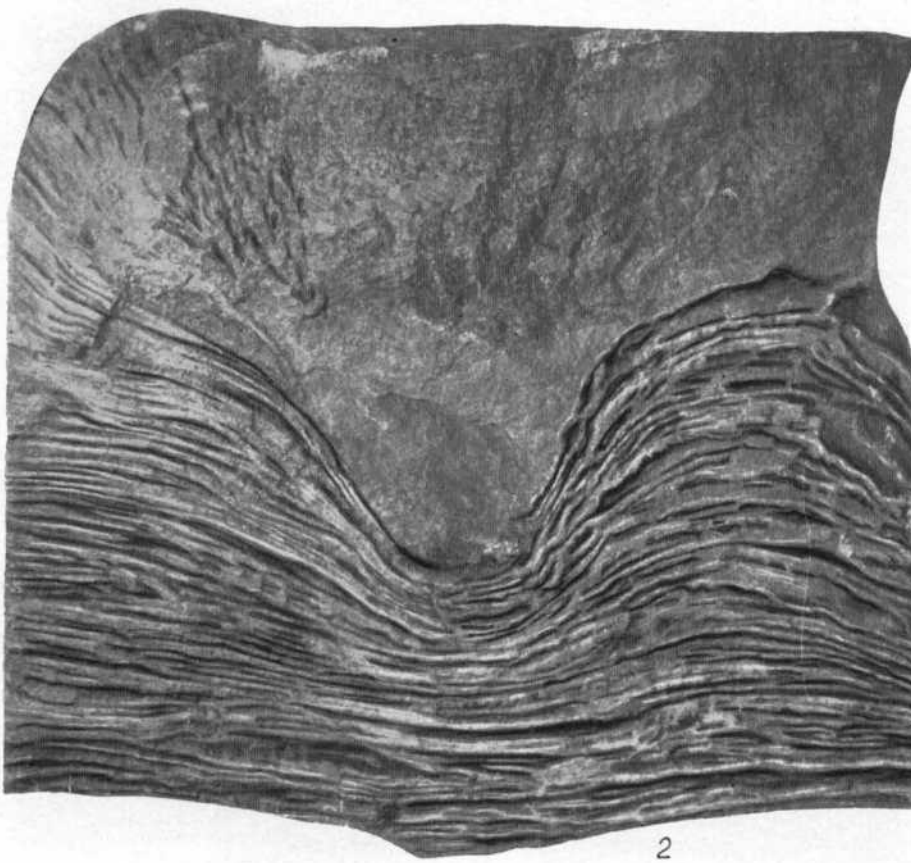
Фиг. 1. Различные типы поверхностей напластования в раннеаре- нигских (ордовикских) ортоцератитовых известняках, *а* – маленькие межпластовые складочки оползания. При выходе на поверхность дна самая верхняя часть таких «антиклиналей» разрушалась и через образо вавшиеся отверстия пустое внутреннее пространство заполнялось осадком. Швеция. 1/20 нат. вел. М. *Lindstrom*, 1963

Фиг. 2. Контакт строматолитового и обломочного известняка. Верхний кембрий, эвенкийская свита. Восточная Сибирь, р. Подкаменная Тунгуска. 4/5 нат. вел. Из колл. Г. И. Кириченко

Таблица 6



1



2

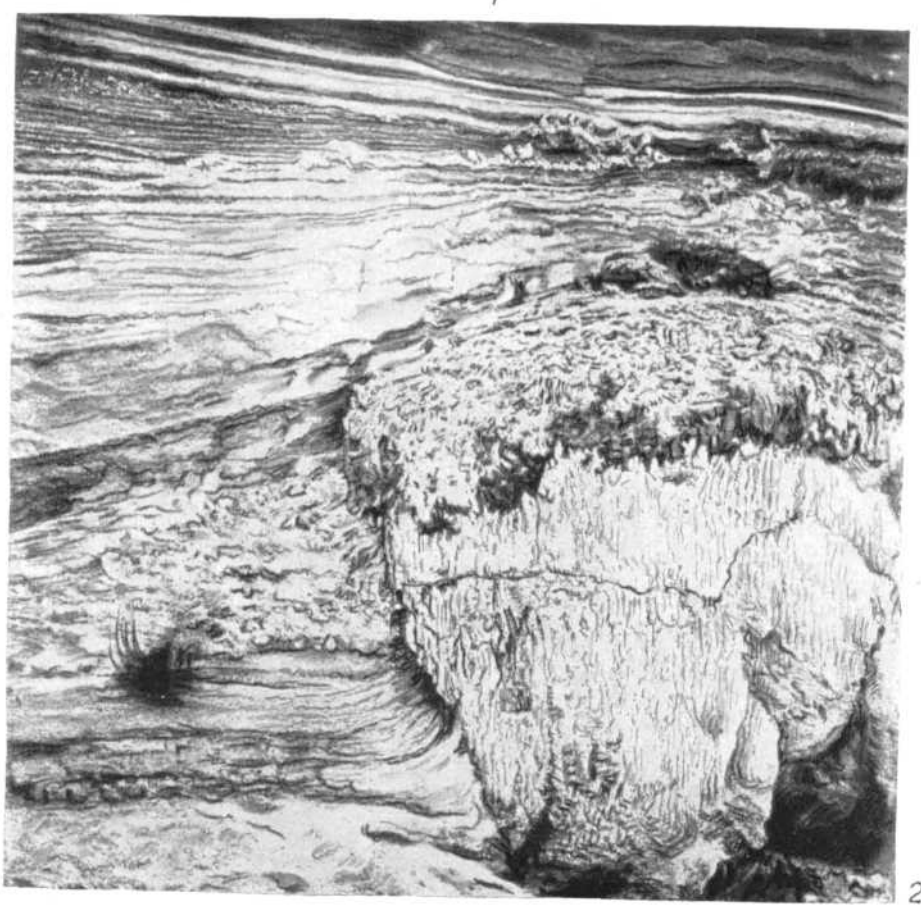
ТАБЛИЦА 7

Фиг. 1. Взаимоотношение мшанкового рифа и мэотических слоистых известняков. Побережье Азовского моря, между Керчью и Таманью. Andrussow, 1911

Фиг. 2. Деталь контакта мшанкового рифа и известняков из обнажения, изображенного на фиг. 1

Таблица 7

1



2

ТАБЛИЦА 8

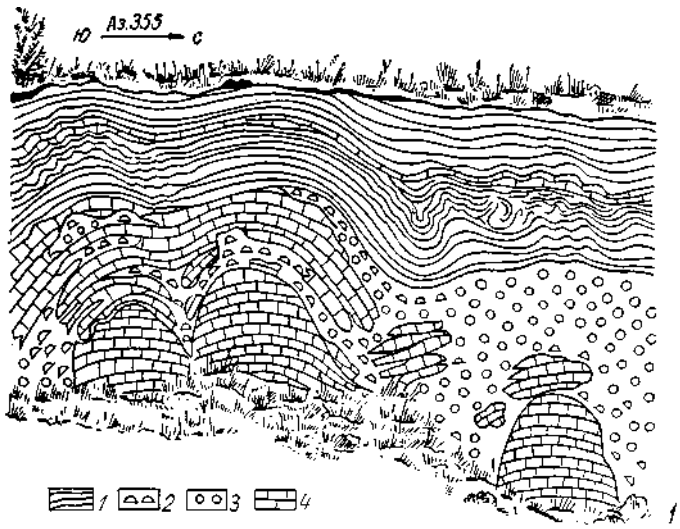
Фиг. 1. Характер контактов известняков *(4)* и фарфоровидных доломитов *(1)* со строматолитовыми *(2)* и онколитовыми (*3*) доломитами. Средний протерозой. Карелия, Южный Олений остров. Размер по вертикали около 8 *м.* В. А. Соколов, 1963

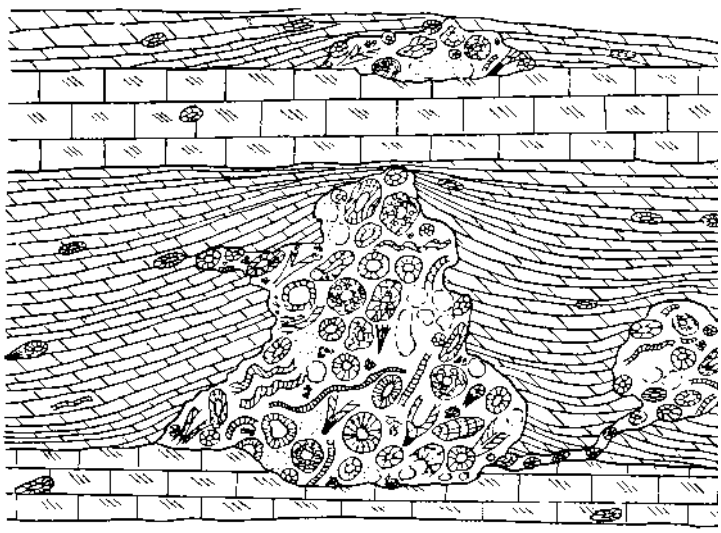
Фиг. 2. Характер контакта слоистых слабоглинистых известняков с археоциатовыми биогермами. Переход по простиранию происходит довольно резко: порода перестает быть слоистой и оказывается переполненной беспорядочно расположенными кубками археоциат. Нижний кембрий, пестроцветная свита. Правый берег Лены против р. Журы. Размер по вертикали 0,8 *м.* К. К. Зеленов, И. Г. Журавлева, 1955

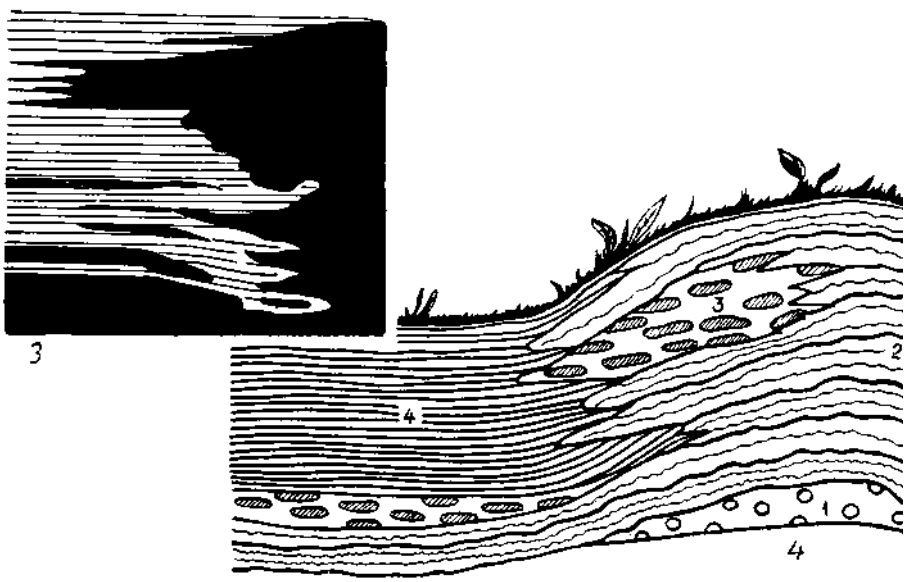
Фиг. 3. Контакт массивных известняков (черное) спикуловых мергелей (заштрихованное). Линии – слоистость в известняках. Нижняя пермь, артинский ярус. Река Уфа, южнее г. Красноуфимска. $^{1}/_{250}$ нат. вел. В. П. Маслов, 1950

Фиг. 4. Контакт водорослевого строматолитового массива с тонкослоистыми доломитами: *а* – оолитовые доломиты, *б* – водорослевые доломиты, *в* – плоскогалечные конгломераты из тонкослоистого доломита, г – тонкослоистые доломиты. Нижний ордовик. Восточная Сибирь, р. Лена у г. Киренска. Размер по вертикали около 1,5 *м.* Зарисовка В. Л. Либровича

Таблица 8







ОБЫЧНЫЕ ТЕКСТУРЫ НА ПОВЕРХНОСТЯХ ПЛАСТОВ (табл. 9-25)
ЗНАКИ РЯБИ (табл. 9–12)

ТАБЛИЦА 9

Фиг. 1. Знаки крупной симметричной ряби на поверхности органогенно-детритовых известняков. Верхний девон, псковские слои. Ленинградская обл., р. Сясь, правый берег. Фото Д. В. Обручева

Фиг. 2. Валик ряби (деталь), сложенный обломками стеблей и отдельными члениками криноидей, сцементированных пелитоморфным кальцитом с примесью глинистого вещества. Обломки стеблей ориентированы преимущественно параллельно оси валика ряби. Верхний девон, Чудовские слои. Новгородская обл., р. Кересть, близ д. Боровой. Нат. вел. Р. Ф. Геккер, 1957

Фиг. 3 и 4. Очень крупные знаки ряби волнения в известняке. Карбон. США, Северный Нортумберленд. К. A. G. Shiells, 1963

Фиг. 5. Симметричные знаки волновой ряби на поверхности напластования красноцветного мергеля. Верхний кембрий, туколандинская свита. Восточная Сибирь, правый берег р. Кулюмбе. Фото В. И. Драгунова

Таблица 9

1

2

3

4

5

ТАБЛИЦА 10

Фиг. 1. Знаки почти симметричной ряби на поверхности песчанистого доломита. Высота валиков не превышает 7–8 *мм,* расстояние между хребтиками (длина волны) 2,5–3 *см.* Терригенный материал представлен мелкозернистым кварцем и слюдой. Пластинки слюды ориентированы параллельно валикам ряби. Нижний ордовик, устькутская свита. Сибирь, правый берег Лены, близ д. Заборье. $^{3}/_{5}$ нат. вел. Из колл. Г. И. Кириченко

Фиг. 2. Профиль знаков ряби, изображенных на фиг. 1. $^{3}/_{5}$ нат. вел.

Фиг. 3. Косая слоистость в доломите, образовавшаяся в результате перемещения верхнего слоя осадка под воздействием волнового движения воды. Поверхность образца покрыта знаками симметричной ряби. Доломит кристаллически-зернистый с примесью песчаного кварцевого материала. Нижний ордовик, устькутская свита. Сибирь, правый берег Лены, близ д. Заборье. Шлиф из образца, изображенного на фиг. 1. Х3, без анализатора

Фиг. 4. Мелкие симметричные знаки ряби на поверхности мергеля. Верхняя юра, кимеридж. Северный Кавказ, Балкария, правый склон балки Суук-ауз. Нат. вел. Из колл. И. Г. Кузнецова (ЦНИГР музей) [1]

[1] Сокращенно (полное название – ЦНИГР музей им. акад. Ф. Н. Чернышева при ВСЕГЕИ)

Таблица 10

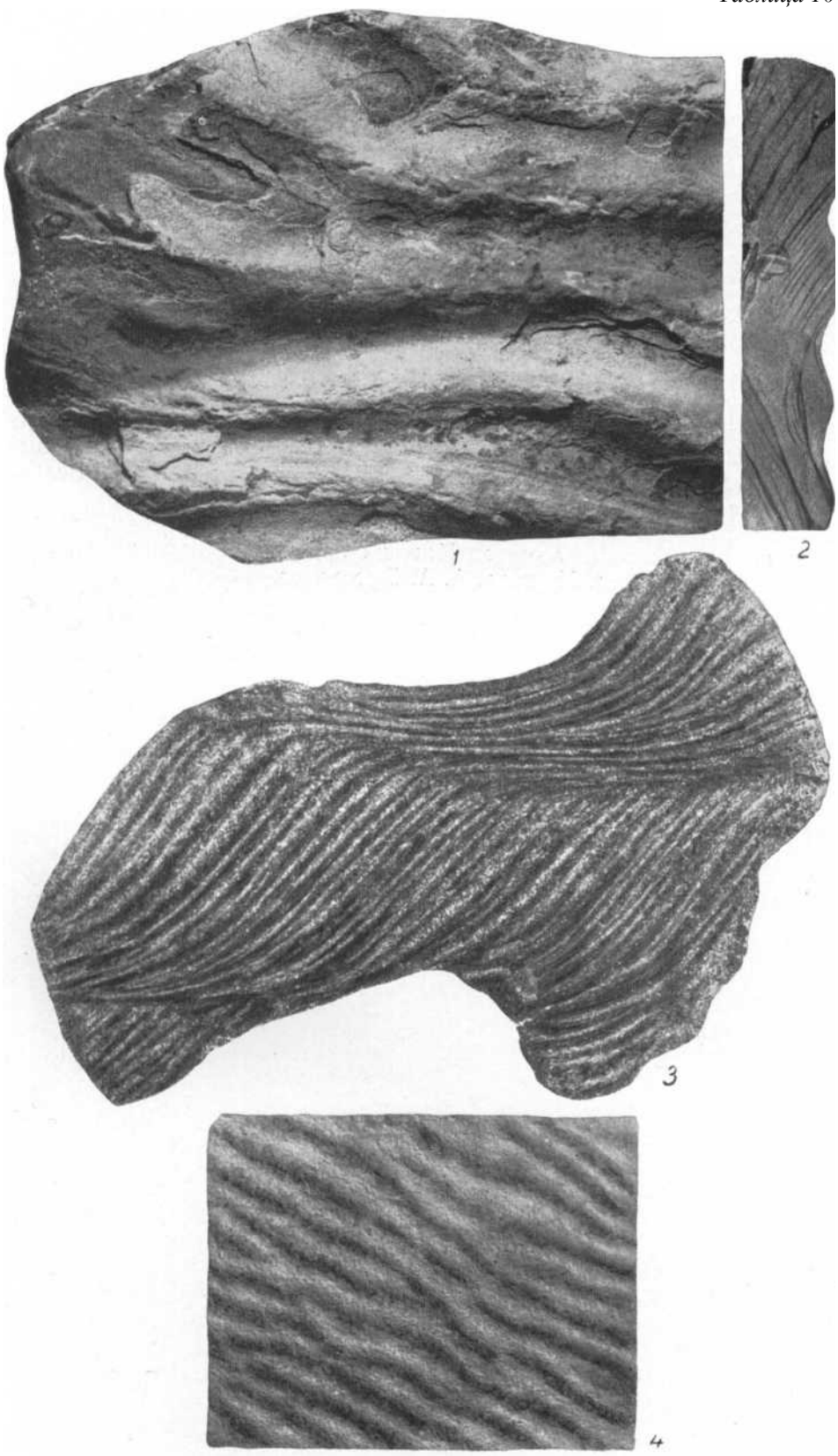


ТАБЛИЦА 11

Фиг. 1. Знаки асимметричной ряби на верхней поверхности напластования серого кальцитизированного доломита. В нижней части образца валики расположены параллельно, в верхней наблюдается бифуркация валиков. Длина волны 1–1,5 *см,* высота гребня не превышает 2 *мм.* Нижний кембрий. Восточная Сибирь, низовья р. Белой. $^{4}/_{5}$ нат. вел. Из колл. Я. К. Писарчик

Фиг. 2. Знаки симметричной перекрестной ряби на верхней поверхности напластования доломита. Нижний ордовик. Восточная Сибирь, р. Оленёк. $^{3}/_{5}$ нат. вел. Из колл. А. А. Высоцкого

Таблица 11

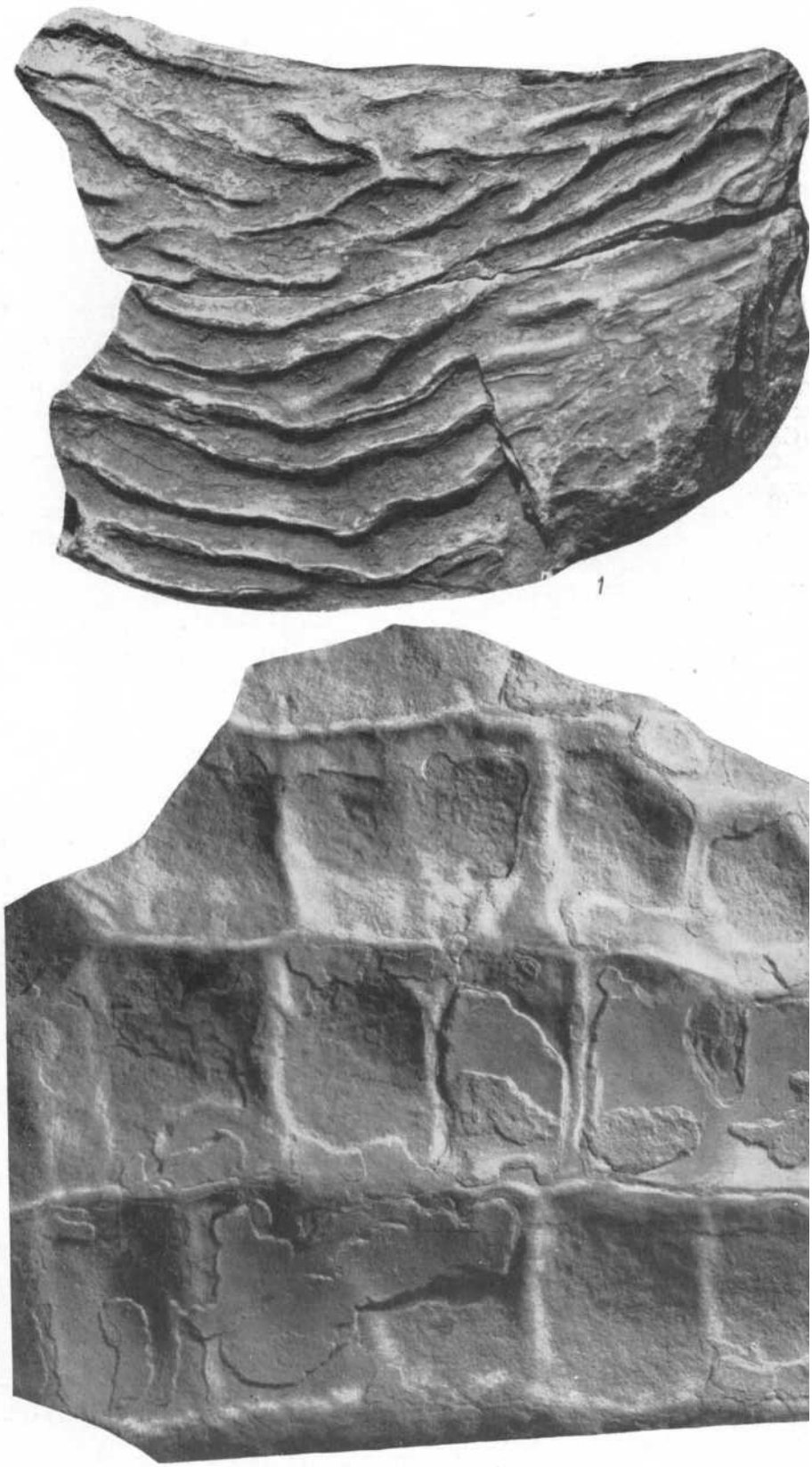


ТАБЛИЦА 12

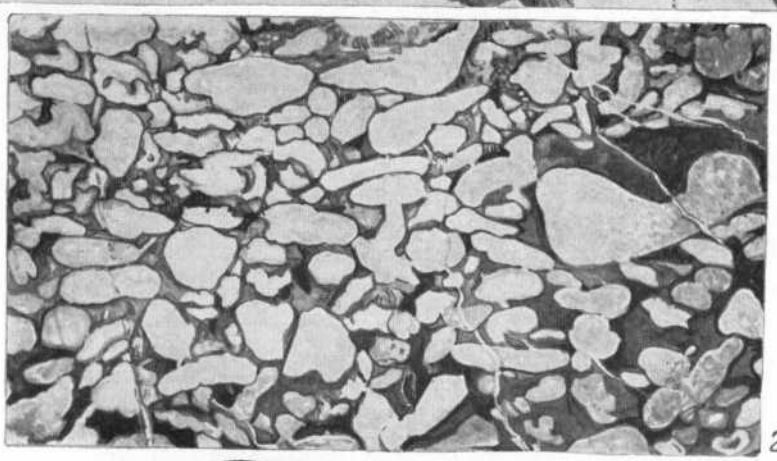
Фиг. 1. Знаки ряби на поверхности пласта известнякового гравелито-конгломерата. Рябь выточена перемещавшимся под воздействием волнового движения воды алевритовым кварцевым материалом. Последний сохранился на поверхности известняка в виде тонких корочек алевролита. Ордовик. США, хребет Стансбери, Юта. $^{3}/_{5}$ нат. вел. J. C. Osmond, 1963

Фиг. 2. Известняковый гравелито-конгломерат, на поверхности которого образовались знаки ряби, изображенные на фиг. 1 X 2

Фиг. 3–5. Вертикальное сечение пласта со знаками ряби, изображенными на фиг. 1. Высота знаков ряби 14 *мм*. Видны гальки, частично сточенные при образовании знаков ряби. На фиг. 5 в ложбинке заметны остатки алевролита

Таблица 12

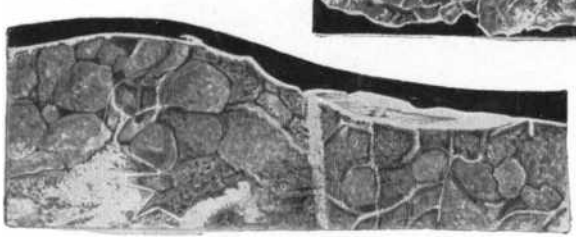
1



2

3

4



5

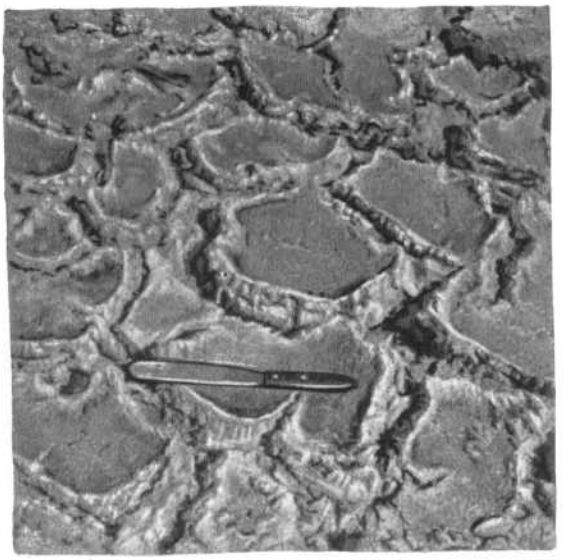
СИНГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТРЕЩИНЫ (УСЫХАНИЯ И ДРУГИЕ), СЛЕДЫ КАПЕЛЬ ДОЖДЯ (табл. 13-16)

ТАБЛИЦА 13

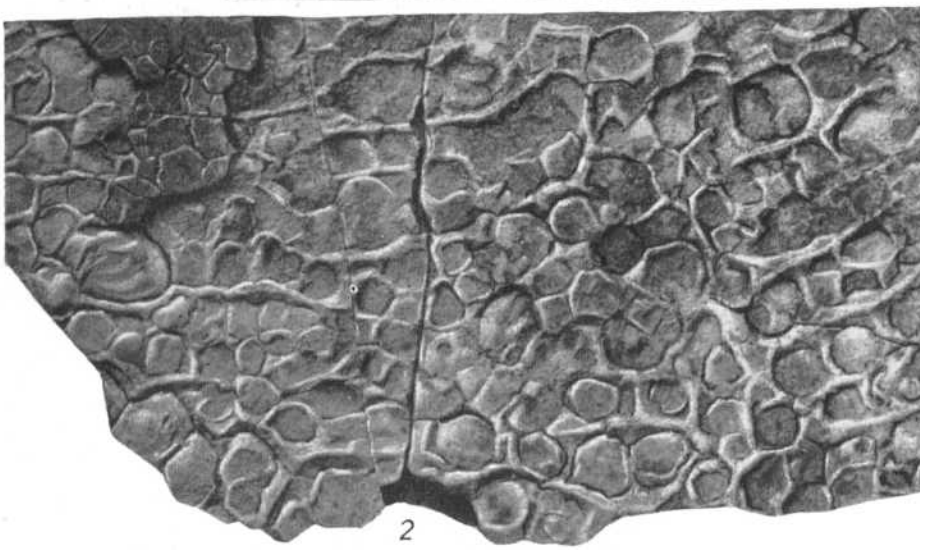
Фиг. 1. Современные трещины усыхания на поверхности тонкослоистого карбонатного ила. Отмель на побережье Флориды. R. N. Ginsburg, 1957

Фиг. 2. Трещины усыхания, образующие на поверхности глинистого известняка многоугольные полигоны. Верхний кембрий. Восточная Сибирь, Норильский р-н, р. Чопко. Нат. вел. Из колл. Л. Д. Мирошникова и А. Г. Кравцова

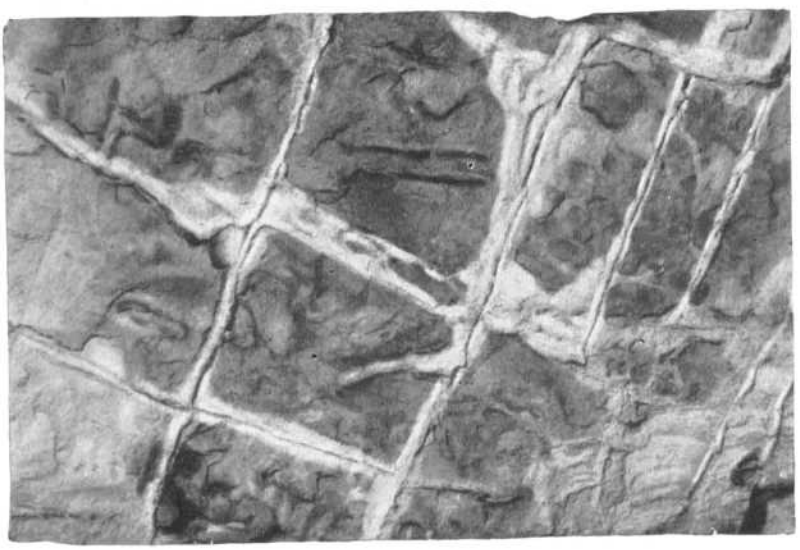
Фиг. 3. Трещины усыхания, образующие прямоугольные полигоны на верхней поверхности доломита. Девон, франский ярус. Латвийская ССР, окрестности пос. Вireши. Нат. вел. Из колл. Р. Ж. Ульст



1



2



3

ТАБЛИЦА 14

Фиг. 1. Неправильные, с вогнутой поверхностью полигоны, образо ванные трещинами усыхания на поверхности желтовато-серого известняка. Верхний девон, тургеневская свита. Орловская обл., окрестности г. Орла. Нат. вел. Из колл. В. Г. Махлаева

Фиг. 2. Контротпечаток трещин усыхания на нижней поверхности известняка. Верхний кембрий. Сибирь, р. Нижняя Тунгуска, 1,5 *км* ниже д. Мартыновой. $^4/_5$ нат. вел. Из колл. Г. И. Кириченко

Таблица 14

1

2

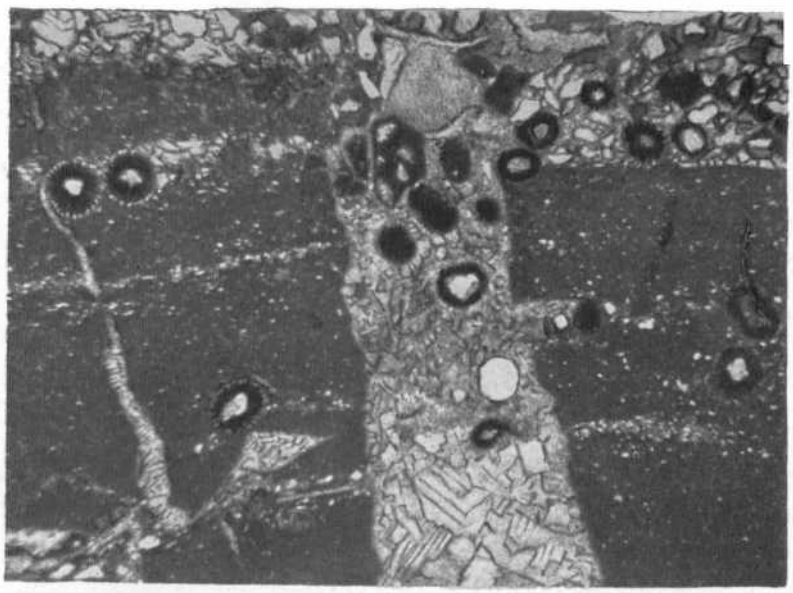
ТАБЛИЦА 15

Фиг. 1. Микротрещина усыхания в пелитоморфном известняке. В нижней части трещина заполнена крупнокристаллическим кальцитом, в верхней – материалом вышележащего алевритистого детритусово-оолитового известняка. Нижний мел. Северный склон хр. Копет-Даг. Шлиф. Х20. Из колл. В. Л. Либровича

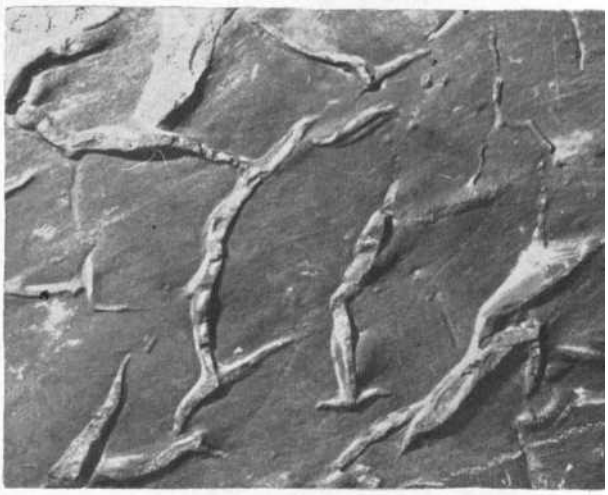
Фиг. 2. Контротпечаток неполных трещин на поверхности мергеля. Верхний кембрий, верхоленская свита. Сибирь, Иркутская обл., Кирен- ский р-н, левый берег Лены, против с. Марково. $^1/_2$ нат. вел. Из колл. Г. И. Кириченко

Фит. 3. Трещины на поверхности пелитоморфного известняка, заполненные оолитами (покрывающая порода – оолитовый известняк). Стенки трещин нечеткие, с вдавлениями от оолитов. Глубина трещин 5–10 *мм.* образовались они, возможно, в подводных условиях при дегидратации карбонатного ила. Верхний сармат, херсонский горизонт. Николаевская обл., г. Снигиревка, правый берег р. Ингульца. Нат. вел. Из колл. Л. С. Белокрыса

Таблица 15



1



2

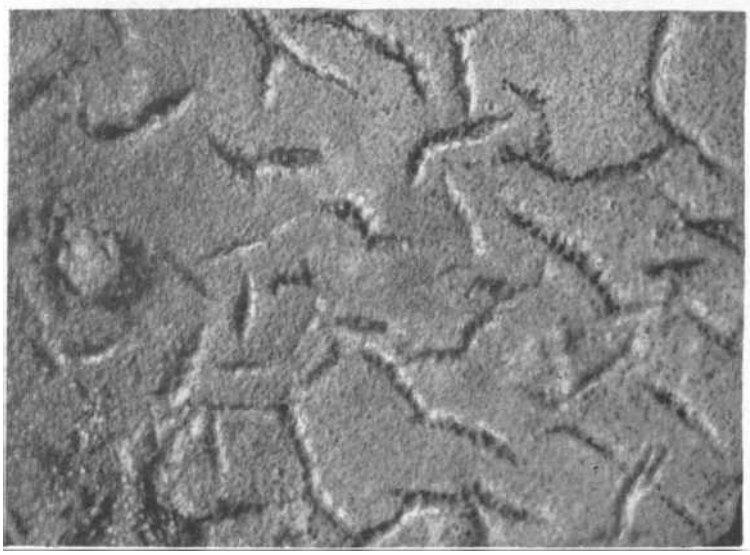


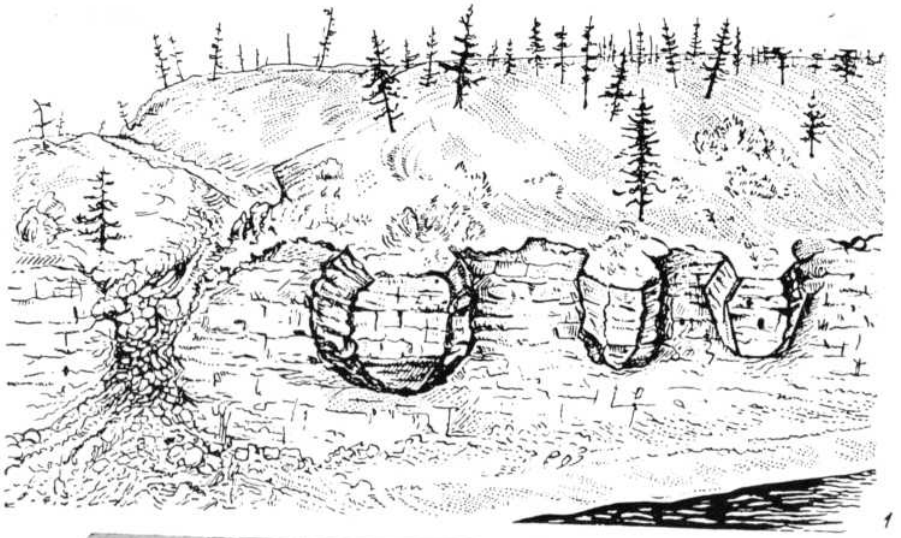
ТАБЛИЦА 16

Фиг. 1. Шестигранная столбчатая отдельность по трещинам усыхания в тонкослоистых глинистых известняках. Средний кембрий. Сибирь, среднее течение р. Оленёк, правый берег. Л. Д. Мирошников, О. С. Щеглова, 1961

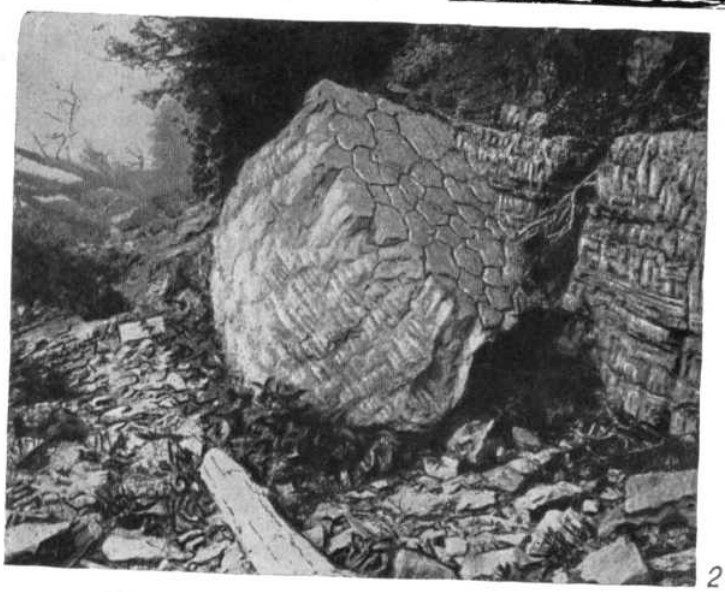
Фиг. 2. Глыба известняка со столбчатой многогранной отдельностью, развившейся по трещинам усыхания. Силур. Канада, провинция Квебек, Е. М. Kindle, 1914

Фиг. 3. Схема образования шестигранно-столбчатой отдельности. По К. И. Богдановичу и Дж. Тиррелю (Мирошников и Щеглова, 1961) Фиг. 4. Отпечатки дождевых капель (?) на поверхности доломита. Верхний докембрий, билляхская серия, некюлээхская свита. Анабар- ское поднятие, бассейн р. Котуйкан. Нат. вел. Из колл. В. Е. Мильштейн

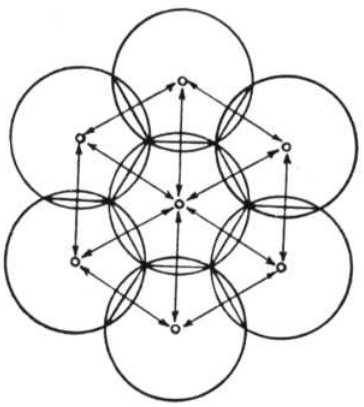
Таблица 16



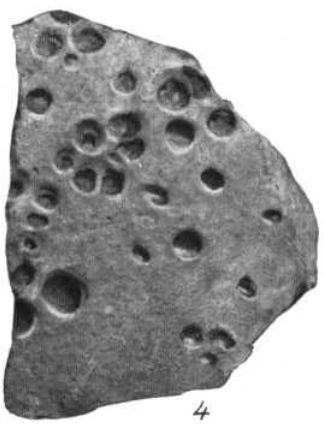
1



2



3



4

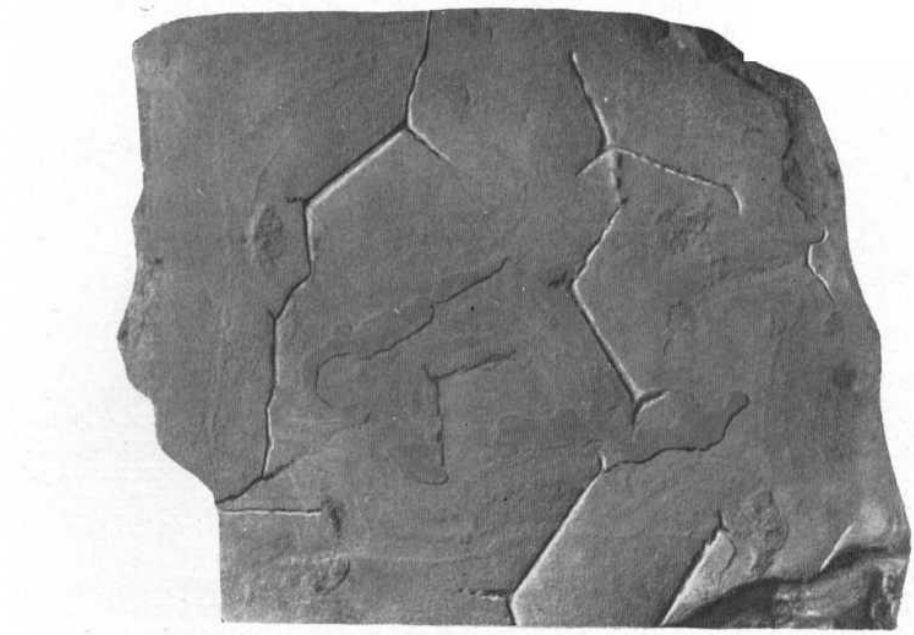
СЛЕДЫ РАСТВОРИМЫХ КРИСТАЛЛОВ СОЛЕИ, ЗНАКИ ВНЕДРЕНИЯ

ТАБЛИЦА 17

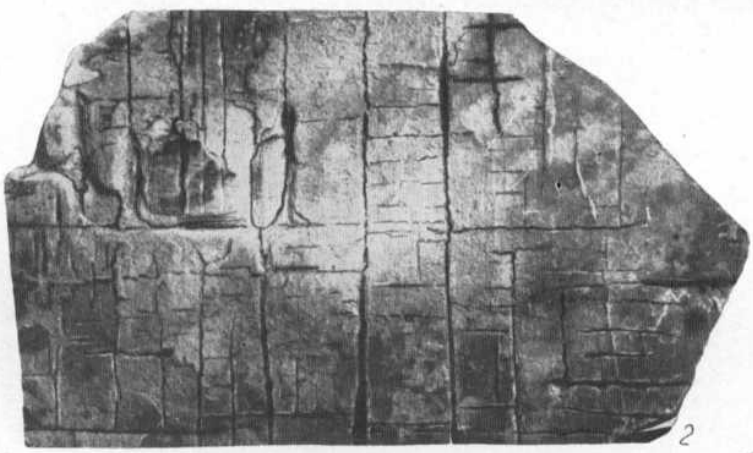
Фиг. 1. Отпечатки скелетных форм кристаллов каменной соли (гидрогалита?) на поверхности мелкообломочного известковистого доломита. Средний девон, аскизская свита. Красноярский край, правый берег р. Курлугаш, к западу от д. Курлугаш. $^{3}/_{5}$ нат. вел. Из колл. А. В. Осинского

Фиг. 2. Отпечатки скелетных кристаллов каменной соли на поверхности наслоения доломита. Верхний девон, киселево-никольская толща. Левый берег Оки, выше г. Орла. Нат. вел. Из колл. В. Г. Махлаева Фиг. 3. Знаки внедрения (?) на нижней поверхности мергеля. Верхний кембрий. Восточная Сибирь р. Моркока. $^{1}/_{2}$ нат. вел. Из колл. И. И. Краснова

Таблица 17



1



2

3

СЛЕДЫ ЖИЗНЕДЕЯТЕЛЬНОСТИ ЧЕРВЕЙ И НЕКОТОРЫХ ДРУГИХ ОРГАНИЗМОВ (табл. 18–22)

ТАБЛИЦА 18

Фиг. 1–3. Ветвистые фукоиды типа *Chondrites* на поверхности пластов карбонатных пород. Фиг. 1 – афанитовый известняк. Средний карбон. Южный Урал, р. Сакмара. Нат. вел. И. В. Хворова, 1961. Фиг. 2–мергель. Мел. Западные Карпаты. Геологический музей Львовского гос. ун-та. Нат. вел. Фиг. 3–мергель. Верхний мел, сан- тонский флиш. Азербайджанская ССР. Нат. вел. Из колл. Н. Б. Вассоевича

Фиг. 4. Экскременты червей на поверхности глинистого известняка, образующие изгибающийся валик. Верхний кембрий, франконский ярус. Восточная Сибирь, Норильский р-н, р. Чопко. Нат. вел. Л. Д. Мирошников, А. Г. Кравцов, 1960

Фиг. 5. Слабо изгибающиеся валики на поверхности песчанистого известняка, образованные червями. Верхний кембрий. Сибирь, левый берег Лены, против д. Марковой. Нат. вел. Из колл. Г. И. Кириченко

Таблица 18

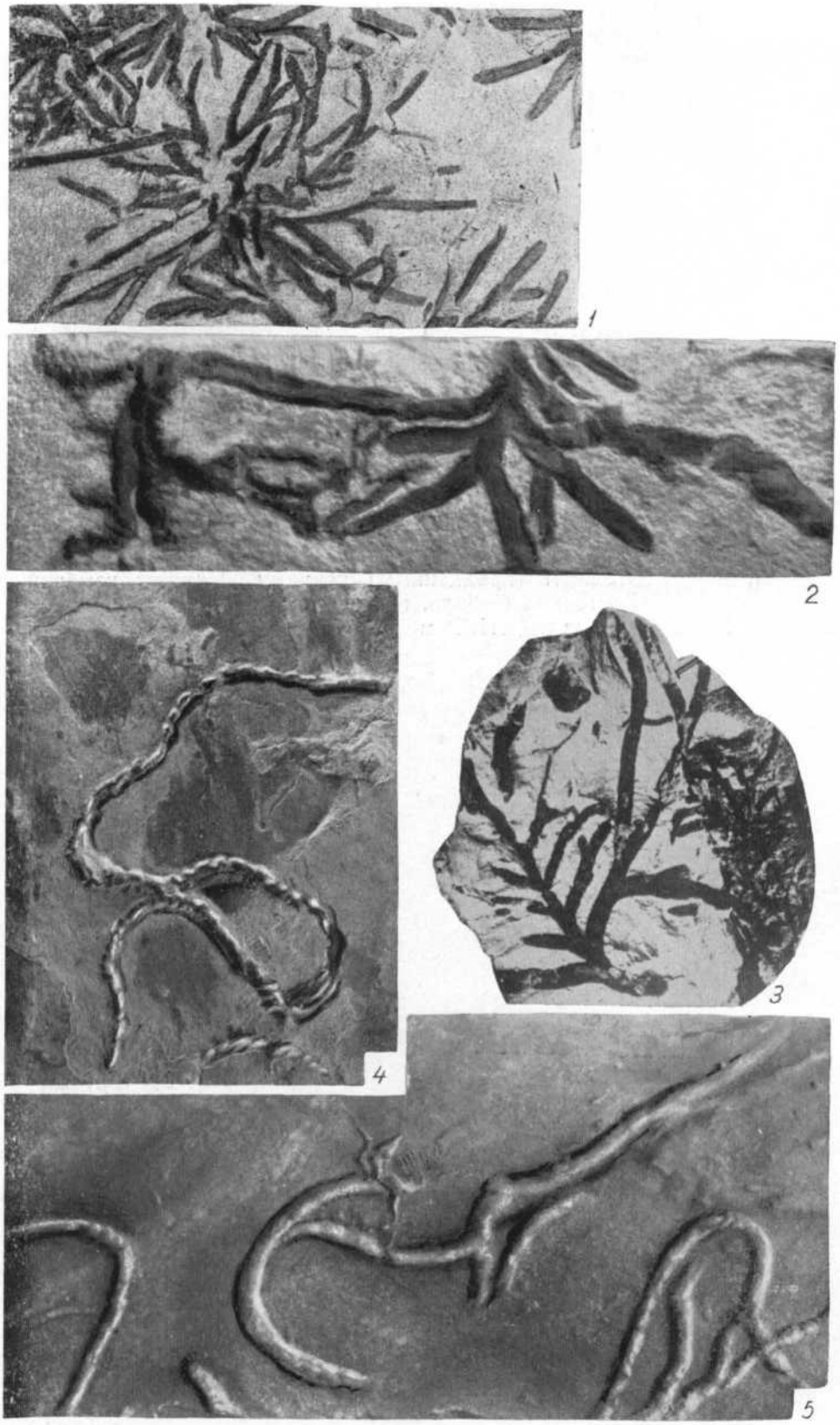


ТАБЛИЦА 19

Фиг. 1. Следы жизнедеятельности червей на поверхности песчанистого известняка. Силур. Восточная Сибирь, р. Моркока. $^{4}/_{5}$ нат. вел. Из колл. И. И. Краснова

Фиг. 2. Валики, образованные червями (?), расположены в виде «розеток» на поверхности плитки глинистого доломита. Валики сложены осадком, переработанным червями. Верхний девон, псковские слои. Река Западная Двина, левый берег. $^{2}/_{3}$ нат. вел. Из колл. Р. Ф. Геккера

Фиг. 3. Валики на поверхности наслоения известняка, сложенные осадком, переработанным (пройденным) червями. Нижний кембрий, ангарская свита. Восточная Сибирь, правый берег р. Хайта. Нат. вел. Из колл. В. П. Маслова (ЦНИГР музей)

Таблица 19

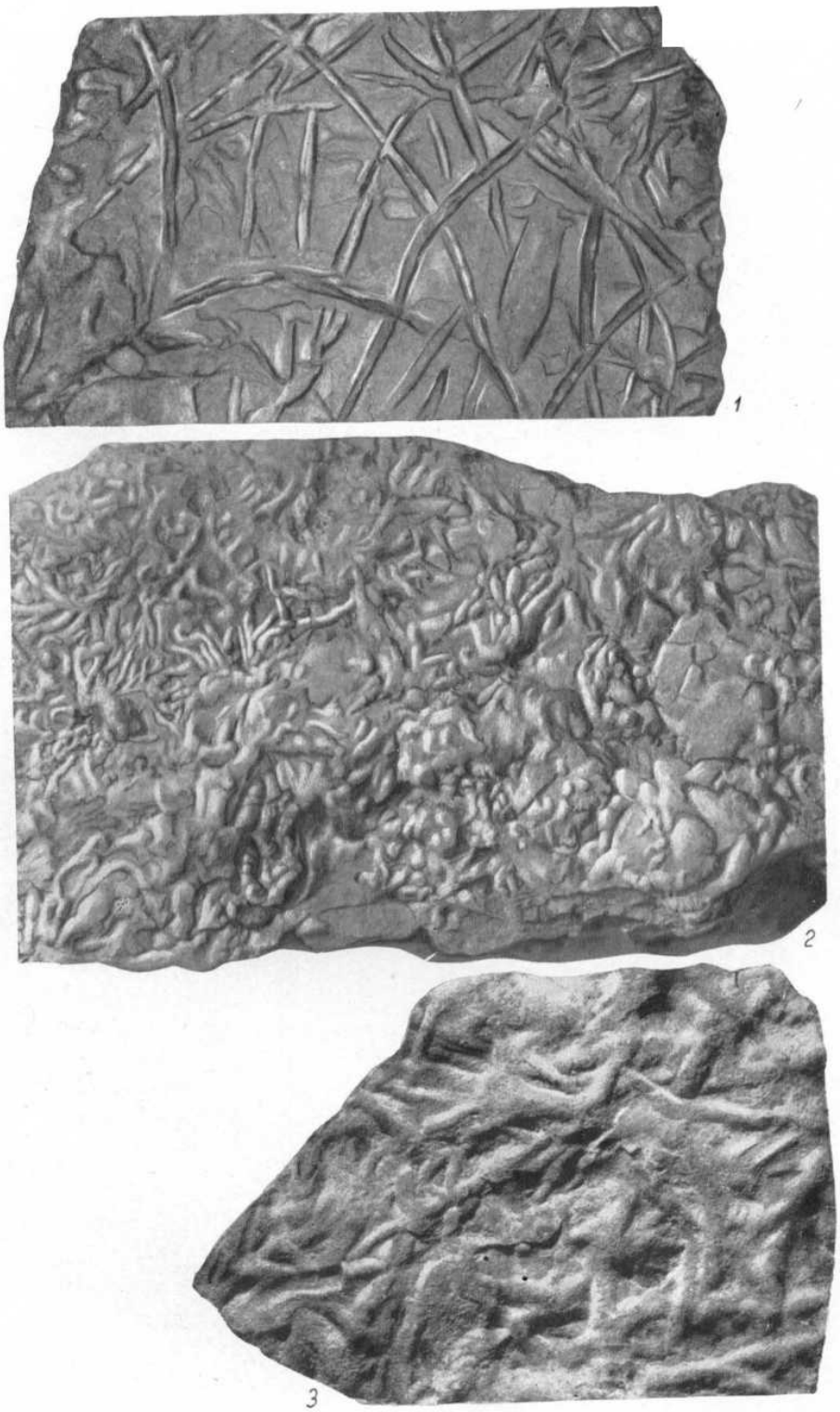


ТАБЛИЦА 20

Контротпечаток следов ползания неизвестного животного. Нижняя поверхность доломита. Нижний ордовик, устькутская свита. Якутская АССР, р. Оленёк. $^1/_2$ нат. вел. Из колл. О. И. Никифоровой (ЦНИГР музей)

Таблица 20

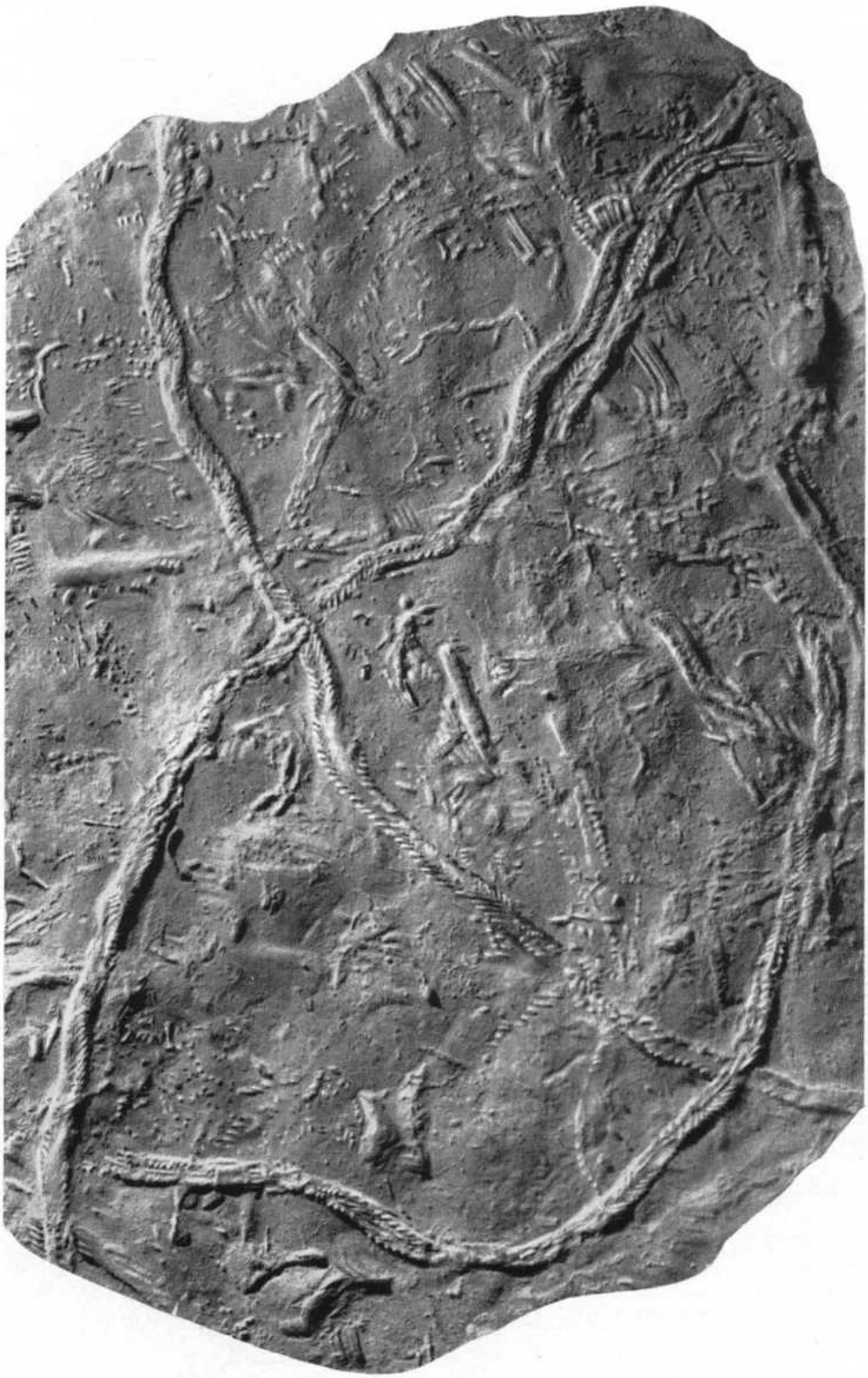


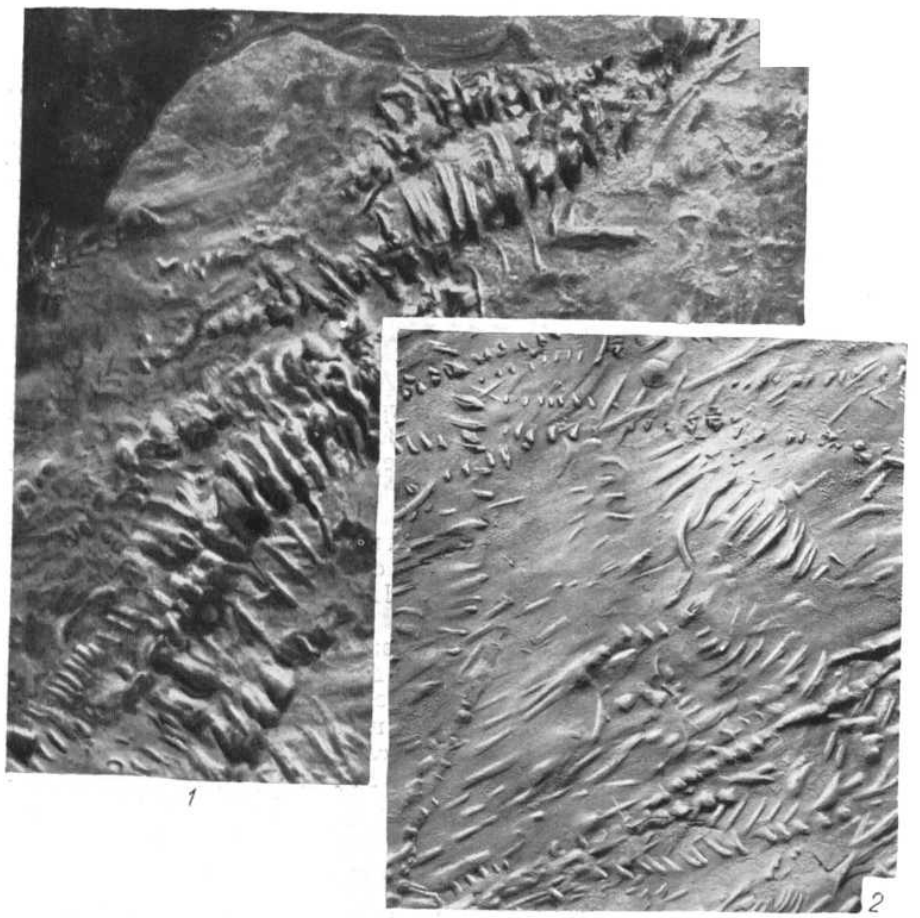
ТАБЛИЦА 21

Фиг. 1. Следы движения трилобитов на поверхности глинистого известняка. Верхний кембрий, хандинская свита. Якутская АССР, р. Малая Чуя, 18 *км* выше устья. Нат. вел. Л. Д. Мирошников и А. Г. Кравцов, 1960

Фиг. 2. Следы передвижения трилобитов на поверхности мергеля. Нат. вел. Р. Ф. Геккер, 1966

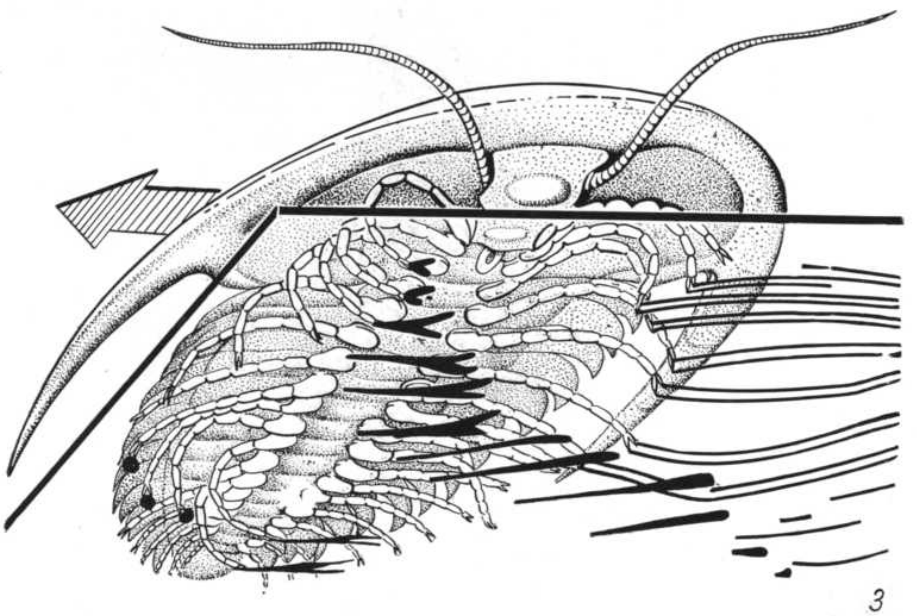
Фиг. 3. Схематическое изображение следов трилобита, представляющих собой суммарный результат передвижения трилобита и волочения его течением по дну водоема. A. Seilacher, 1955

Таблица ***21***



1

2



3

ТАБЛИЦА 22

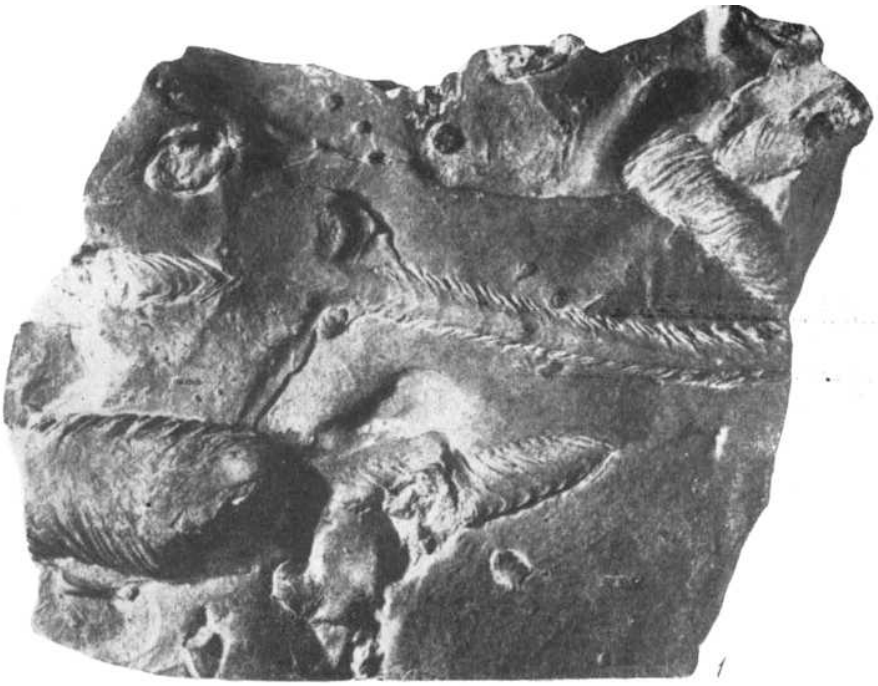
Фиг. 1. Валики различных диаметров *(Caulerpites pennatus)* на нижней поверхности слоя известняка. Верхний девон, чудовские слои. Ленинградская обл., р. Сясь, правый берег, против д. Теребони. Нат. вел. Из колл. Р. Ф. Геккера

Фиг. 2. Отпечаток четырехлучевой медузы *Asterocites* gen. sp. nov. N 2 K r a w t z o w e t M i r o s c h n i k o w на поверхности глинистого известняка. Верхний кембрий, франконский ярус. Восточная Сибирь, Норильский р-н. Нат. вел. Из колл. Л. Д. Мирошникова и А. Г. Кравцова

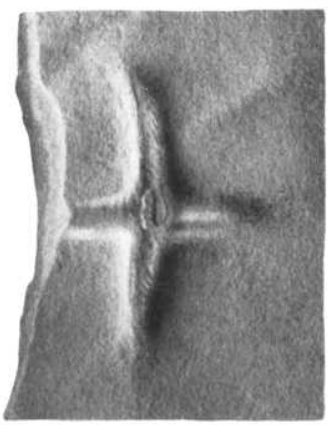
Фиг. 3. Слепок пятилучевой медузы *Asterocites* sp. nov. N 1 K r a w t z o w e t M i r o s c h n i k o w на поверхности глинистого известняка. Верхний кембрий, франконский ярус. Сибирь, Норильский р-н. Нат. вел. Из колл. Л. Д. Мирошникова и А. Г. Кравцова

Фиг. 4. Контротпечаток трехпалых следов на поверхности известняка. Маастрихт. Марокко. ½ нат. вел. R. Ambroggi, A. F. de Lapparent, 1954

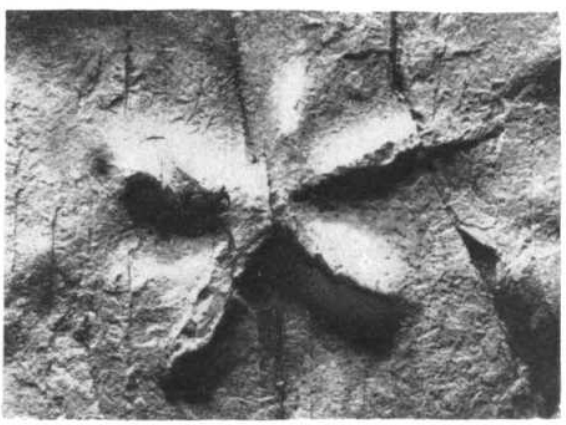
Таблица 22



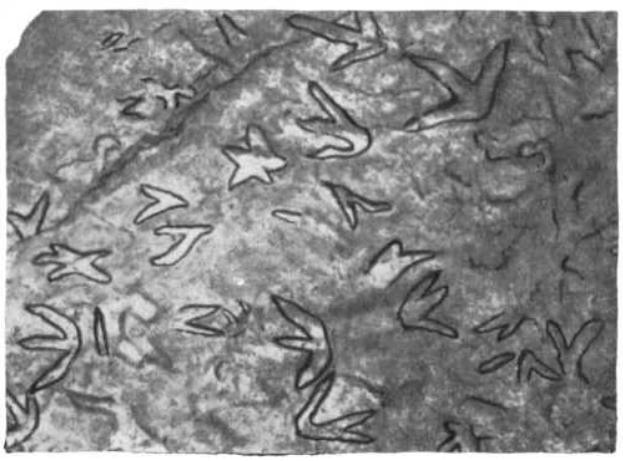
1



2



3



4

СОЧЕТАНИЕ РАЗЛИЧНЫХ ТЕКСТУРНЫХ ЗНАКОВ (табл. 23–25)

ТАБЛИЦА 23

Фиг. 1. Сочетание негативных знаков и глиптоморфоз по кристаллам каменной соли на поверхности наслоения доломита. Верхний кембрий. Сибирь, Иркутская обл., левый берег р. Киренги. $^1/_2$ нат. вел. Из колл. Г. И. Кириченко (ЦНИГР музей)

Фиг. 2. Сочетание знаков ряби и скелетных кристаллов каменной соли на поверхности наслоения доломита. Верхний силур, лудлов. Сибирь, р. Мойеро, 16 *км* ниже устья р. Хогсо-Хан. Нат. вел. Из колл. А. А. Высоцкого

Таблица 23

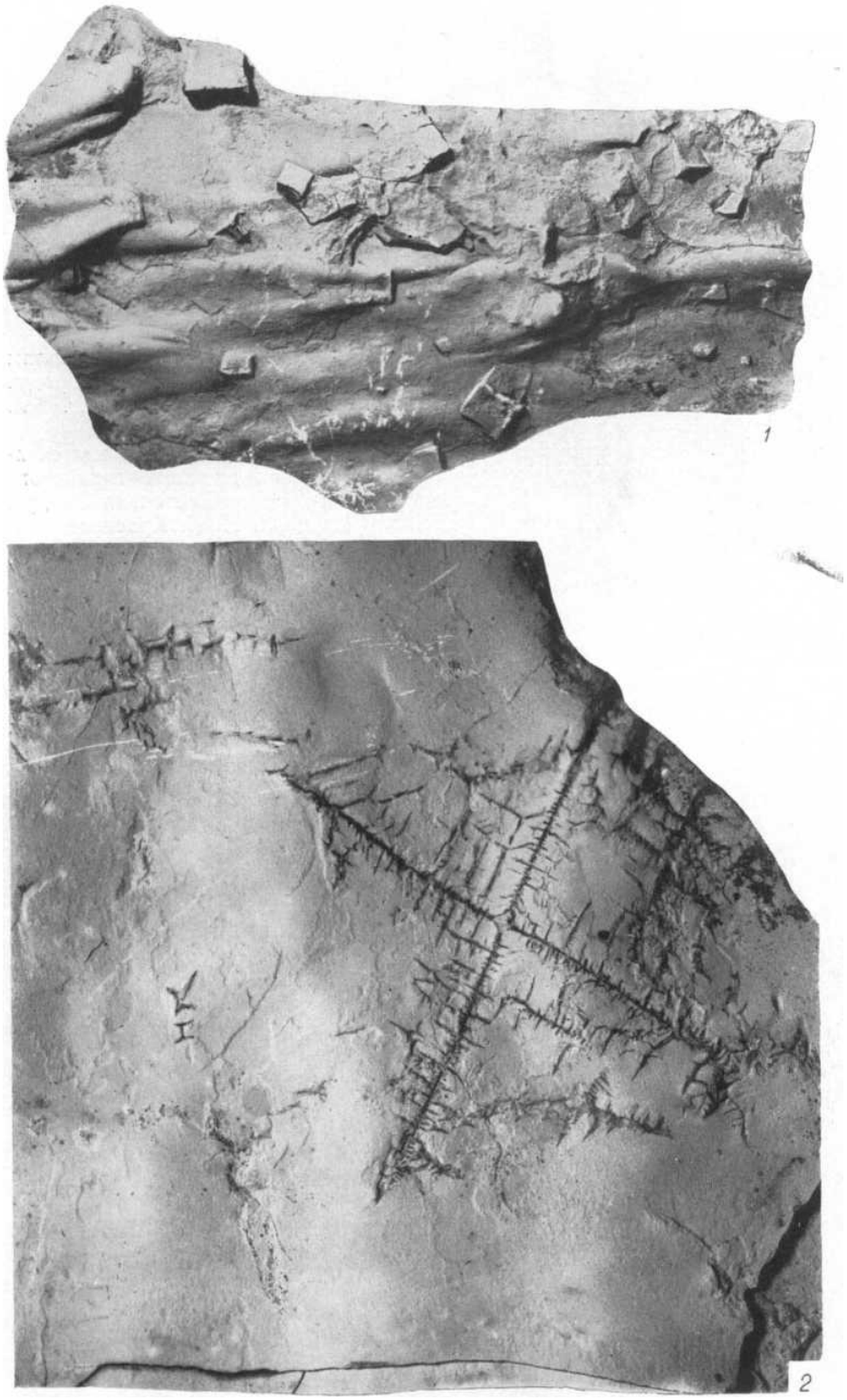


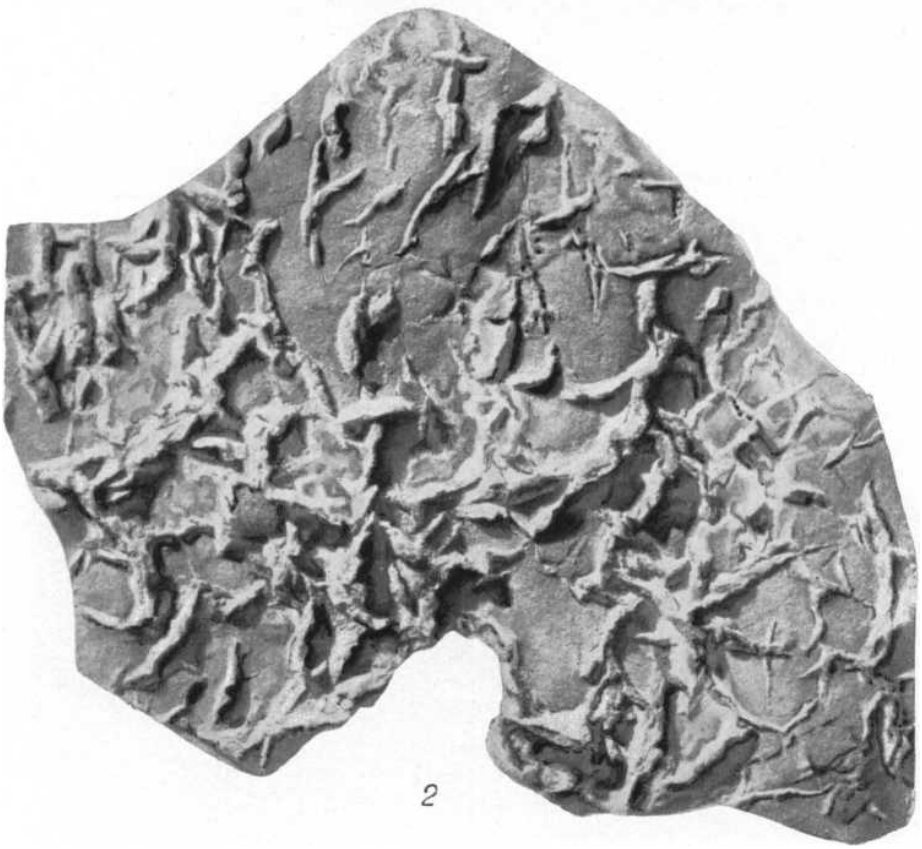
ТАБЛИЦА 24

Фиг. 1. Сочетание знаков ряби и глиптоморфоз по кристаллам каменной соли на поверхности напластования карбонатной породы. Кембрий. Восточная Сибирь, бассейн Моркоки и Вилюя. $^3/_4$ нат. вел. Из колл. И. И. Краснова (ЦНИГР музей)

Фиг. 2. Сочетание слепков неполных трещин усыхания, наложенных на слепки знаков ряби. Поверхность напластования глинистого известняка. Верхний кембрий, красноцветная толща. Восточная Сибирь, бассейн Моркоки и Вилюя. $^1/_2$ нат. вел. Из колл. И. И. Краснова

Таблица 24

1



2

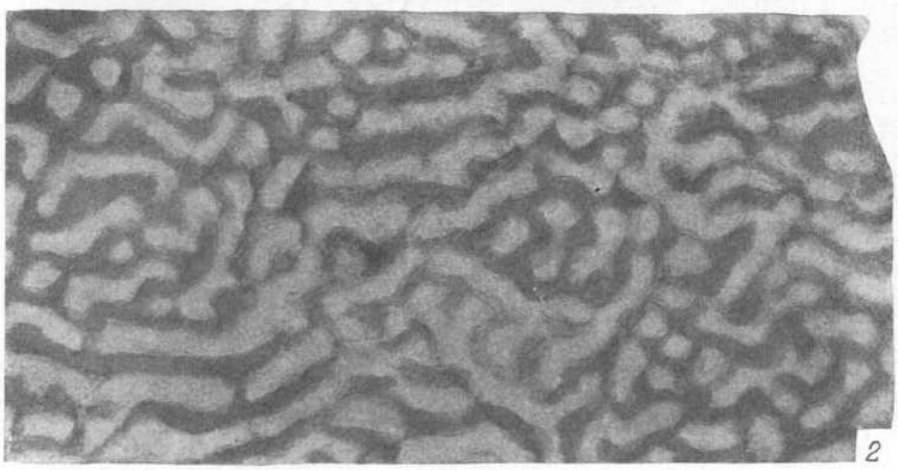
ТАБЛИЦА 25

Фиг. 1. Знаки ряби и следы жизнедеятельности илоедов в виде многочисленных валиков на поверхности глинистого известняка. Нижний силур, верхи лландоверского яруса. Восточная Сибирь, Норильский р-н, р. Омнутах. Из колл. Л. Д. Мирошникова и А. Г. Кравцова. Нат. вел.

Фиг. 2. Плитка мергеля с проблематическими образованиями округлой, удлиненной и иногда червеобразной формы, благодаря цветному отличию четко выделяющимися на поверхности образца и в поперечных изломах. Верхний мел, сантон. Краснодарский край, г. Новороссийск, карьер цементного завода «Октябрь». Нат. вел. Из колл. Е. И. Орешниковой

Таблица 25

1



2

ТЕКСТУРНЫЕ ПРИЗНАКИ ВНУТРИ ПЛАСТОВ (табл. 26–75)

СЛОИСТЫЕ ТЕКСТУРЫ (табл. 26–33)

ТАБЛИЦА 26

Фиг. 1. горизонтальная неравномерная и очень тонкая ритмическая слоистость в современных осадках со дна Черного моря. Тонкое переслаивание сапропелевых, глинистых и известковых (дрьюитовых) слойков. Нат. вел. А. Д. Архангельский, Н. М. Страхов, 1938

Фиг. 2. горизонтальная тонкая неравномерная полосчатая слоистость, обусловленная чередованием светлых и более темных (с органикой) прослоев известняка и глинистого известняка. Последние как менее устойчивые к выветриванию образуют углубления на поверхности породы. Верхний докембрий, свита Карточки (Ленок). Сибирь, Тунгусский бассейн, р. Сухая Тунгуска. Нат. вел. Из колл. А. И. Гусева (ЦНИГР музей)

Фиг. 3. горизонтальная ритмическая неравномерная слоистость (мелкие ритмы). Карбонатный флиш. Светлое – глинистый известняк, темные полосы – алевролит. Верхний мел, туронокий ярус, керкетский горизонт. Северный Кавказ. $^{3}/_{4}$ нат. вел. Из колл. В. А. Гроссгейма Фиг. 4. горизонтальная неравномерная слоистость в известняке. Виден прослой внутрипластового конгломерата (а), нарушающего горизо нтальную слоистость. Поверхность конгломерата образует микрорельеф, возникший благодаря сгруженности плоских галек и отдельных крупных обломков известняка. Верхний кембрий. Восточная Сибирь, Красноярский край, р. Кулюмбе, приток р. Хантайки. Фото В. И. Драгунова

Таблица 26

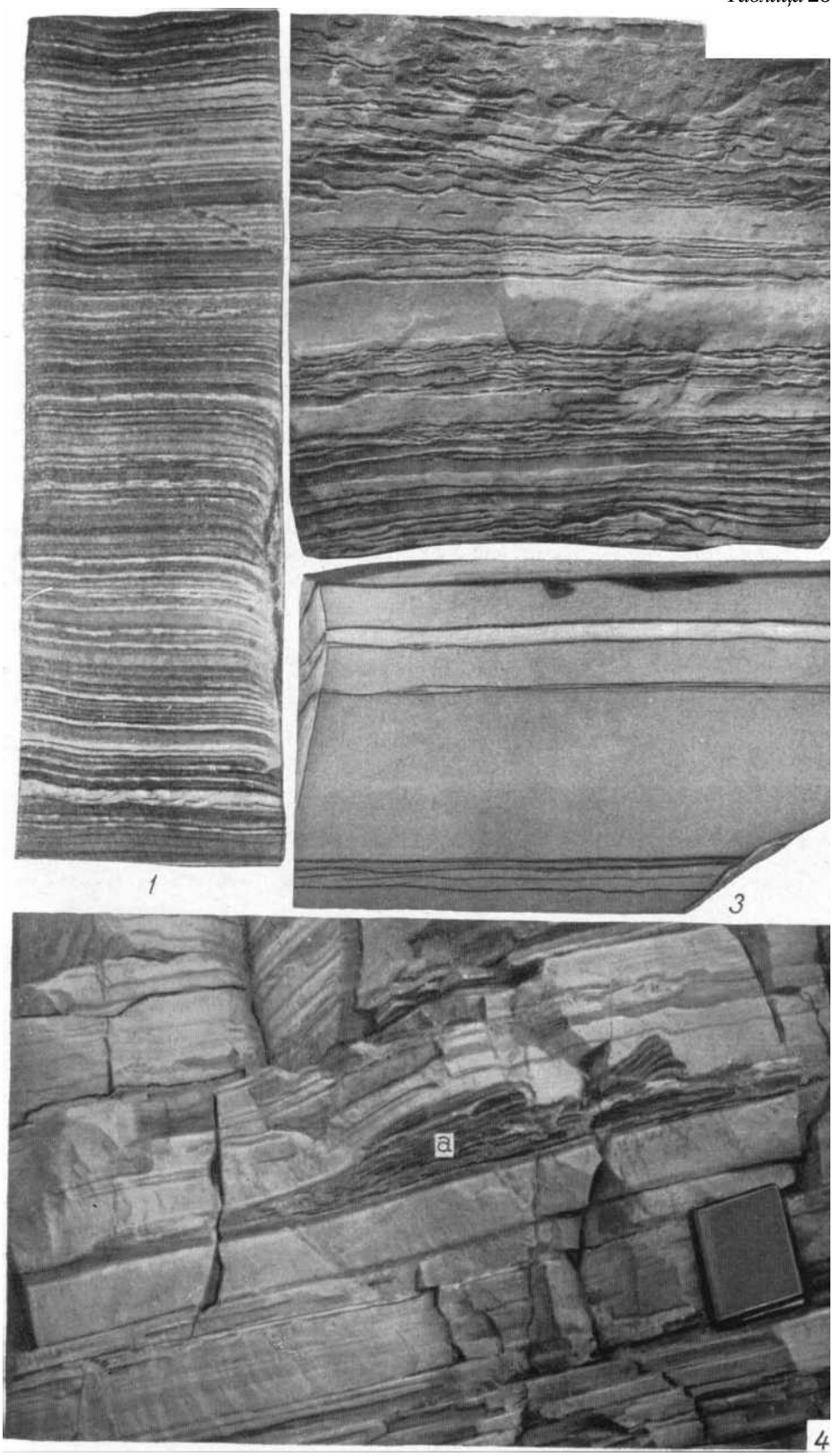


ТАБЛИЦА 27

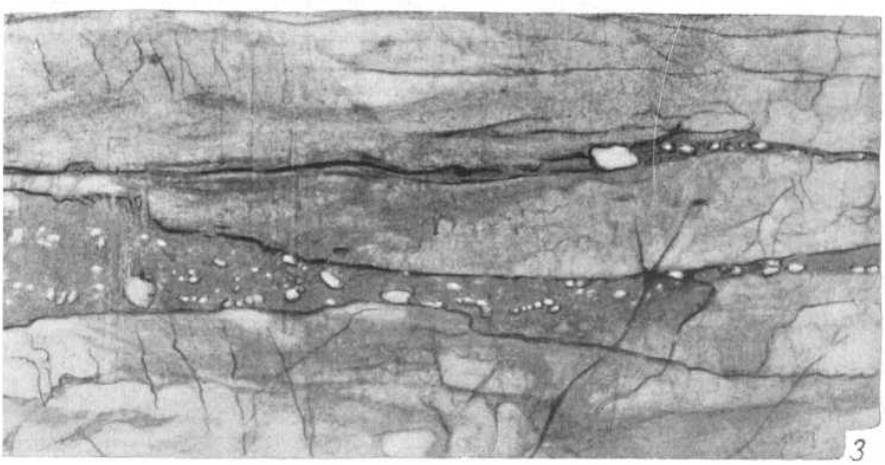
Фиг. 1. горизонтальная слоистость. Оолитовый известняк с прослоями, содержащими многочисленные уплощенные гальки мергелей и известковых глин. Наблюдается ритмичное чередование слойков с гальками и слойков, лишенных галек. Средний плиоцен, заунгузская свита. Туркменская ССР, Ашхабадская обл., пос. Дамлы. $^{3}/_{4}$ нат. вел. Из колл. А. И. Животовской

Фиг. 2. горизонтальная слоистость в первичном крупнокристаллическом известняке, образовавшемся в результате непосредственной кристаллизации кальцита из вод лагуны. Верхняя пермь, казанский ярус. Поволжье, Самарская Лука. Нат. вел. Из колл. В. Л. Либровича Фиг. 3. горизонтальная неправильная (скрытолинзовидная) слоистость. Белый писчий мел. Текстура подчеркивается скоплением галек в отдельных прослоях; гальки имеют тот же состав, что и вмещающая их порода (мел). Текстура проявлена пропитыванием породы машинным маслом. Верхний мел, Маастрихт. Ставропольский край, вблизи станицы Сенгилеевской. Нат. вел. Из колл. Г. И. Бушинского

Таблица 27

1

2



3

ТАБЛИЦА 28

Фиг. 1. горизонтальная неправильная ритмическая, неравномерная слоистость. Слоистость проявляется благодаря чередованию петрографически разнородных слоев пород: ангидрита (темно-серое) и раннедиагенетического доломита замещения (светлое). Осадконакопление происходило при ритмичном колебании степени солености вод лагуны. С моментами значительного снижения солености вод связано прекращение садки ангидрита и частичное его растворение (неровные верхние контакты ангидритовых прослоев). Отлагавшийся затем известковый (органогенный) осадок подвергался интенсивной доломитизации в стадию раннего диагенеза. Нижняя пермь. Чувашская АССР, правый берег Волги, 5 *км* от г. Мариинский Посад. Нат. вел. Я. К. Писарчик, 1950

Фиг. 2. горизонтальная грубая слоистость. Мощные слои устричников, образованные раковинами *Fatina.* Деталь к нижней пачке, изображенной на фиг. 4. Р. Ф. Геккер и др., 1962

Фиг. 3. горизонтальная тонкая слоистость в плитчатых известняках. Порода сложена чередующимися прослоями кристаллически-зернистого известняка (рельефно выступающими) и менее устойчивыми против выветривания прослоями глинистого известняка. Поверхность образца, отполированная выветриванием. Нижняя пермь. Украинская ССР, Артемовский р-н, с. Покровское. Нат. вел. Из колл. Е. И. Орешниковой

Фиг. 4. горизонтальная грубая неравномерная слоистость. Общий вид обнажения устричников с прослоями глин, выше сменяющихся известняками. Палеоген, туркестанский ярус. Северная Фергана. Р. Ф. Геккер и др., 1962

Таблица 28

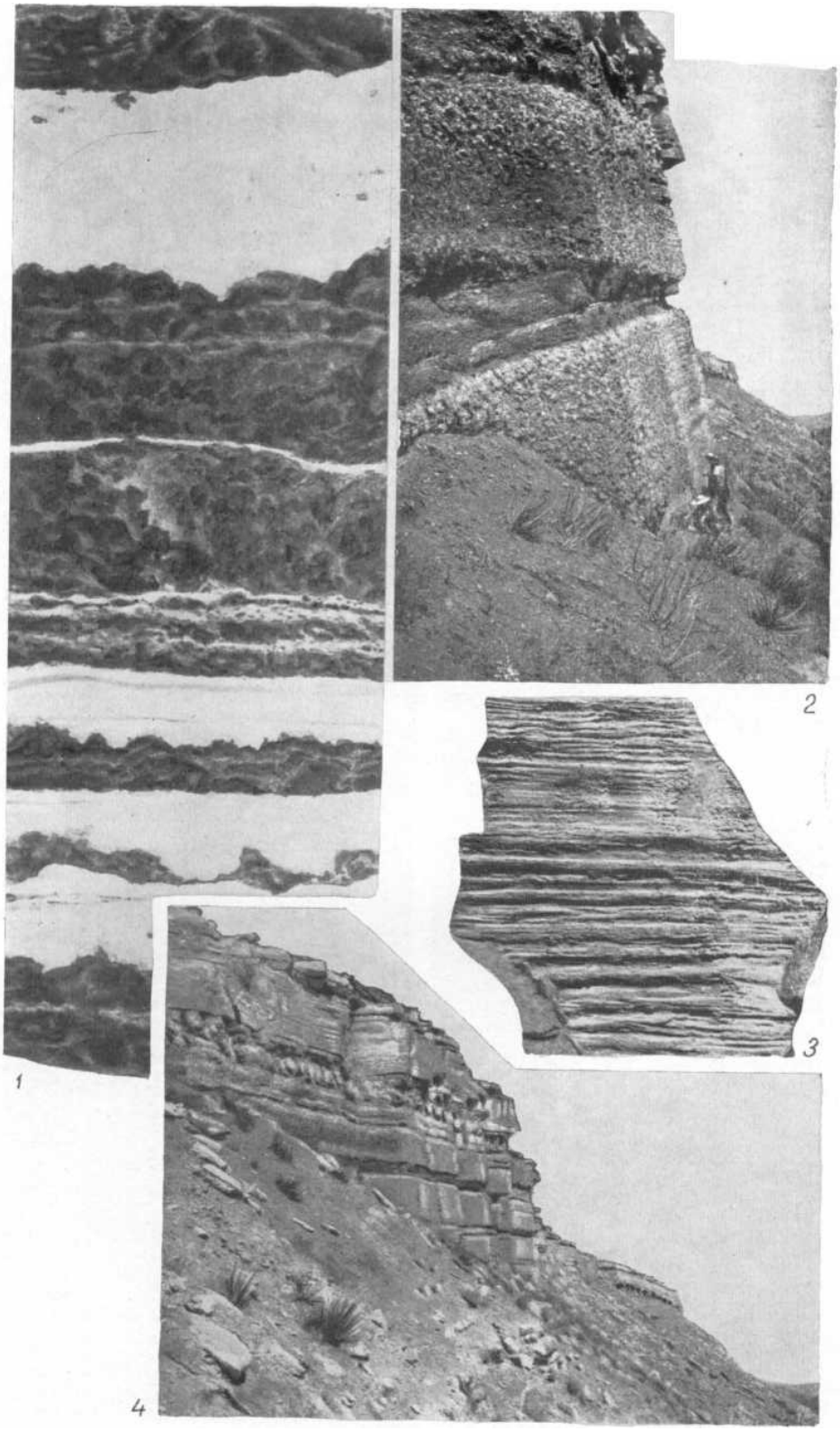


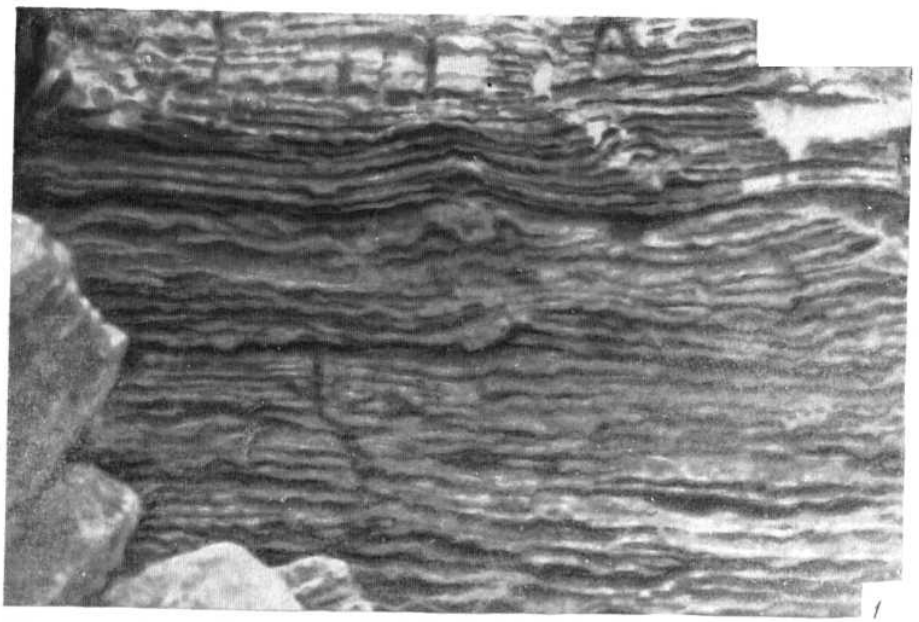
ТАБЛИЦА 29

Фиг. 1. Слоистая текстура в строматолитовом окремненном доломите. образование слоистости связано с жизнедеятельностью синезеленых водорослей. Средний протерозой. Карельская АССР, берег Пялозера. $^{1}/_{3}$ пат. вел. Фото Е. В. Дмитриевой

Фиг. 2. Пологоволнистая тонкая слоистость в доломите. Порода содержит оригинальные «пламевидной» формы включения ангидрита, секущие слойки доломита под углом 40–50°, несколько сминая их. Верхняя пермь, кунгурский ярус. Центр европейской части СССР, Тульская обл., окрестности пос. Кулешово. $^{2}/_{3}$ нат. вел. Из колл. Л. М. Бириной

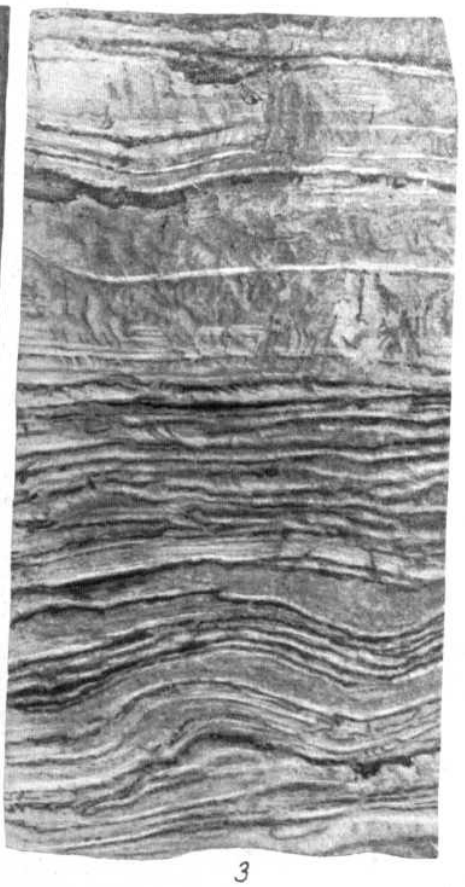
Фиг. 3. Пологоволнистая слоистость в доломите. Слоистость подчеркнута наличием в однородном микрозернистом доломите (светлосерое) прослойков огипсованного доломита (темно-серое). Нижняя пермь. Чувашская АССР, правый берег Волги, 5 *км* от г. Мариинский Посад. Нат. вел. Из колл. Я. К. Писарчик

Таблица ***29***



1

2



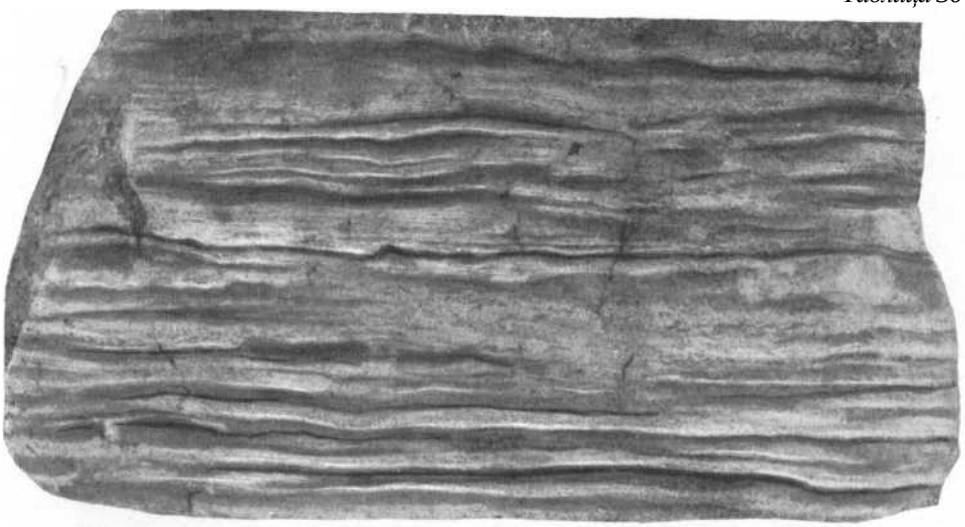
3

ТАБЛИЦА 30

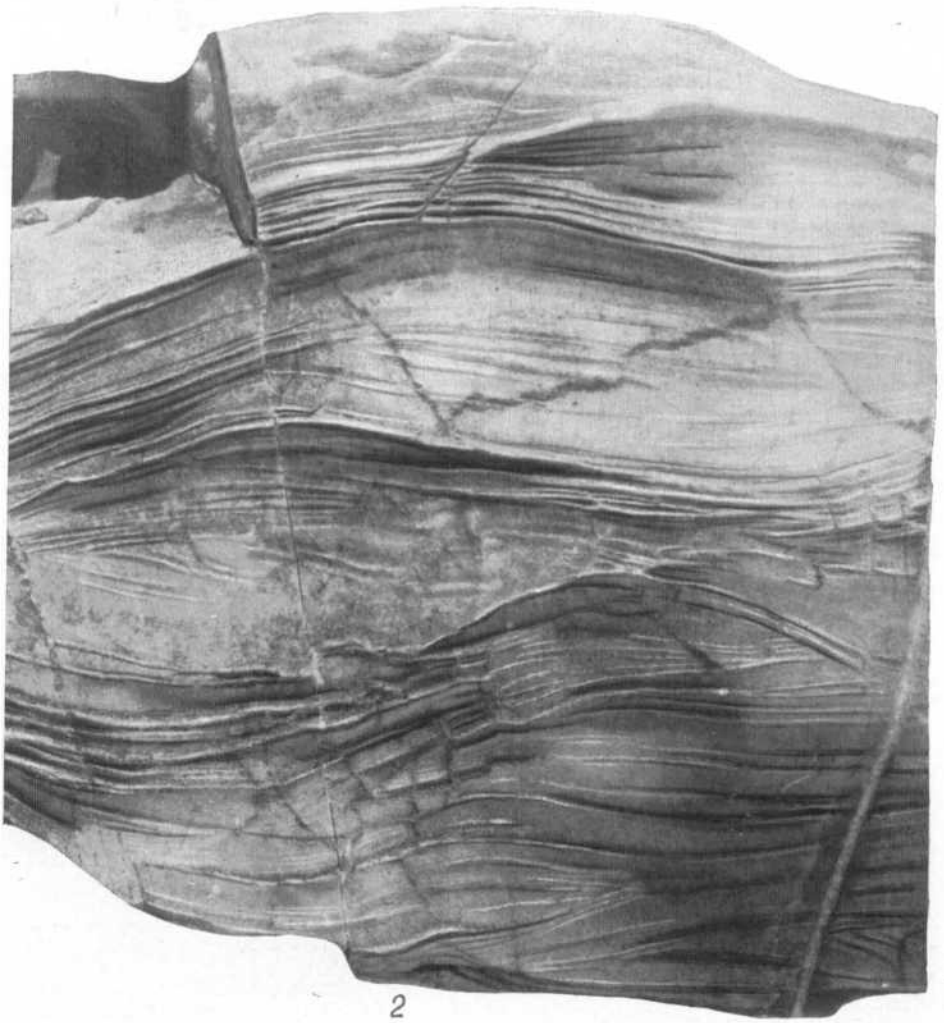
Фиг. 1. Пологоволнистая полосчатая слоистость в доломите. Слоистость подчеркнута послойной, очень слабой пигментацией породы органическим веществом. Средний кембрий, литвинцевская свита. Восточная Сибирь, Иркутская обл., пос. Каймоново, ручей Косой. Нат. вел. Из колл. Я. К. Писарчик

Фиг. 2. Волнисто-линзовидная слоистость в известняке. Верхний докембрий, свита Карточки. Сибирь, Енисейский кряж, р. Большой Пит, против оз. Елового. Нат. вел. Из колл. Г. И. Кириченко

Таблица 30



1



2

ТАБЛИЦА 31

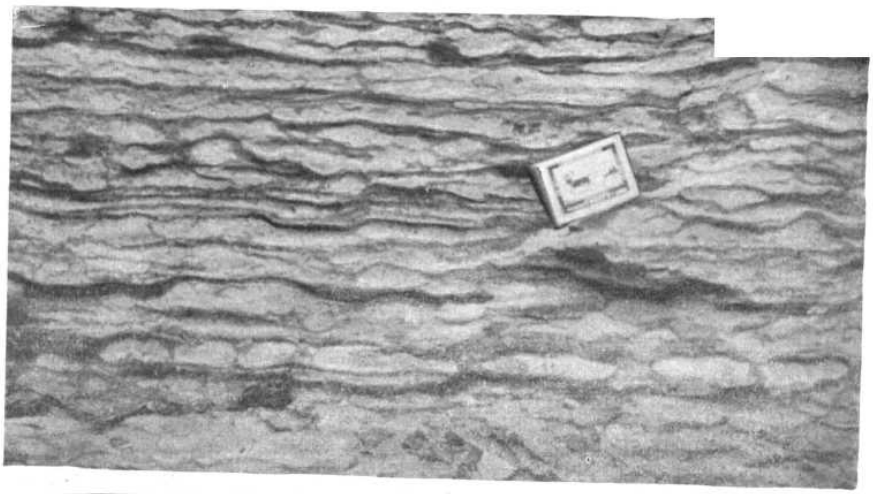
Фиг. 1. Волнисто-линзовидная слоистость в известняке. Между глинисто-карбонатными прослоями располагаются линзы более плотного известняка. Нижний ордовик. Красноярский край, р. Хаптайка, правый приток р. Енисея. Фото А. А. Высоцкого

Фиг. 2. Волнистая слоистость (типа волноприбойной ряби). Морские ракушечниково-детритовые известняки. Слоистость подчеркивается расположением ракуши. Плиоцен, понт. Одесская обл., район с. Новой Еметовки. Фото Л. И. Пазюк

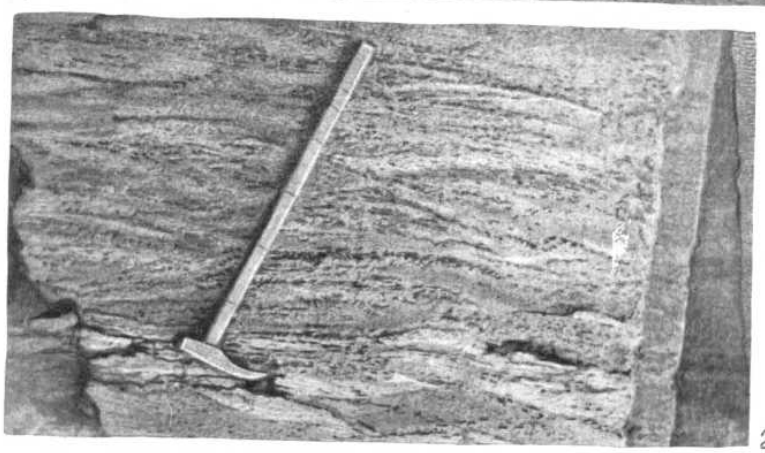
Фиг. 3. Волнисто-косая слоистость (по И. В. Хворовой, косая) зоны прибрежных течений. Доломит. Косонаслоенные серии характеризуются однонаправленностью слойков, небольшой мощностью (2– 4 *см)*. Серии полого срезают одна другую по волнистым несколько асимметричным поверхностям. Нижняя пермь, артинский ярус. Западный склон Южного Урала, р. Сакмара. $^1/_2$ нат. вел. И. В. Хворова, 1956

Фиг. 4. Волнисто-косая слоистость в известняке, образовавшаяся в результате волновых движений в бассейне. Верхний докембрий, дашкинская свита. Сибирь, Красноярский край, р. Каменка. Нат. вел. Из колл. Л. М. Плотникова

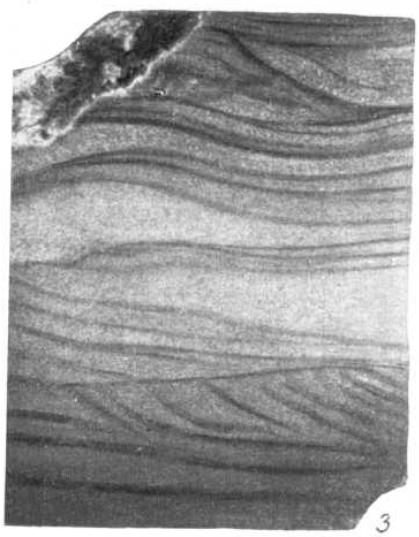
Таблица 31



1



2



3

4

ТАБЛИЦА 32

Фиг. 1. Однонаправленная косая слоистость (потокового типа?) в известняковом конгломерате. Верхний сармат, херсонский горизонт. Запорожская обл., правый борт долины р. Конки. Фото Л. С. Белокрыса

Фиг. 2. Косая слоистость течений. Оолитовый известняк, чередующийся со слойками песчаника, содержащего рассеянные оолиты. Верхняя косослоистая серия ложится с резким контактом на размытую нижнюю косую серию известняка. Средний плиоцен, заунгузская свита, оолитовая пачка. Туркменская ССР, Ашхабадская обл., урочище Чалджульба. Фото А. И. Животовской

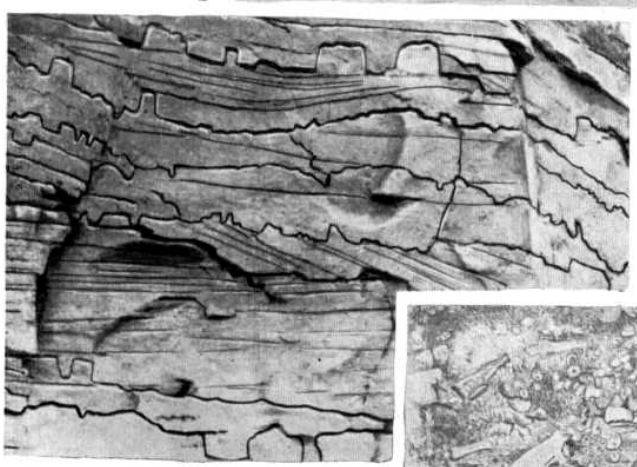
Фиг. 3. Косая слоистость течений и стилолиты в известняках верхнего кембрия. Сибирь, р. Тюнг, левый приток Вилюя. $^{1}/_{17}$ нат. вел. Г. И. Бушинский, 1961

Фиг. 4. Косослоистый обломочный известняк (склона рифа или отмели), несогласно перекрытый органогенно-детритовым известняком. Средний карбон. Московская обл., ст. Пески. Нат. вел. М. С. Швецов, 1958,

Таблица 32

1

2



3

4

ТАБЛИЦА 33

Фиг. 1*. Косая слоистость в известняке. Сечение, близкое к продольному. зона прибрежно-морских течений. Верхний докембрий, свита Карточки. Сибирь, Енисейский кряж, р. Большой Пит, у о. Елового. Нат. вел. Из колл. Г. И. Кириченко

Фиг. 2. Косая слоистость в детрито-оолитовом известняке. Видны прямолинейные сплошные четкие слойки в отдельных сериях, параллельных друг другу. Крутые серии слоев (под углом 30–45°) чередуются с пологими (под углом 10°) и взаимно срезают друг друга. Нижний визе, подъяковский горизонт. Западная Сибирь, Кузнецкий бассейн, р. Яя. Нат. вел. Е. Д. Розанова, 1963

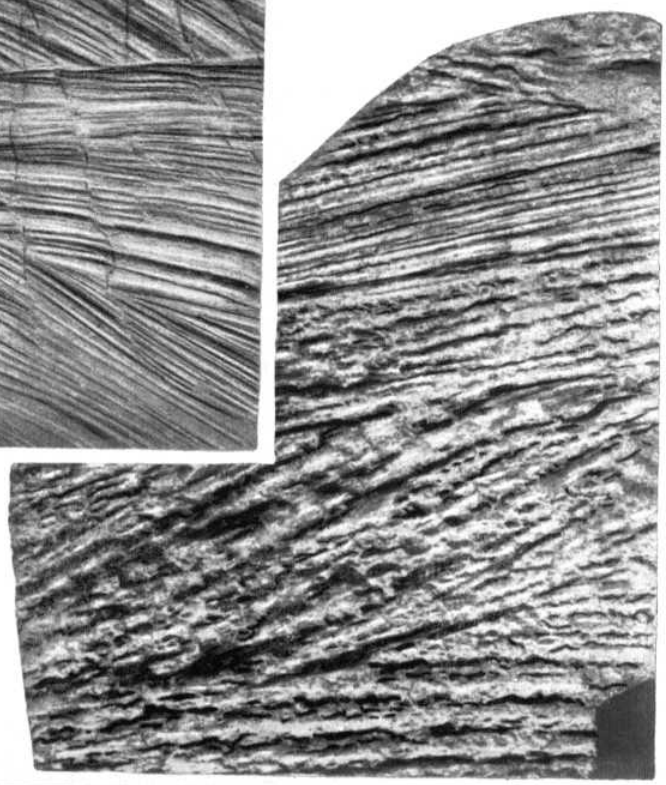
Фиг. 3. Косая слоистость эолового типа в современных карбонатных породах. Порода состоит главным образом из мелких частично окатанных обломков кораллов и оолитов (эолианит). Побережье Бермудских островов. A. Agassiz, 1894

---

*Фиг. 1 напечатана и перевернутом виде (низ рисунка считать верхом)

Таблица 33

1



2

3

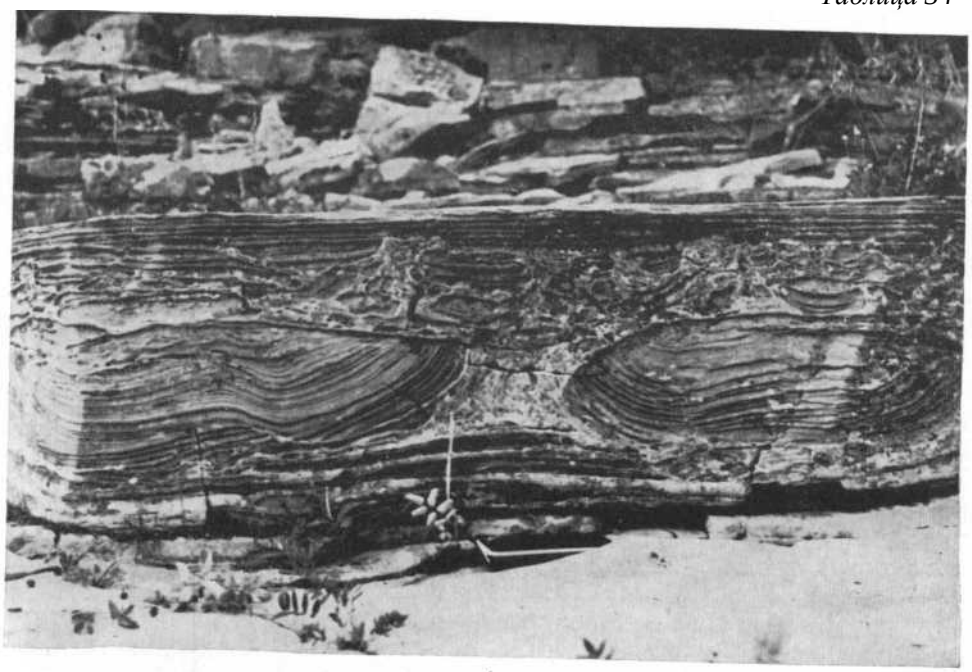
ПОДВОДНООПОЛЗНЕВЫЕ ТЕКСТУРЫ (табл. 34, 35)

ТАБЛИЦА 34

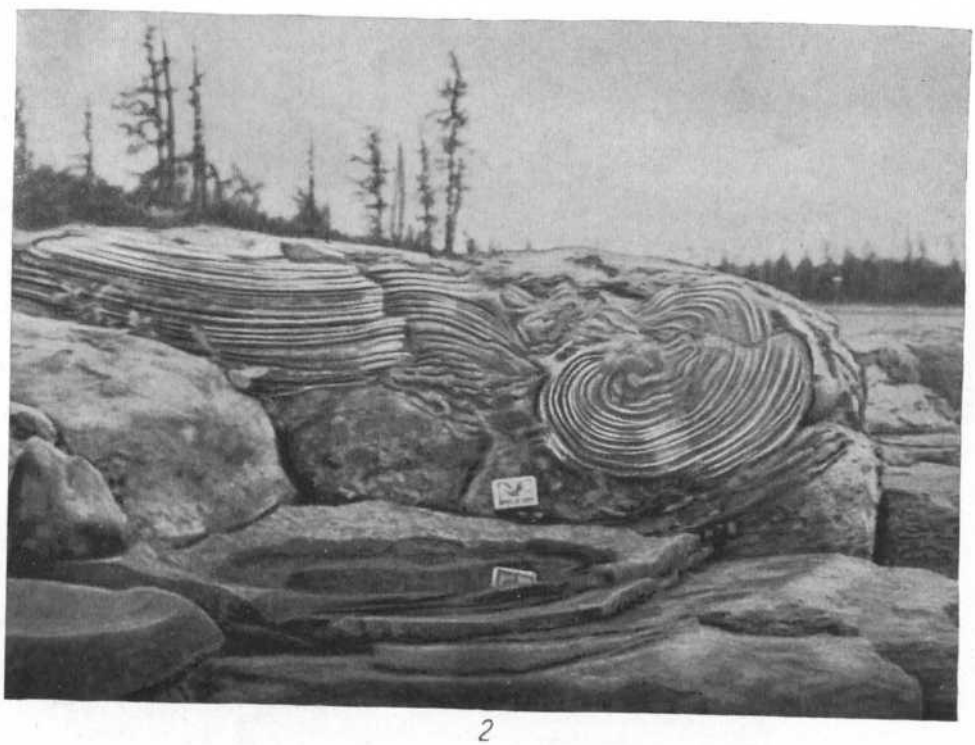
Фиг. 1. Текстура подводнооползневого происхождения в толще переслаивания мергеля и глинистого известняка кулюмбинской свиты верхнего кембрия. Восточная Сибирь, Красноярский край, р. Кулюмбе. $^{1}/_{10}$ нат. вел. Фото В. И. Драгунова

Фиг. 2. Текстура подводнооползневого происхождения в глинистом известняке. Видна горизонтальная слоистость и «закрутыш», оторвавшийся от основного ложа при оползании осадков. Нижний ордовик. Восточная Сибирь, Красноярский край, среднее течение р. Хантайки. Фото А. А. Высоцкого

Таблица 34



1



2

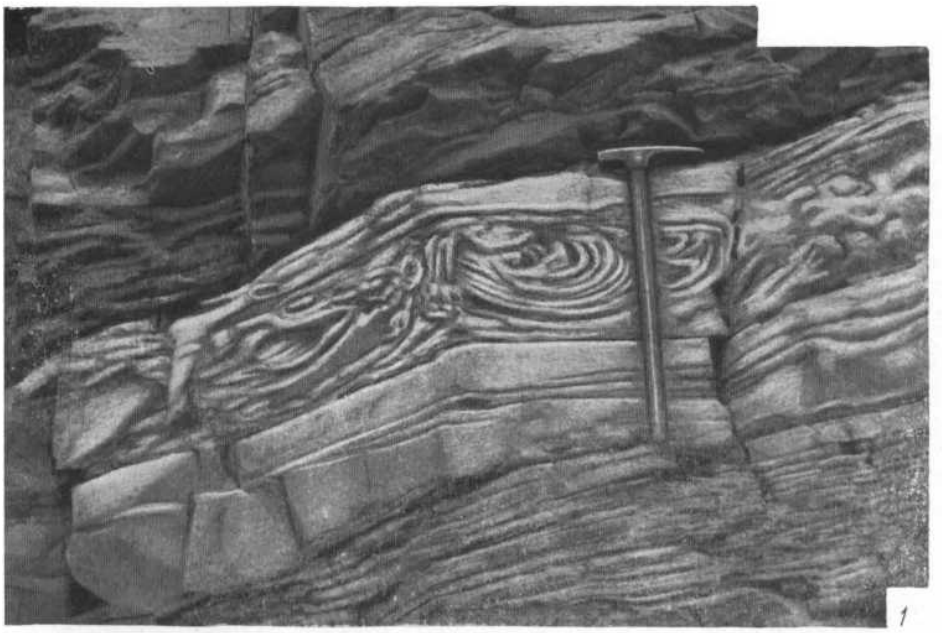
ТАБЛИЦА 35

Фиг. 1. Внутрипластовое смятие подводнооползневого происхождения в карбонатной породе. Оползневые складки заключены между нормально залегающими пластами известняков. Деформация породы внутри пласта подчеркивается благодаря различию в составе чередующихся глинисто-карбонатных и алеврито-карбонатных слойков. Верхний кембрий, кулюмбинская свита (возможно, низы устькутской свиты нижнего ордовика). Сибирь, Игарско-Норильский р-н, среднее течение р. Кулюмбе, 5 *км* выше о. Лабазного. Фото Г. Д. Кулика

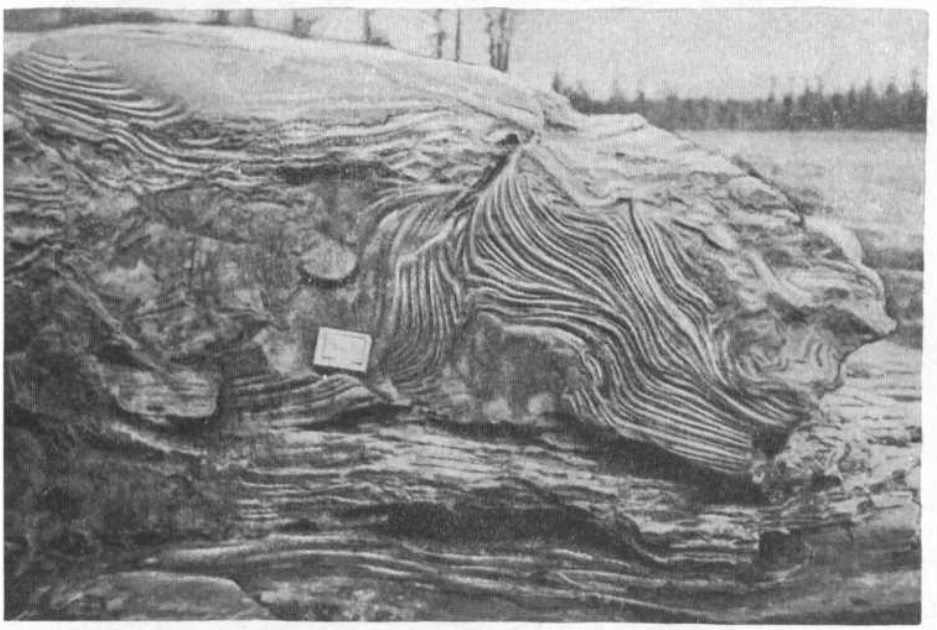
Фиг. 2. Обнажение глинистого известняка. Видны причудливо изогнутые слойки, образовавшиеся в результате подводного оползания осадков. Нижний ордовик. Восточная Сибирь, Красноярский край, среднее течение р. Хантайки. Фото А. А. Высоцкого

Фиг. 3. Мелкие складочки в карбонатной породе, образовавшиеся в результате внутрислоевого смятия при оползании осадков. Нижняя пермь, артинский ярус. Казахская ССР, Актюбинская обл., р. Актасты. И. В. Хворова, 1957

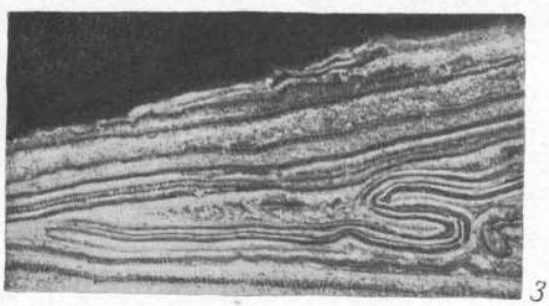
Таблица 35



1



2



3

ТЕКСТУРЫ ОСАДОЧНОГО БУДИНАЖА (РАЗВАЛЬЦЕВАНИЯ) (табл. 36, 37)

ТАБЛИЦА 36

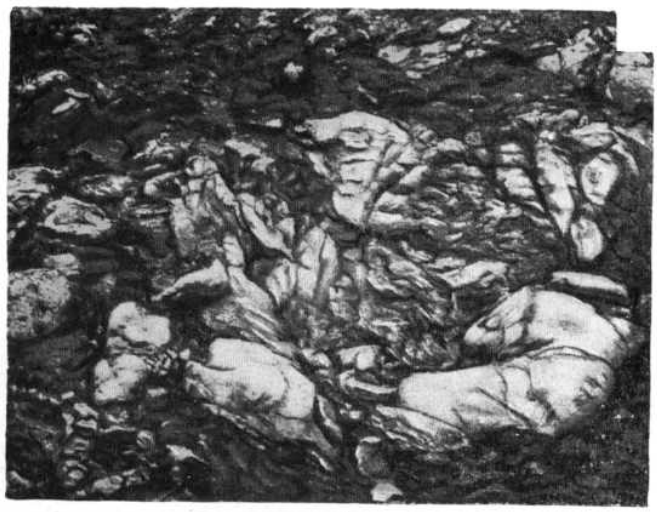
Текстуры развальцевания («осадочный будинаж»), образованные в процессе крупных подводных оползней и обвалов

Фиг. 1 и 2. Общий вид развальцованных известняков турона. ФРГ. E. Voigt, 1962

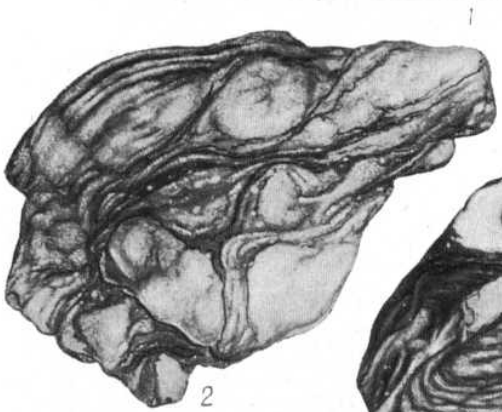
Фиг. 3. Факоид–линзовидное тело, образовавшееся в результате развальцевания известняков при подводном оползании осадков; представляет собой «закрутыш», ограниченный плоскостями скольжения. Турон. ФРГ. $^{4}/_{5}$ нат. вел., E. Voigt, 1962

Фиг. 4. Пласт, состоящий из изолированных тел известняка (белое) и вмещающей их красноцветной глины, образовавшихся в результате развальцевания пласта в процессе подводного оползания осадков. Нижний мел. Фергана. Фото Н. Н. Верзилина

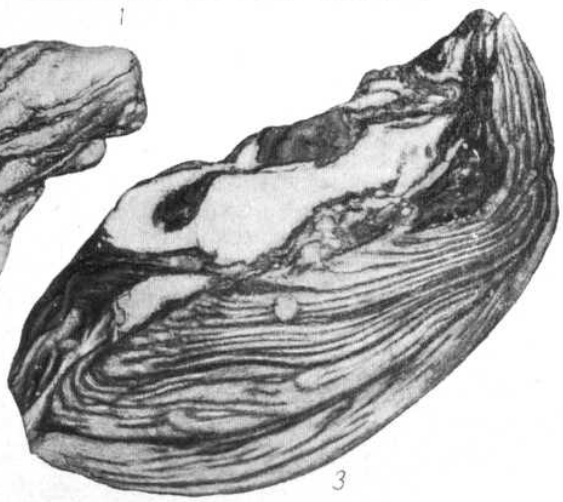
Таблица 36



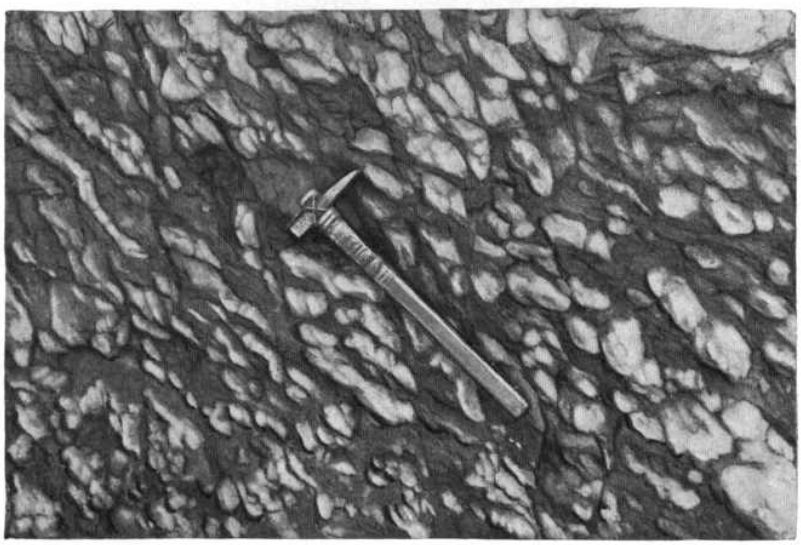
1



2



3



4

ТАБЛИЦА 37

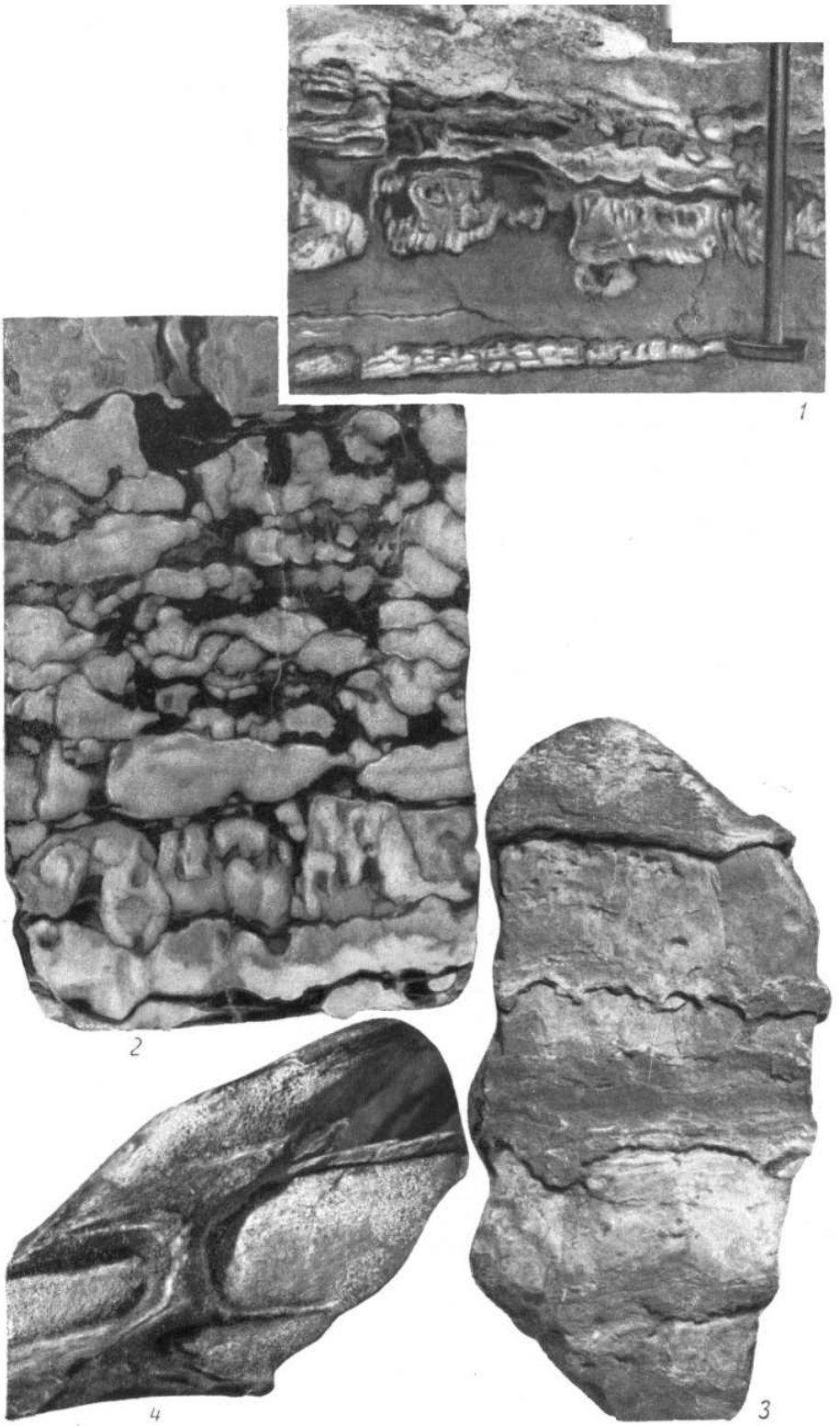
Фиг. 1. Текстура осадочного (диагенетического) будинажа прослоя педитоморфного известняка. Вмещающая порода – песчанистая глина. Внизу виден прослой подобного же известняка, не затронутый будинажем. Верхний сармат, херсонский горизонт. Днепропетровская обл., г. Кривой Рог. Фото Л. С. Белокрыса

Фиг. 2. Известняк глинистый коричнево-красный с «облаковидпон» волнистой слоистостью. По Д. Г. Сапожникову (1963), такая слоистость возникает при развальцевании (осадочном будинаже) неполностью затвердевших прослоев мелкозернистого известняка в железисто-глинистом цементе. Верхний девон – нижний карбон. Центральный Казахстан, месторождение Кайракты. Нат. вел. Из колл. М. И. Александровой (ЦНИГР музей)

Фиг. 3. Волнисто-слоистый известняк. Верхний силур. Полярный Урал, р. Лек. $^{4}/_{5}$ нат. Бел. Из колл. К- П. Евсеева

Фиг. 4. Тектонический будинаж в том же известняке (петельчатая текстура). Поверхности слойков остаются параллельными, за исключением центральной части снимка, где по трещине будинажа материал слойков выжат в нижние слойки. $^{4}/_{5}$ нат. вел.

Таблица 37



НЕПТУНИЧЕСКИЕ ДАЙКИ

ТАБЛИЦА 38

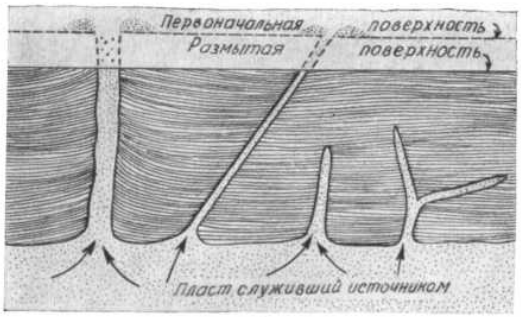
Фиг. 1. Схема, показывающая происхождение и стратиграфические отношения кластических даек, образованных из материалов, инъецированных в налегающие пласты из лежащего под ними пласта, служившего источником. Некоторые трещины проходят до кровли подстилающего пласта, благодаря чему кластический материал действительно был «извергнут» на поверхность (явление, часто наблюдавшееся во время землетрясений). Позднейшая эрозия удалила выброшенный на поверхность осадочный материал, и сама дайка была срезана, а затем погребена под более молодыми отложениями. Некоторые из трещин, развиты только в нижней части лежащего сверху пласта, вследствие чего дайки не достигли первоначальной поверхности и не были вскрыты эрозией. Слои около более крупных даек заметно приподняты – признак, свидетельствующий о том, что песок с силой внедрялся снизу. Р. Шрок, 1950

Фиг. 2. Известняковая нептуническая дайка в красноцветных песчаниках. Нижний мел, альб, низы аламышикской свиты. Фергана, р. Каракульджа. Фото Н. Н. Верзилина

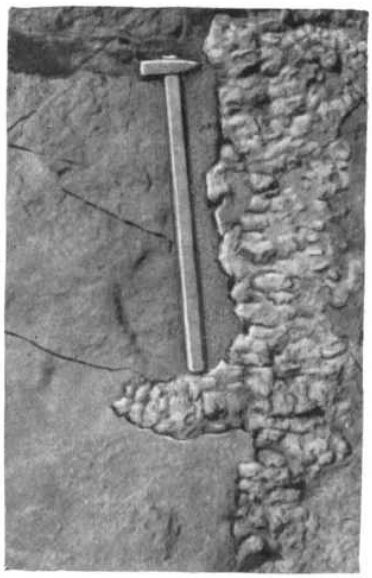
Фиг. 3. Известняковая нептуническая дайка в конгломератах нижненичкесайской подсвиты. Верхний мел, сенон–дат. Ферганская межгорная впадина, район р. Нарына. Фото Н. Н. Верзилина

Фиг. 4. Клиновидная нептуническая дайка в основании пласта ляканского известняка, вдающаяся в подстилающие песчано-глинистые породы. Меловые отложения. Северная Фергана. Л. Б. Рухин, 1959

Таблица 38

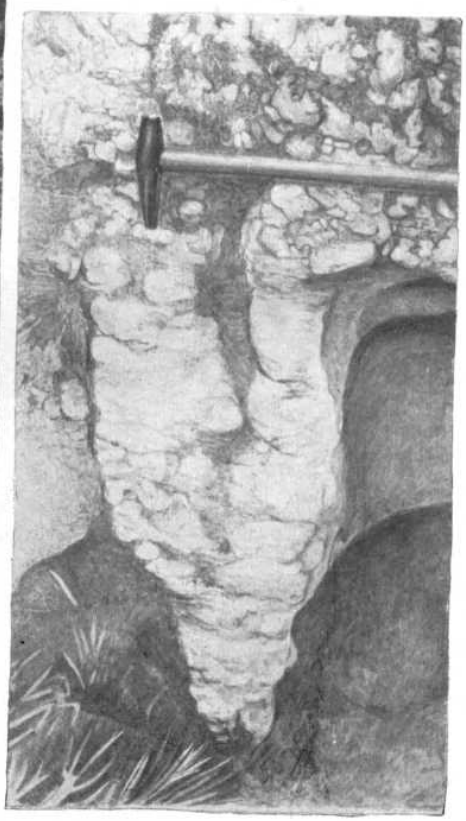


1



2

3



4

ФУНТИКОВЫЕ ТЕКСТУРЫ В ИЗВЕСТНЯКАХ (табл. 39—43)

ТАБЛИЦА 39

Фиг. 1. Фунтиковая текстура в мергеле. Олигоцен. Грузинская ССР, Южная Кахетия. Нат. вел. Из колл. М. Ф. Хучуа

Фиг. 2. Фунтиковая текстура, развитая в линзовидпой сидеритовон конкреции. Конусы сложены кальцитом. В центре виден участок сидерита, не обладающий этой текстурой. Верхний карбон, Долинская свита. Казахская ССР, Карагандинский каменноугольный бассейн. Нат. вел. Из колл. В. К. Копериной

Фиг. 3. Фунтиковая текстура в мергеле. Юра, зеленая свита. Киргизская ССР, Нарынское каменноугольное месторождение, правый берег р. Нарын. Нат. вел. Из колл. Н. Р. Лийц

Таблица 39

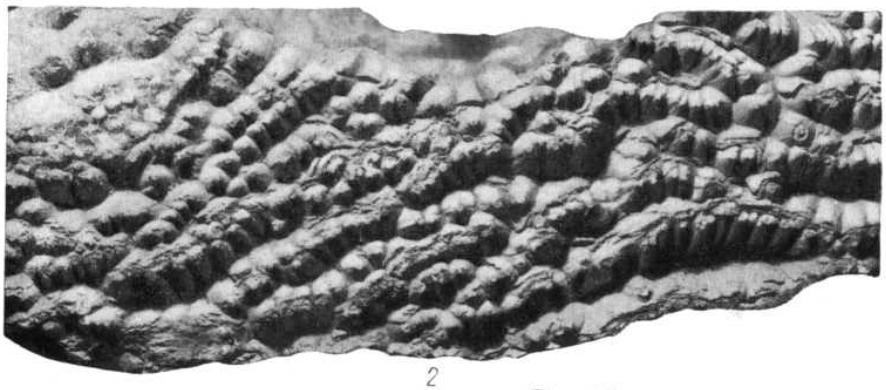
ТАБЛИЦА 40

Фиг. 1 и 2. Сложная фунтиковая текстура конус в конус (так называемые разъемные конусы) в известняках. Фиг. 1 – общий вид образца с фунтиковой текстурой (сечение, перпендикулярное плоскости напластования); в средней части образца видны извилистая зубчатая линия, по которой порода разъединяется на две части (разъемные конусы), в нижней части виден разрез нижнего слоя разъемных конусов с системой мелких фунтиков (конусов), вершины которых обращены книзу. Фиг. 2 – нижняя поверхность системы разъемных конусов с текстурой мелких конусов в том же образце (в плане). Верхний баррем, афипская свита. Краснодарский край, р. Тушапе (р. Пшиш), у пос. Травлево. Нат. вел. Из колл. В. Л. Егояна

Фиг. 3. Фунтиковая текстура в глинистом доломитизированном известняке. Силур. Восточная Сибирь, Красноярский край, р. Хантайка. Нат. вел. Из колл. А. А. Высоцкого

Таблица 40

1



2

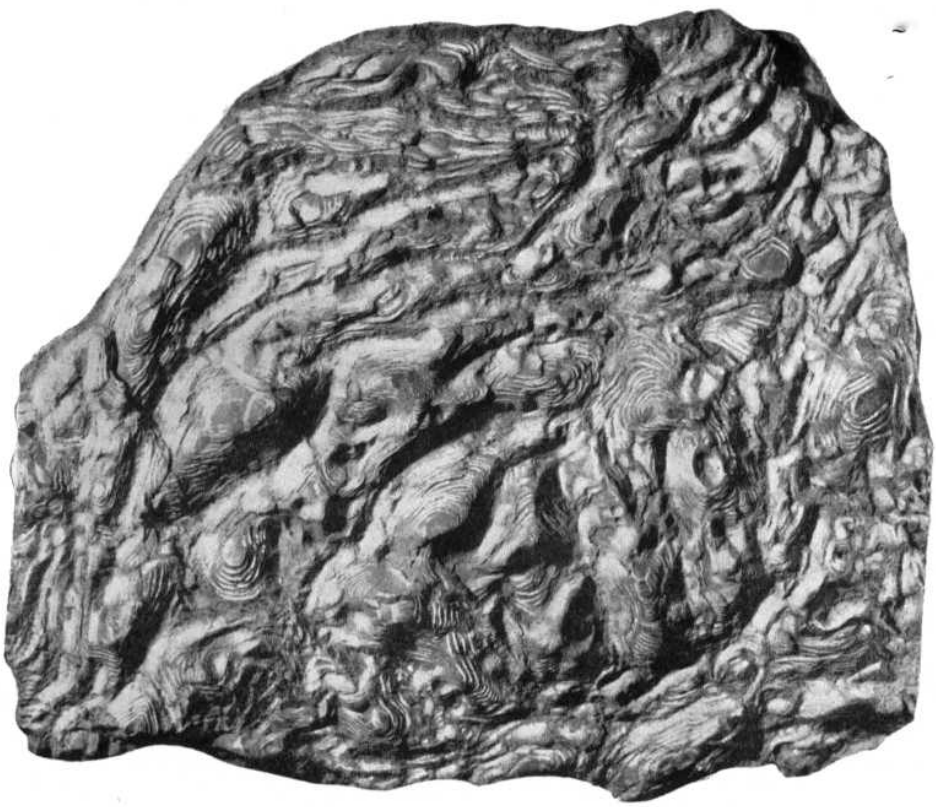
3

ТАБЛИЦА 41

Фиг. 1. Фунтиковая текстура в темно-сером (почти черном) извест- ковистом аргиллите. Вид верхней поверхности образца – сложный рельеф конусов, напоминающий «хребтики» и «углубления». Нижний карбон, турне. Казахская ССР, Карагандинский р-н. $^{1}/_{2}$ нат. вел. Из колл. Г. Л. Кушева (ЦНИГР музей)

Фиг. 2. Фунтиковая текстура в глинисто-карбонатной породе. Вершины конусов обращены книзу; видны поперечные «насечки» на конусах вследствие чередования шестоватого кальцита, образующего фунтики, и темных, окрашенных почти в черный цвет органическими соединениями, глинистых пленок. Нижний карбон. Украинская ССР, Донецкий каменноугольный бассейн. $^{9}/_{10}$ нат. вел. Из колл. ЦНИГР музея

Таблица 41



1

2

ТАБЛИЦА 42

Фиг. 1. Фунтиковая текстура в конкреции железистого доломита. Видно, что фунтиковая текстура развивается по спайности ромбоэдров доломита. Нижний мел, апт. Северный склон хр. Копет-Даг. Шлиф. X 20, без анализатора. Из колл. В. Л. Либровича

Фиг. 2. Своеобразная фунтиковая текстура в известняке. Порода сложена столбчатыми, конически заостренными кристаллами кальцита и частично арагонита (кальцит развит по арагониту). Верхняя юра, нижний кимеридж. Северо-западная окраина Донецкого каменноугольного бассейна, окрестности с. Протопоповки. Нат. вел. Н. Е. Канский, 1956

Фиг. 3 и 4. Тот же образец под микроскопом: фиг. 3 – столбчатые кристаллы кальцита и остатки арагонита, сечение, параллельное столбчатости; фиг. 4 – сечение, перпендикулярное столбчатым кристаллам кальцита. Порода имеет кристаллическую структуру с псевдогексагональным обликом кристаллов. Шлиф. X 48, без анализатора

Фиг. 5. Фунтиковая текстура в карбонатной породе. Порода сложена марганцовистым кальцитом. Видны параллельно сросшиеся конусы со сложными текстурными узорами. Конусовидные образования разделены тонкими глинистыми пленками. Верхний докембрий – верхний кембрий, ушицкая свита. Украинская ССР, Подолия, Приднестровье. Шлиф. X 100, без анализатора. Из колл. А. В. Копелиовича

Таблица ***42***

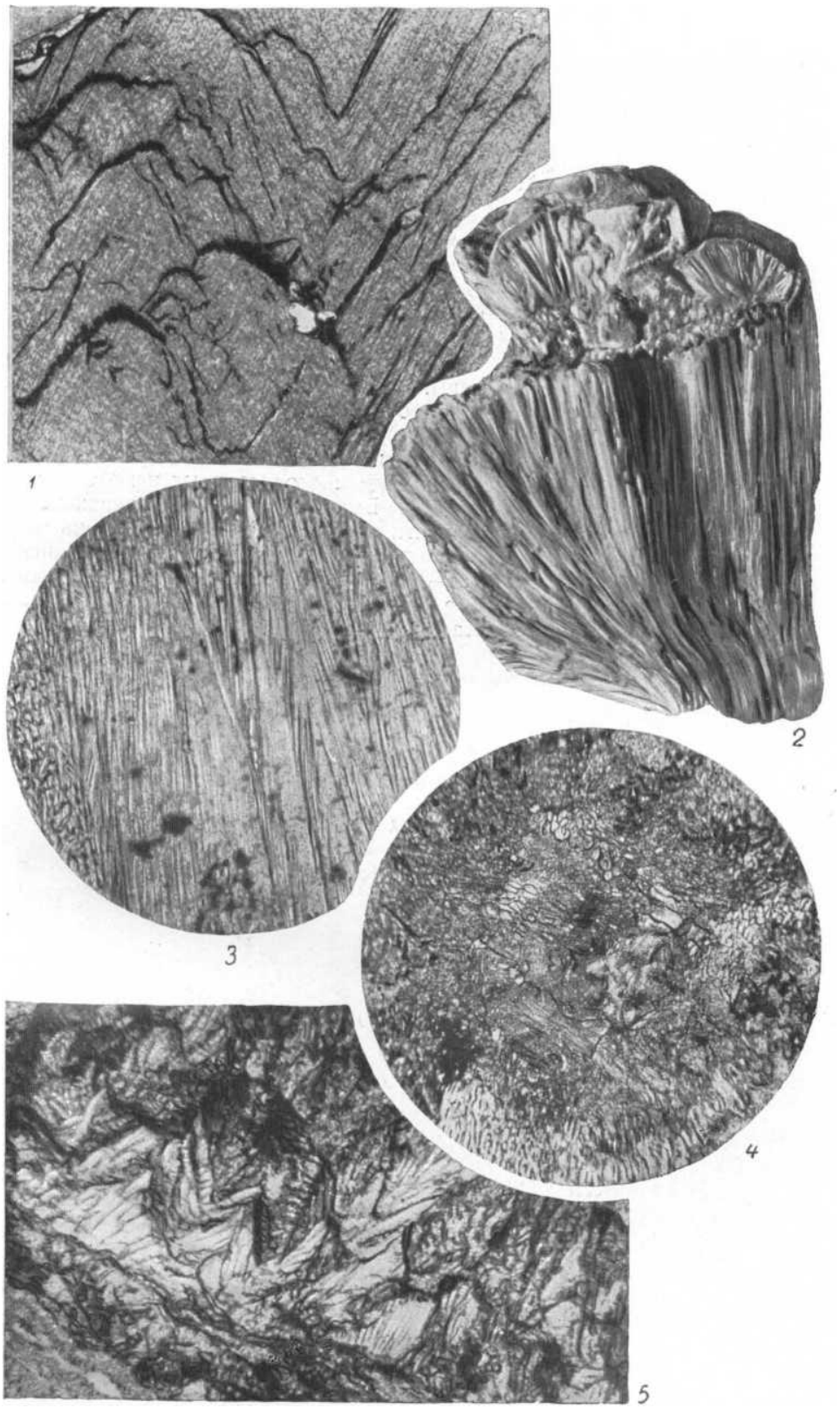
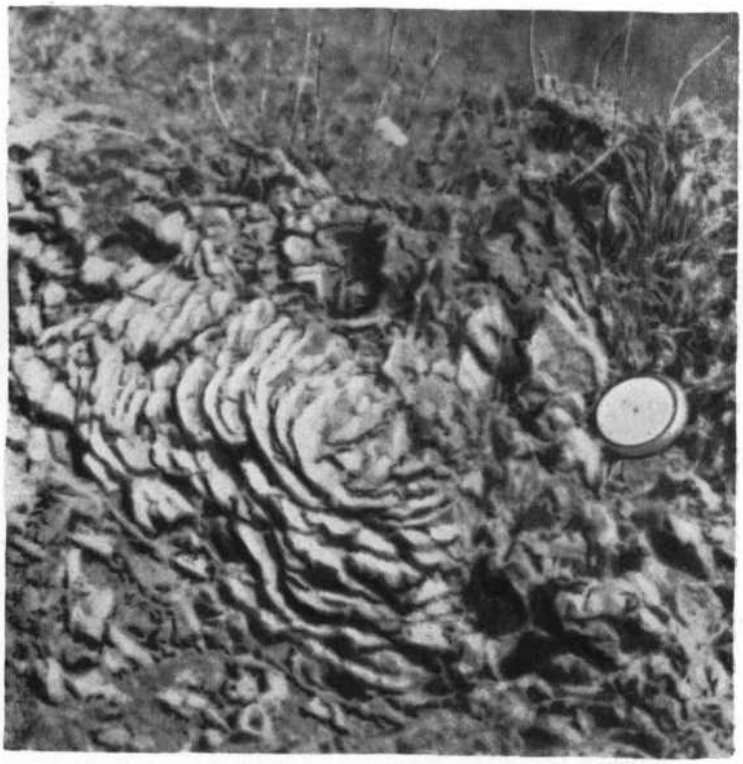


ТАБЛИЦА 43

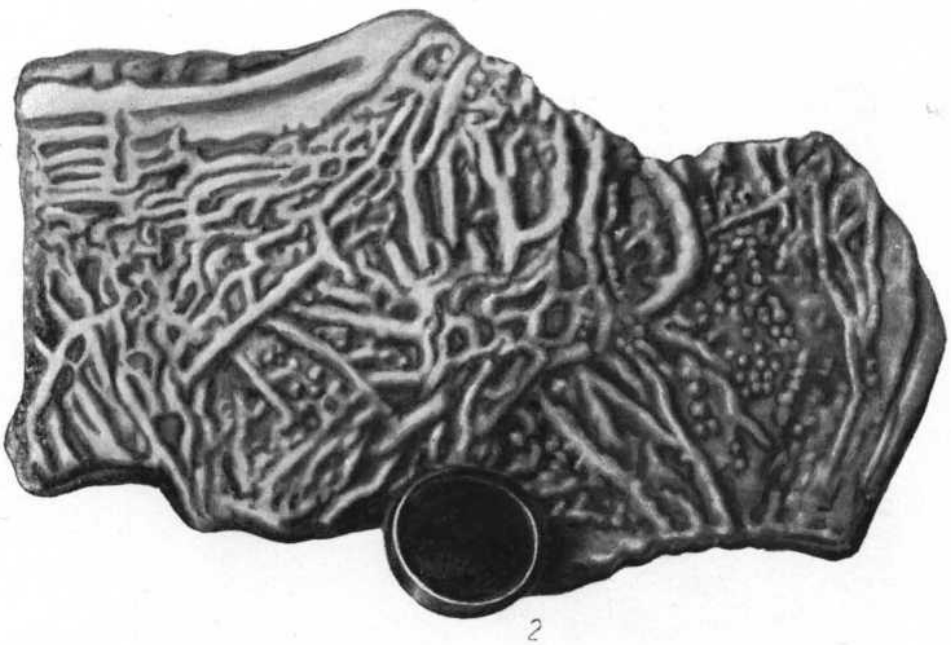
Фиг. 1. Характерные концентрически-скорлуповатые текстуры в мергеле, напоминающие кочаны. Нижняя юра, лейас, тигровая свита. Восточно-Казахстанская обл., хребет Саур, Кендерлыкская мульда. В. П. Нехорошее, 1941

Фиг. 2. Своеобразные (фунтиковые?) образования, развитые на поверхности конкреции сидерита в виде многочисленных изгибающихся и расходящихся от центра валиков. Валики состоят из сливающихся конусов. Кроме того, на поверхности образца наблюдаются очень мелкие разобщенные выступы (фунтиковые образования?), сложенные, как и валики, кальцитом. Бат–баррем, афипская свита. Северный Кавказ, Краснодарский край, р. Убин, у станицы Убинской. $^1/_2$ нат. вел. Из колл. В. А. Гроссгейма

Таблица 43



1



2

СТИЛОЛИТОВЫЕ ТЕКСТУРЫ (табл. 44–51)

ТАБЛИЦА 44

Фиг. 1. Микростилолитовые швы в микрозернистом доломите. Вдоль швов наблюдается скопление черного углисто-глинистого вещества. Нижний кембрий, усольская свита. Восточная Сибирь, Иркутская обл., пос. Жигалово. Шлиф. X5, без анализатора. Из колл. Я. К. Писарчик

Фиг. 2. Микростилолитовый шов в доломите. Верхний докембрий, билляхская свита. Сибирь, Красноярский край, р. Котуйкан. Шлиф. X 12, без анализатора. Из колл. В. Е. Милынтейн

Фиг. 3. Разветвляющийся микростилолитовый шов в микрозернистом доломитизированном известняке. С наружной стороны разветвлений наблюдаются полоски тонкозернистого доломита. Нижний кембрий, кетеминская свита. Восточная Сибирь, р. Лена. Шлиф. X20, без анализатора. Из колл. К. К. Зеленова (Н. А. Архангельская и др., 1960) Фиг. 4. Разветвляющийся микростилолитовый шов в пелитоморфном и микрозернистом доломитизированном известняке. Пространство между разветвлениями выполнено тонкозернистым доломитом. Нижний кембрий, кетеминская свита. Восточная Сибирь, р. Лена. Шлиф. X 30, без анализатора. Из колл. К. К. Зеленова (Н. А. Архангельская и др., 1960)

Таблица ***44***

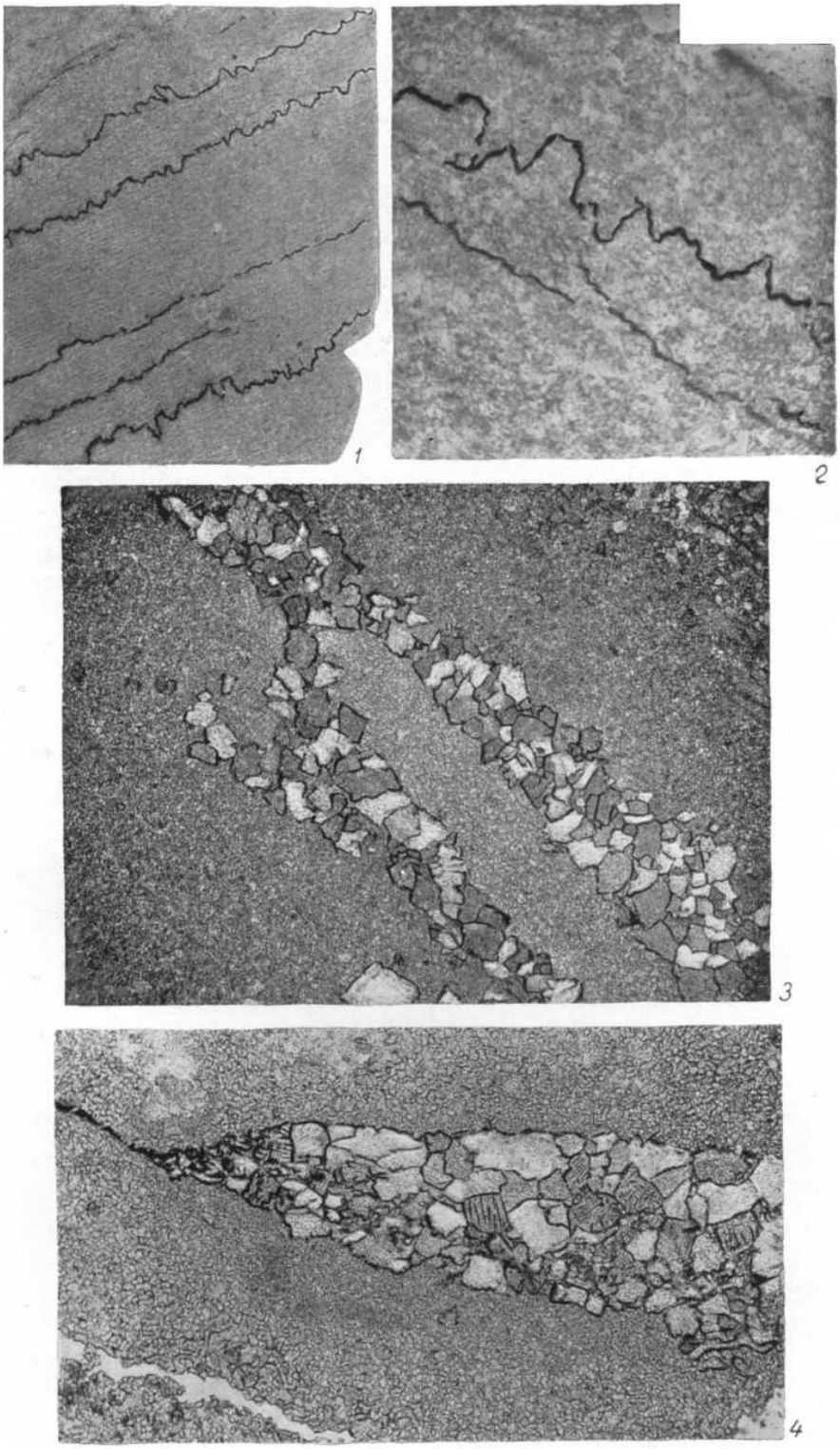


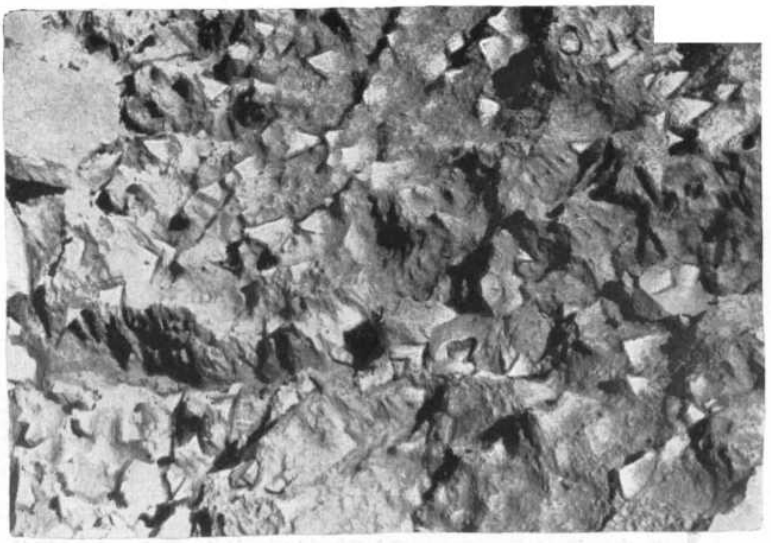
ТАБЛИЦА 45

Фиг. 1. Зубчатая стилолитовая поверхность в известняке (вид сверху). Верхний мел, турон. Северный Кавказ, г. Кисловодск. Г. И. Бушинский, 1961

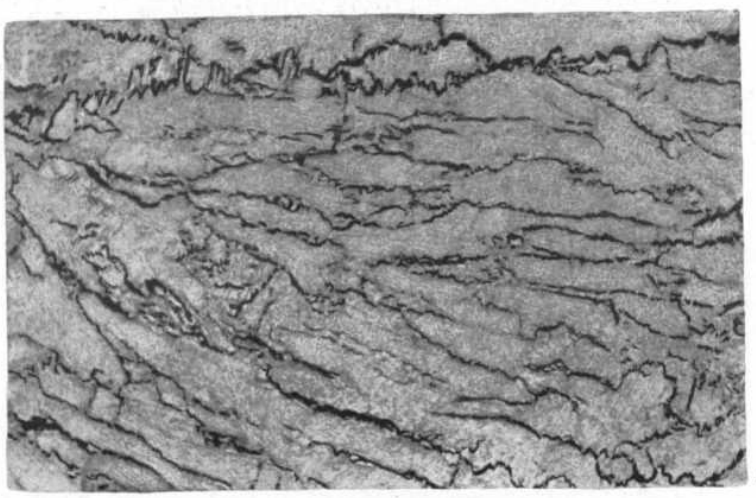
Фиг. 2. Стилолитовые швы между стеблями кораллов. Внизу справа – игольчатые стилолиты. Верхняя юра. Крым, $^1/_3$ нат. вел. Г. И. Бушинский, 1961

Фиг. 3. Пересекающиеся стилолитовые швы в известняке. Швы, направленные слева направо, пересекают вертикальные либо упираются в них. Некоторые швы разветвляются. Первая система стилолитовых швов грубо параллельна слоистости. Верхний мел, турон. Абхазская АССР, район г. Сухуми. $^3/_4$ нат. вел., Г. И. Бушинский, 1961

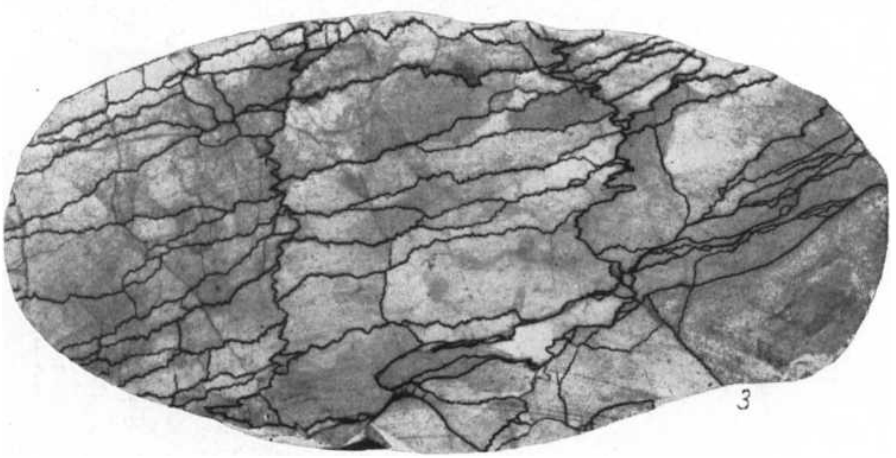
Таблица 45



1



2



3

ТАБЛИЦА 46

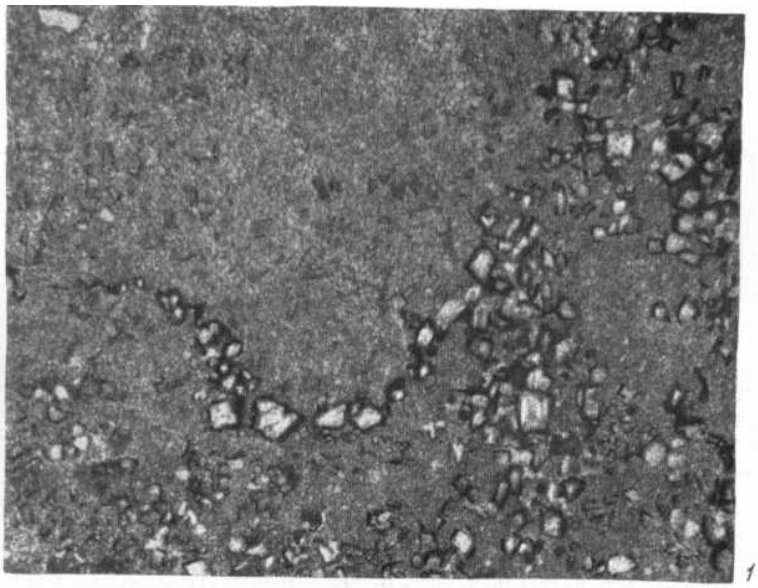
Фиг. 1. Микростилолитовый шов в тонкозернистом известняке. Вдоль шва наблюдаются новообразования ромбоэдров доломита. Верхний протерозой, ченчинская свита. Восточная Сибирь, р. Чая (Северо-Байкальское нагорье). Шлиф. X8, с анализатором. Из колл. В. К. Головенка

Фиг. 2. Микростилолитовые швы в перекристаллизованном известняке. Более крупный шов проходит по контакту микро- и тонкозернистого известняка. Нижний кембрий. Восточная Сибирь, р. Лена, с. Никольское. Шлиф. X 120, без анализатора. Из колл. М. Н. Колюн

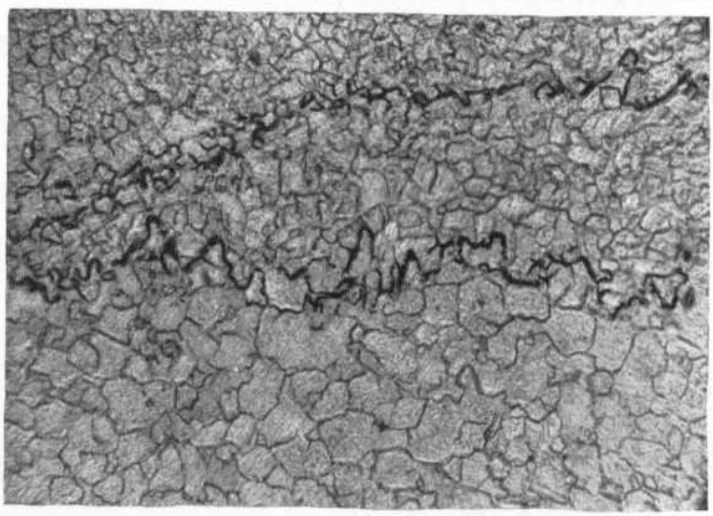
Фиг. 3. Доломитизация в микрозернистом известняке, приуроченная к микростилолитовым швам. Участки доломита в виде полос различной ширины располагаются вдоль швов. Между двумя параллельными швами видна поперечная микростилолитовая линия. Нижний кембрий, кетеминская свита. Восточная Сибирь, р. Лена. Шлиф. X 10, без анализатора. Из колл. К. К. Зеленова (Н. А. Архангельская и др,, 1960)

Фиг. 4. Стилолитовый шов в грубозернистом доломите. Отдельные карманы стилолитового шва сложены одним или несколькими кристаллами доломита. Верхняя юра. Северный Кавказ, междуречье Кубань–Белая. Зарисовка шлифа И. В. Безбородова, 1961

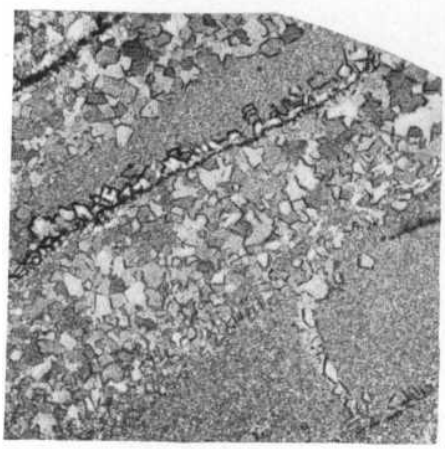
Таблица 46



1



2



3

4

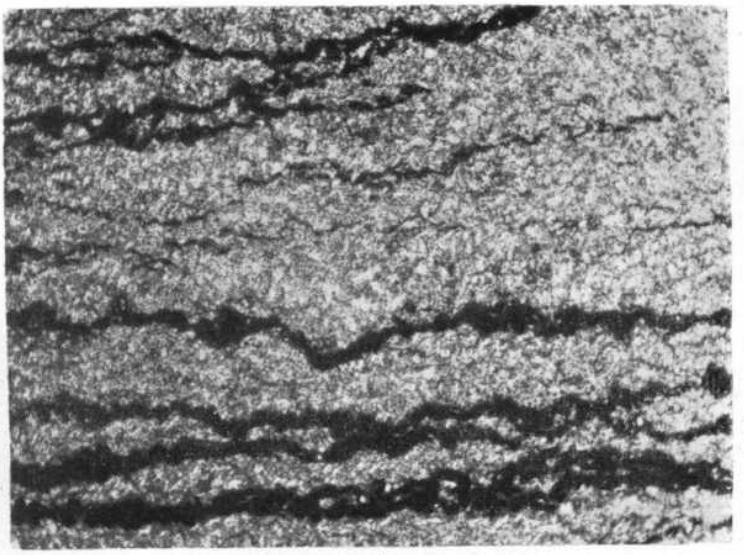
ТАБЛИЦА 47

Фиг. 1. Многочисленные микростилолитовые швы в тонкозернистом доломите. Вдоль швов наблюдается скопление углисто-глинистого вещества (черное). Некоторые швы разветвляются. Нижний кембрий, мотская свита, верхняя подсвита. Восточная Сибирь, Иркутская обл., пос. Жигалово. Шлиф. Х25, без анализатора. Из колл. Я. К. Писарчик

Фиг. 2. Разновидности стилолитовых швов в известняках. Нижний мел, верхняя свита готерива. Центральный Копет-Даг, Фирюзинское ущелье. $^1/_5$ нат. вел. Из колл. В. И. Марченко

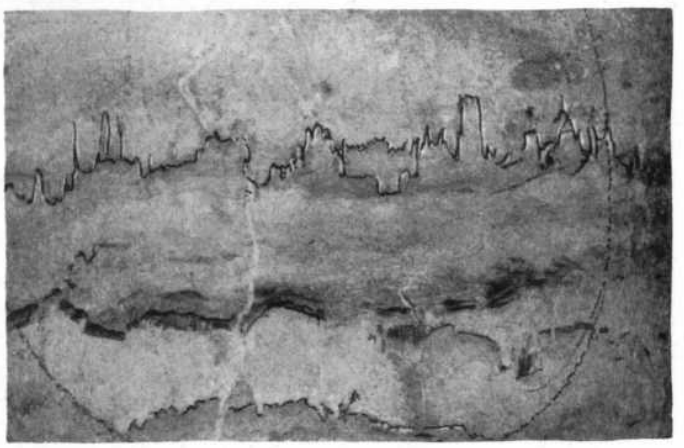
Фиг. 3. Стилолитовые швы в глинистом афанитовом известняке, расположенные горизонтально. Средний карбон. УССР, Донецкий каменноугольный бассейн, район г. Ново-Пскова. Х $^1/_2$. Из колл. Г. Я. Никифоровой

Таблица 47



1

2



3

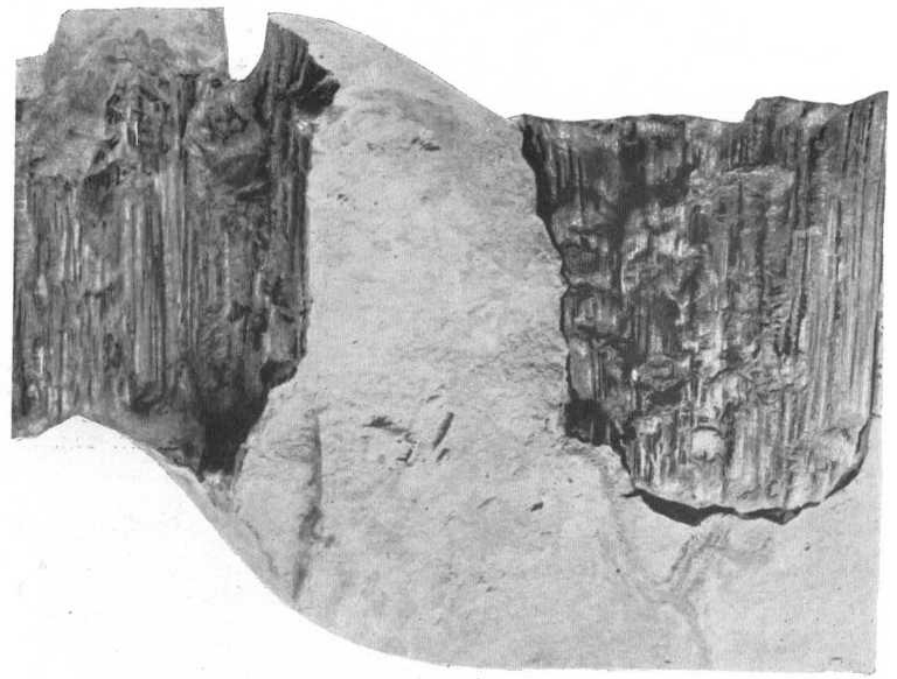
ТАБЛИЦА 48

Фиг. 1. Крупные столбчатые стилолиты в известняке. На стенках выступов хорошо видны многочисленные неглубокие параллельные бороздки. Силур. УССР, Приднестровье, Подолия. $^{2}/_{5}$ нат. вел. Из колл. А. В. Копелиовича

Фиг. 2. Крупные столбчатые и более мелкие стилолиты в известняке. Стенки выступов покрыты бороздками. Нижний ордовик. Восточная Сибирь, р. Оленёк, ниже устья р. Нижней Томбы. Нат. вел. Из колл. А. А. Высоцкого

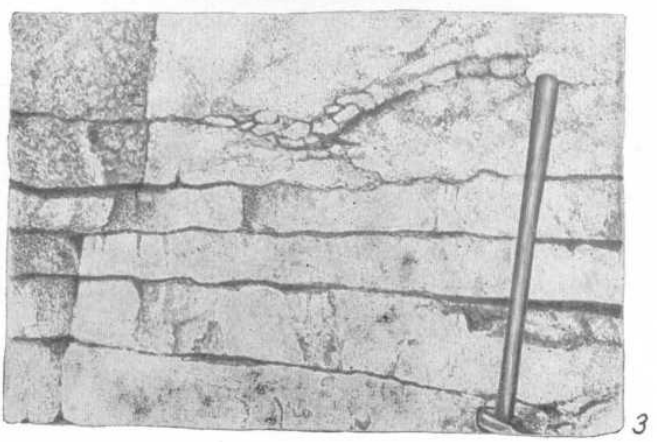
Фиг. 3. Парастилолитовые поверхности, ограничивающие пласты известняка толщиной 20–25 *см* и разделенные тонкими (1,5–2 *см)* прослойками зеленовато-серой глины. Верхний мел, кампан–сантон. Северный Кавказ, 3 *км* на север от г. Кисловодска, Дарьинские горы, над балкой Крымушкина. Г. И. Теодорович, 1963

Таблица 48



1

2



3

ТАБЛИЦА 49

Фиг. 1 и 2. Стилолитовые швы в строматолитовых известковистых доломитах. Швы совпадают с поверхностями наслоения, располагаясь параллельно или почти параллельно им. Нижний протерозой. Восточное Забайкалье, север Читинской обл., р. Бутун. Шлиф. Нат. вел. Из колл. Н. П. Трифонова

Таблица 49

ТАБЛИЦА 50

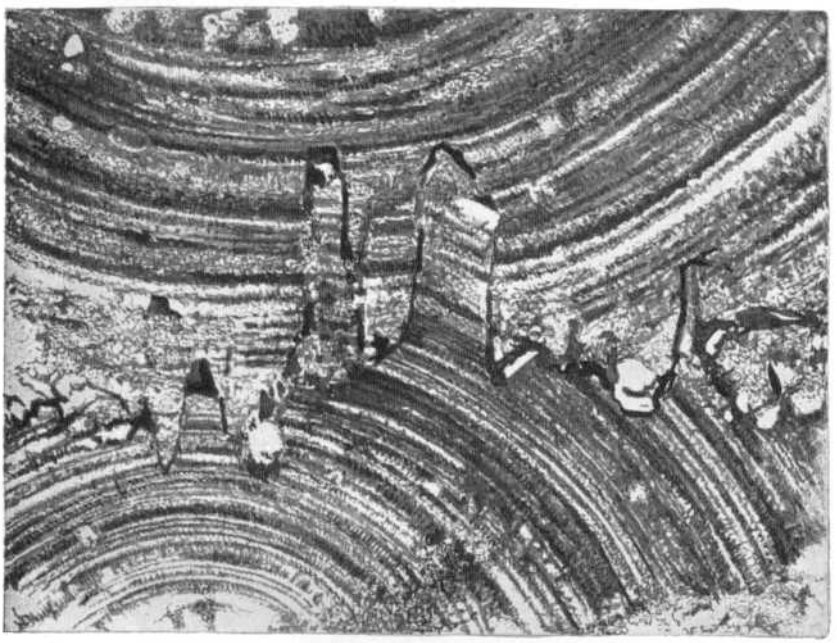
Фиг. 1. Стилолитовый шов в строматолитовом известняке. Строматолит типа *Conophyton*. Ориентировка слоев нарастания строматолита в данном случае близка к вертикальной, а шов рассекает колонку в горизонтальной плоскости. С направлением нарастания слоев в строматолите совпадают лишь некоторые элементы стилолитового шва. Протерозой. Восточная Сибирь, Юдомо-Майский р-н. Х2. К. К. Зеленое, 1955_1

Фиг. 2. Стилолитовый шов на контакте двух оолитов в оолитовом известняке. Хорошо видно растворение оолитов и внедрение одного оолита в другой по стилолитовому шву. Триас, нижний пестрый песчаник. ФРГ. Шлиф. Х 100, без анализатора. H. Usdowski, 1962

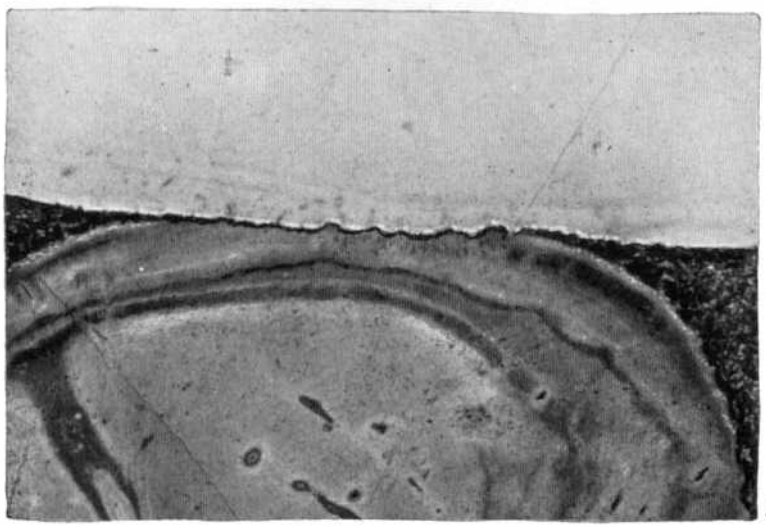
Фиг. 3. Стилолитовые швы, возникшие на контактах галек в известняковом конгломерате. По стилолитовым швам происходит взаимопроникновение галек. Верхняя юра. Армянская ССР, Джорхеджское месторождение. Шлиф. Х 7, без анализатора. Из колл. ЦНИГР музея

Таблица 50

1



2



3

ТАБЛИЦА 51

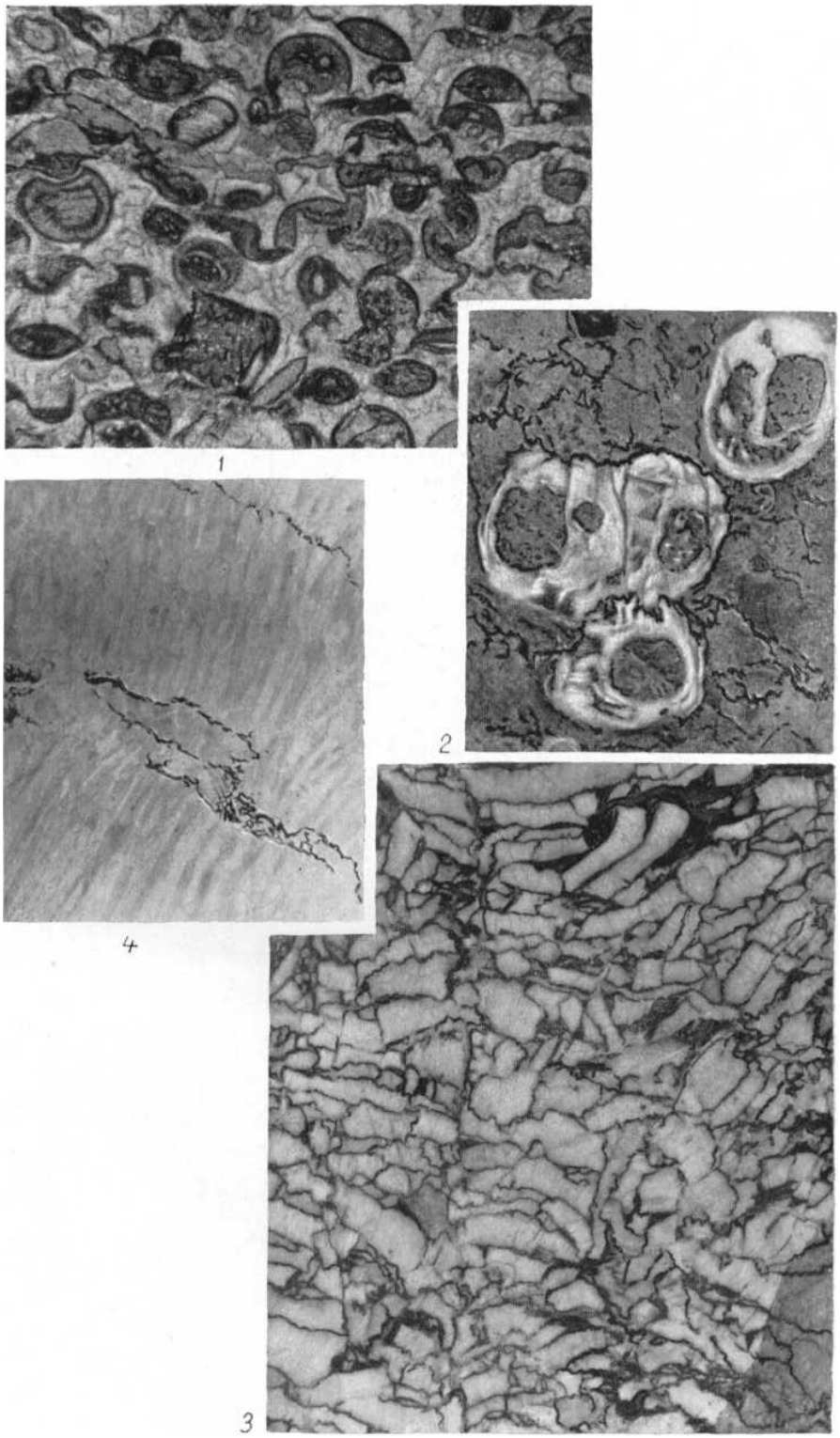
Фиг. 1. Стилолитовые швы в оолитовом известняке, расположенные ориентированно. Оолиты, подвергшиеся растворению в процессе стилолитообразования, нередко имеют чечевицеобразную форму и заостренные окончания, что придает им большое сходство с так называемыми «хвостовыми» копролитами В. П. Маслова (I960). Кембрий. Восточная Сибирь, Красноярский край, нижнее течение р. Кулюмбе. Шлиф. X 20, без анализатора. Из колл. В. И. Драгунова

Фиг. 2. Стилолитовые швы по обеим сторонам раковины гастроподы в известняке. Верхняя юра. Крым. 7з нат. вел. Г. И. Бушинский, 1961

Фиг. 3. Многочисленные стилолитовые швы в карбонатной брекчии. Порода состоит из обломков призматического слоя раковин иноцерамов и очень небольшого количества железисто-глинистого цемента. Мел. Дальний Восток, центральная часть Корякского хребта. Пришли- фовка. Нат. вел. Из колл. А. В. Дитмара, ЦНИГР музей

Фиг. 4. Шлиф из образца, изображенного на фиг. 3. Видны стилолитовые швы и характерная удлиненная шестоватая форма зерен кальцита, слагающего обломки призматического слоя раковин иноцерамов. Шлиф. X8, без анализатора

Таблица 51



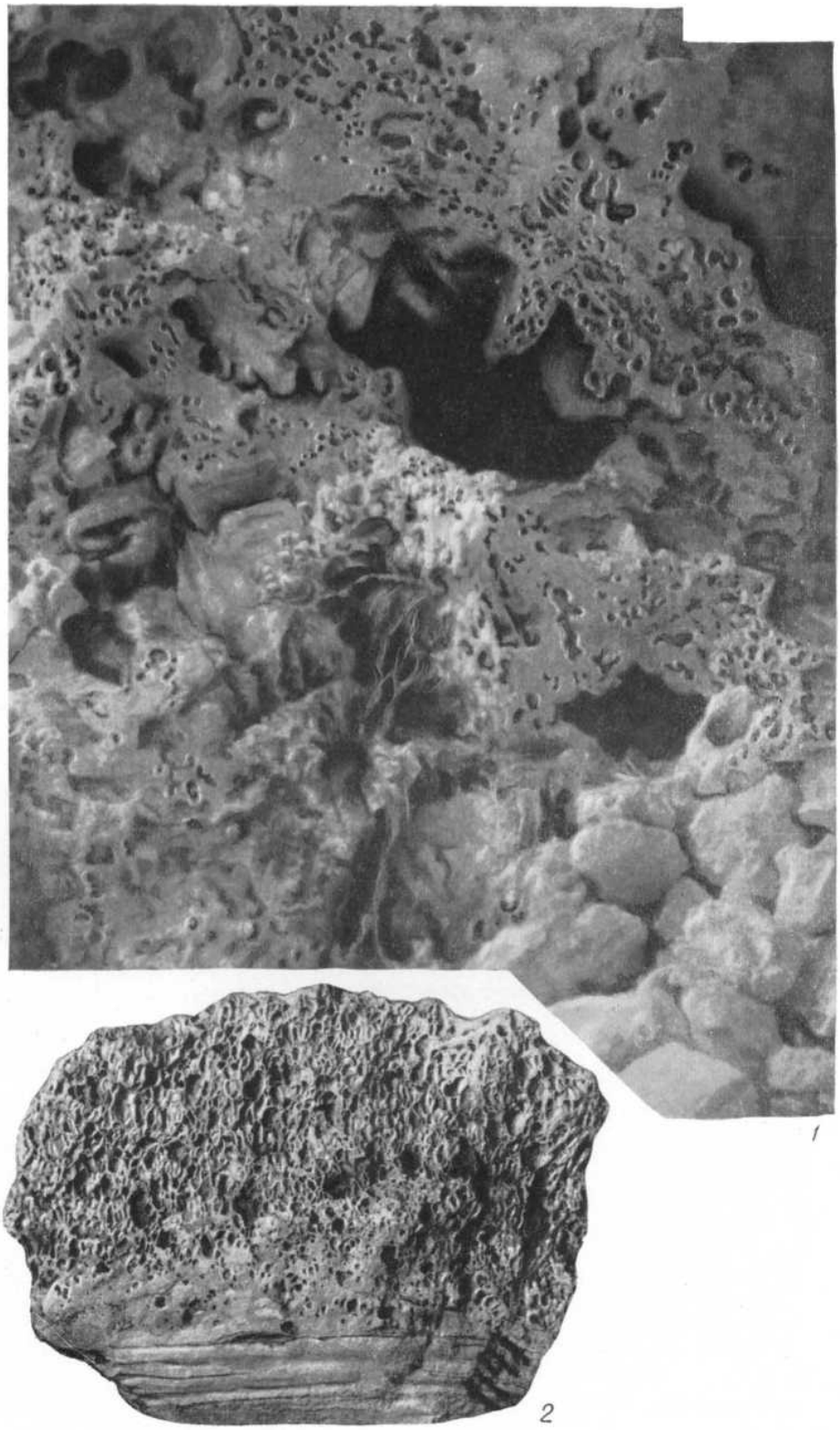
ТЕКСТУРЫ, СВЯЗАННЫЕ С КАРСТОМ И НАТЕЧНЫМИ ОБРАЗОВАНИЯМИ (табл. 52–60)

ТАБЛИЦА 52

Фиг. 1. Карстовая карбонатная брекчия с многочисленными крупными и мелкими кавернами. Верхняя пермь. Северное Поволжье, Самарская Лука. $^{1}/_{10}$ нат. вел. Фото В. Л. Либровича

Фиг. 2. Кавернозный «ячеистый» доломит. Образует гнездообразные участки в слое тонкозернистого доломита. Ячейки возникли в результате выщелачивания кристаллов гипса (?). Верхний девон, тургеневская свита. УССР, Кривой Рог, правый берег р. Зуши, ниже с. Корсакове. Нат. вел. Из колл. В. Г. Махлаева

Таблица 52



1

2

ТАБЛИЦА 53

Фиг. 1. Кавернозный оолитовый известняк. Каверны представляют собой пустоты от выщелачивания галек аналогичного оолитового известняка. Верхний сармат, херсонский горизонт. УССР, Днепропетровская обл., близ г. Кривой Рог. Фото Л. С. Белокрыса

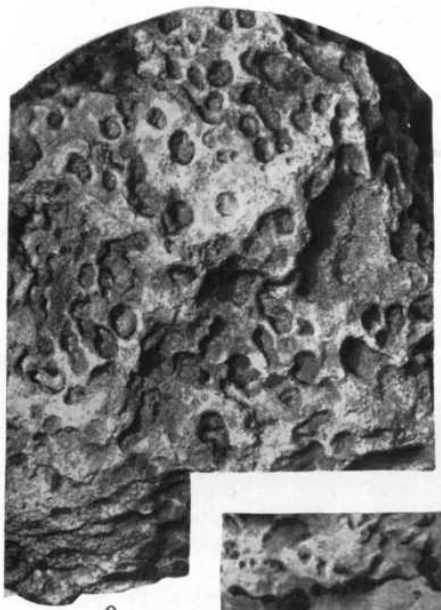
Фиг. 2. Кавернозный онколитовый доломит. Каверны образовались по онколитам. Докембрий. Карелия, Сундозеро. 1/2 нат. вел. Из колл. Е. В. Дмитриевой

Фиг. 3. Мелкокавернозный пелециподовый доломит. Каверны развиваются по органическим остаткам. Верхний девон, киселевско- никольская толща. УССР, Днепропетровская обл., д. Петровское на р. Снежеди. Нат. вел. Фото В. Г. Махлаева

Фиг. 4. «Дырчатый» брекчиевидный известняк. Величина крупной каверны равна 12 *см.* Пермь. Урал, р. Ай, ниже устья р. Мелекес. Фото В. Д. Наливкина

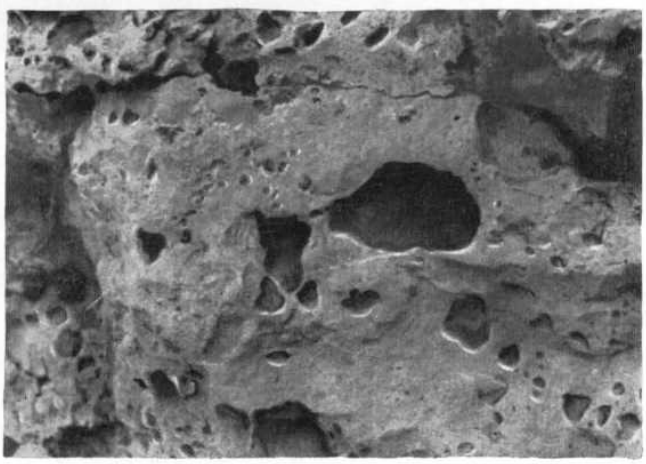
Таблица 53

1



2

3



4

ТАБЛИЦА 54

Фиг. 1. Доломит с пустотами от выщелоченных и выкрошенных кристаллов кальцита (псевдоморфоз по галиту). Нижний кембрий, ангарская свита. Восточная Сибирь, Иркутская обл., правый берег р. Белой. Нат. вел. Фото Я. К. Писарчик

Фиг. 2. Следы выщелачивания кристаллов гипса в доломите. Нижний кембрий, кенядинский горизонт. Сибирь, р. Кеняда, приток р. Арга-салы. Нат. вел. Из колл. Г. И. Кириченко

Фиг. 3. Пустоты в доломите, возникшие в результате выщелачивания кристаллов каменной соли. Верхний кембрий, верхоленская свита. Сибирь. Нат. вел. Из колл. В. П. Маслова (ЦНИГР музей)

Фиг. 4. Поры в известняке, образовавшиеся вследствие выщелачивания оолитов. Эоцен, алайский ярус. Восточная Фергана. Х10, без анализатора. Из колл. А. И. Осиповой (Геккер и др., 1962, кн. 1)

Таблица 54

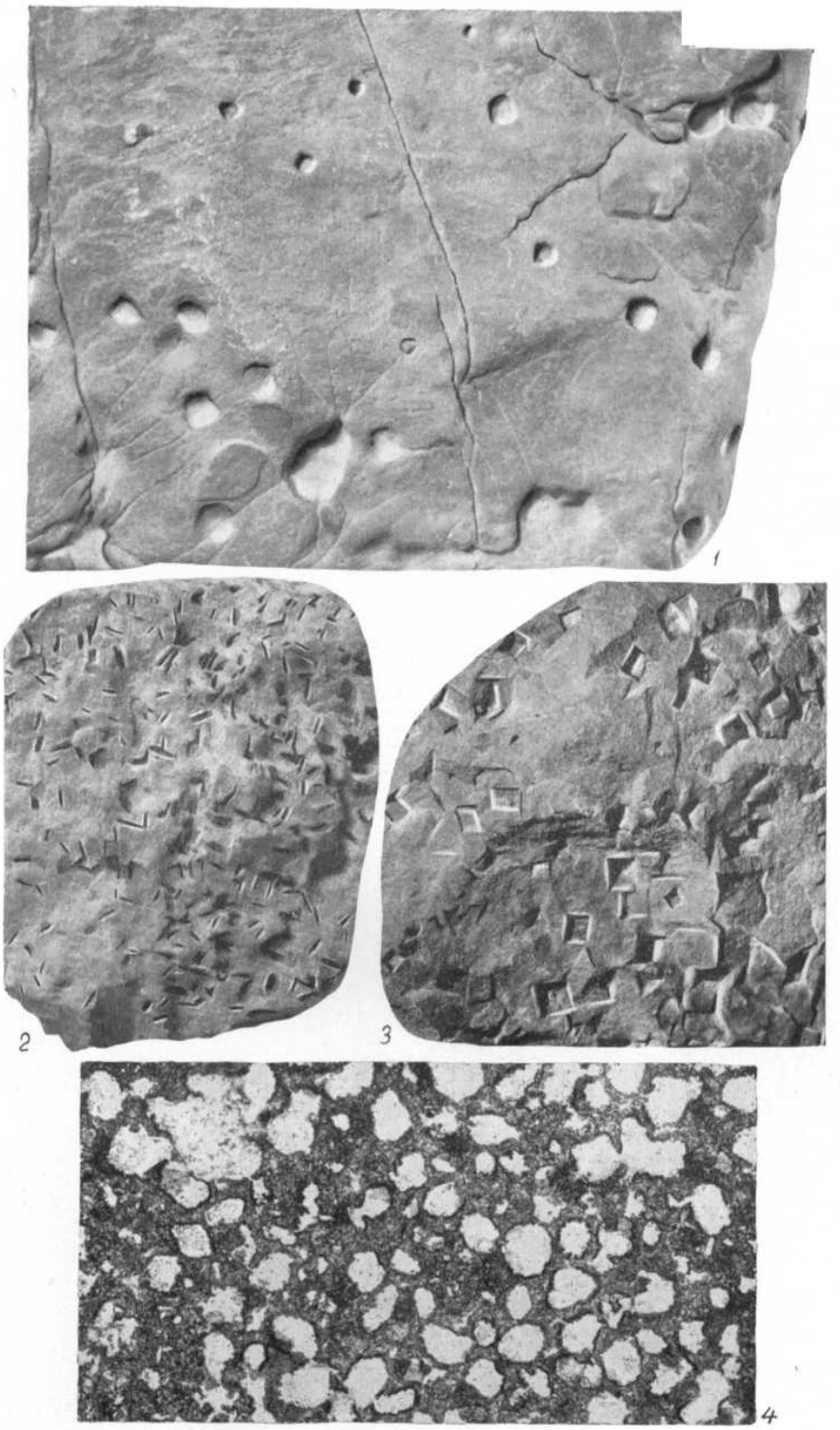
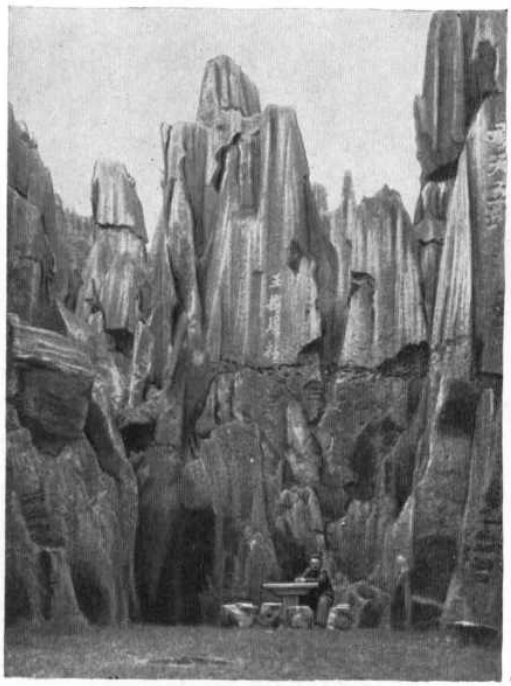


ТАБЛИЦА 55

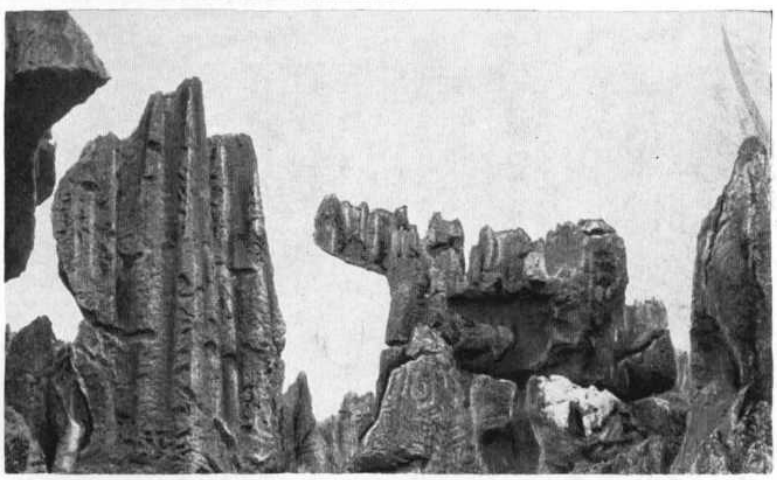
Фиг. 1 и 2. Сильно закарстованные известняки с бороздами скольжения (сликолитами) – следами оползания и проваливания огромных глыб известняка в карстовые пещеры. Карбон. Китай, провинция Юньнань. Фото Ю. С. Желубовского

Фиг. 3. «Шиповидные» выступы в нише на нижней поверхности слоя закарстованного оолитового известняка. Видны также отверстия тонких вертикальных канальцев. Понт. УССР, правый берег р. Днепра. Фото Л. И. Пазюк

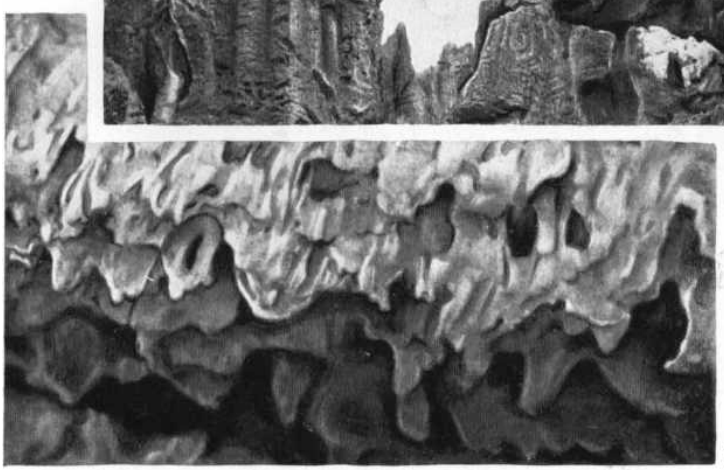
Таблица 55



1



2

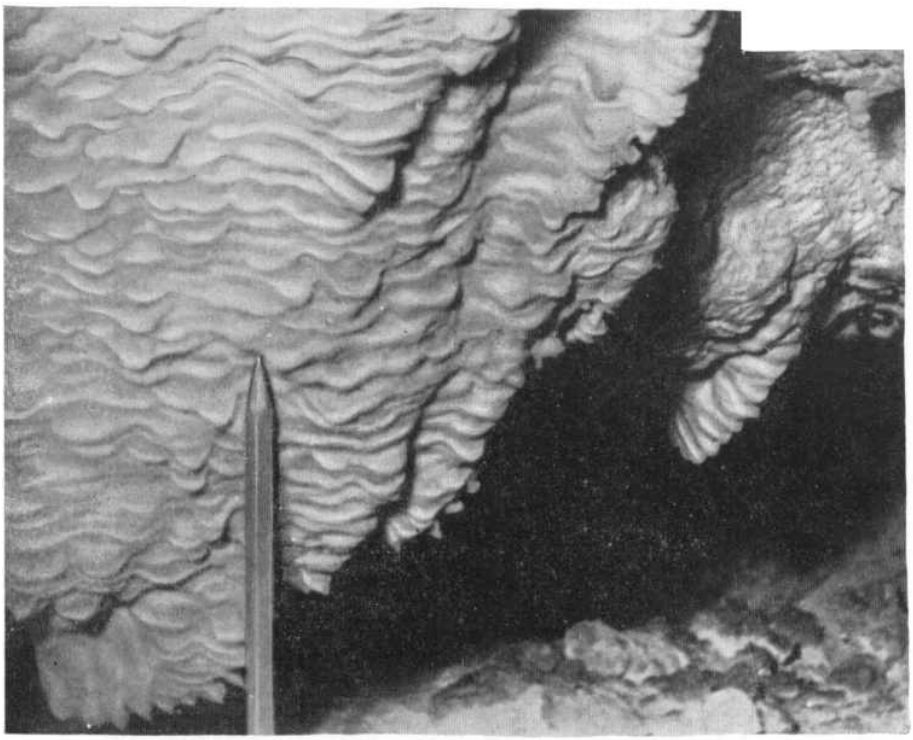


3

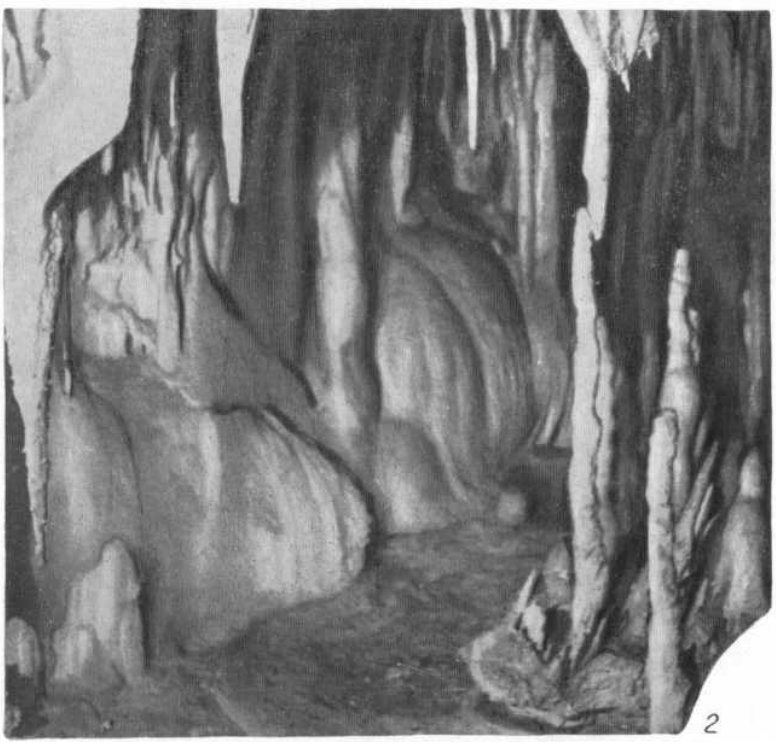
ТАБЛИЦА 56

Фиг. 1. Гребешкообразные известковые натеки по трещинам. Крым, Ай-Петринская яйла, пещера Аю-Тешин. Фото В. Н. Дублянского Фиг. 2. Натечные известковые образования – сталактиты и сталагмиты в главном зале пещеры Неуймина. Крым, Караби-яйла. 1/13 нат. вел. Фото В. Н. Дахнова

Таблица 56



1



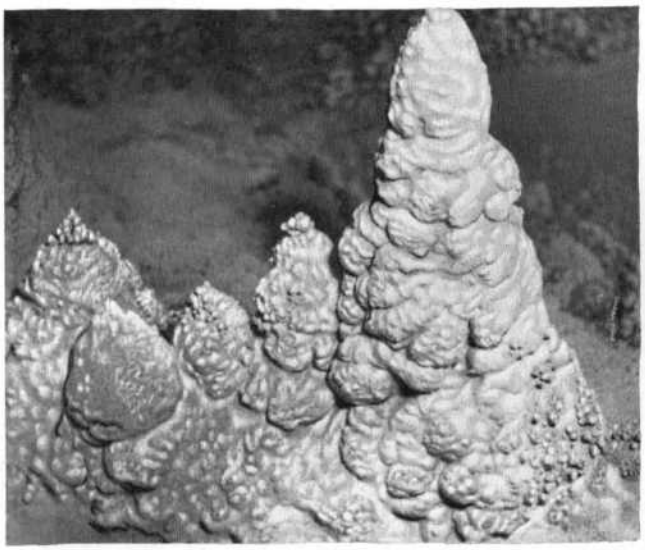
2

ТАБЛИЦА 57

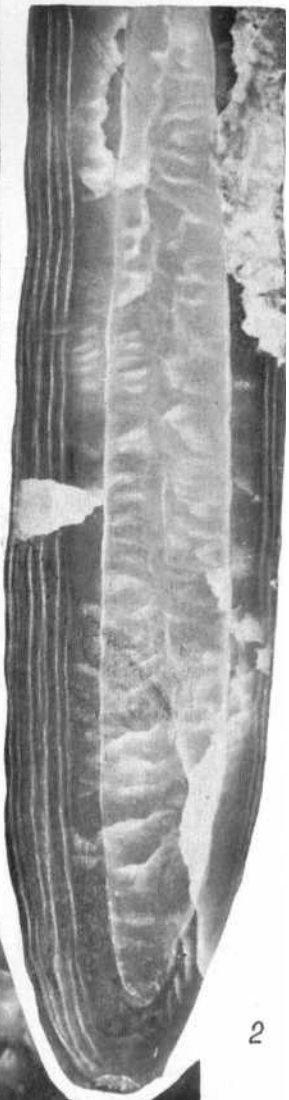
Фиг. 1. Башенкоподобные известковые сталагмиты. Крым. Долгоруковская яйла, Красные пещеры. 1/4 нат. вел. Из колл. В. Н. Дублянского

Фиг. 2. Сталактит кальцитовый. Вверху поперечный, внизу продольный разрез. Видна тонкая, вероятно сезонная, слоистость. Современные отложения. Северный Кавказ, Черкесская А. О., пещера Краеведения. 3/5 нат. вел. Из колл. Музея Ленинградского горного ин-та Фиг. 3. Концентрическая текстура. Поперечный разрез кальцитового сталактита. В результате перекристаллизации развита радиальнолучистая структура. Крым. Нат. вел. Из колл. ЦНИГР музея

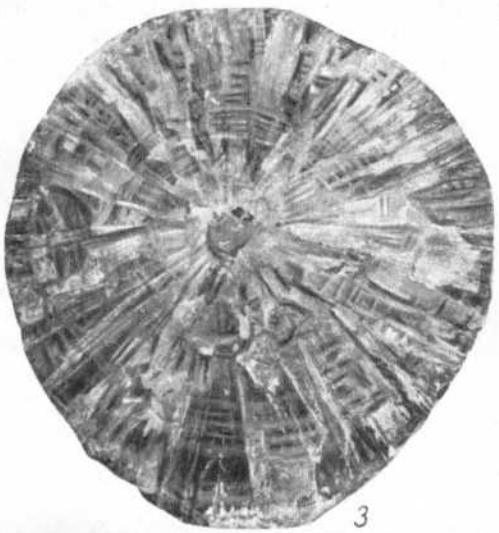
Фиг. 4. «Цветы», образованные кристаллами арагонита в трещине. Крым, Долгоруковская яйла, пещера Ени-сала. 1/3 нат. вел. Фото В. Н. Дублянского



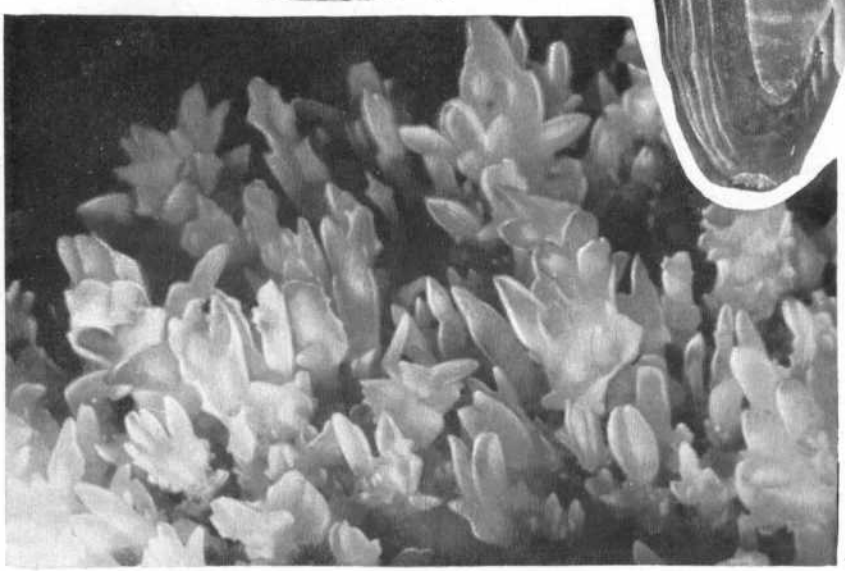
1



2



3



4

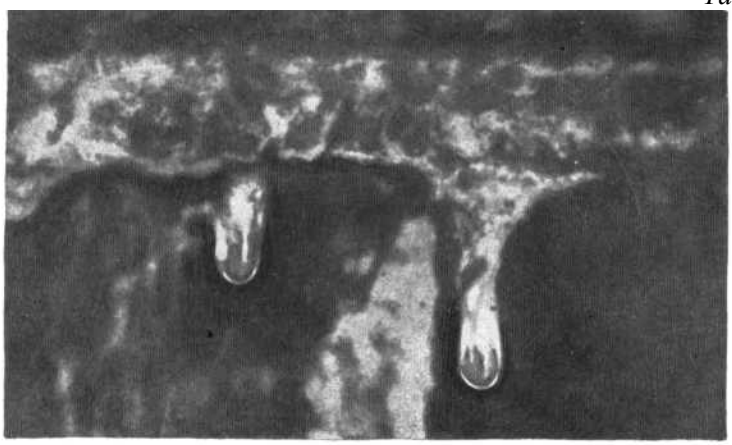
ТАБЛИЦА 58

Фиг. 1. Различные стадии образования современных карбонатных сталактитов под мостом в Ленинграде. Слева – самая начальная стадия. А. Н. Чураков, 1911

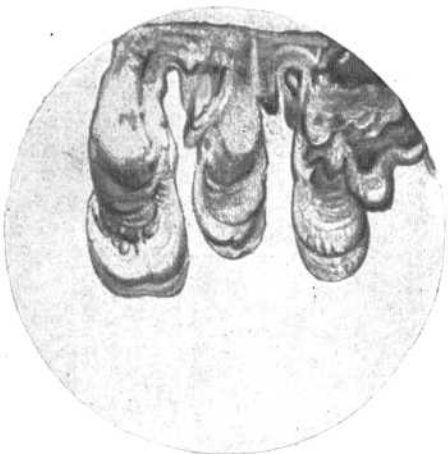
Фиг. 2 и 3. Различные типы карбонатных сферолитов и корочек, представляющих собой натечные образования под мостом в Ленинграде. Фиг. 2 – грушевидные сферолиты с концентрически-зональным и радиально-волокнистым строением: фиг. 3 – цилиндрические корочки с поперечно-лучистым строением, скрепленные сферолитами. А. Н. Чураков, 1911

Фиг. 4. Неровная, глубоко закарстованная поверхность белого мела зоны Belemnitella mucronata, перекрытая глинисто-мергелистыми отложениями палеогена. Пример ископаемого карста. Верхний мел. УССР, район Белгорода. А. А. Дубянский, 1937

Таблица 58

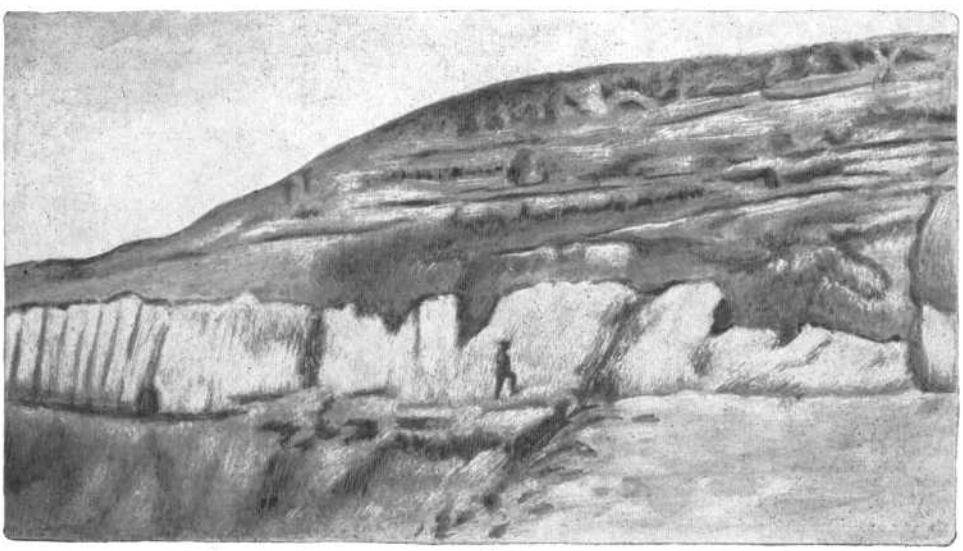


1



2

3



4

ТАБЛИЦА 59

Фиг. 1 и 2. Коррозия в карбонатном аллювиальном галечнике. Фиг. 1 – верхняя корродированная поверхность гальки; фиг. 2 – нижняя поверхность гальки с известковыми корочками, отложившимися из растворов, насыщенных карбонатами при коррозии верхних поверхностей галек. Четвертичные отложения. Восточная Франция. Нат. вел. I. Avias, 1956

Фиг. 3. Ряд поверхностей коррозии в известняке (разрез). Ордовик. Ленинградская обл. Из колл. Н. С. Забалуевой

Фиг. 4. Углубление подводного карста (коррозии) в известняке,, заполненное материалом из вышележащего слоя известняк[1] Ордовик, Северная Америка, Миннесота. Нат. вел. W. Prokopovich, 1955

Фиг. 5. Многочисленные следы коррозии и следы деятельности сверлящих организмов в известняке. Корродированные поверхности известняков покрыты фосфатными и глауконитовыми корочками. Внизу видны останцы от уничтоженного коррозией прослоя известняка. Ордовик. Эстонская ССР. К. Orviku, 1940

Таблица 59

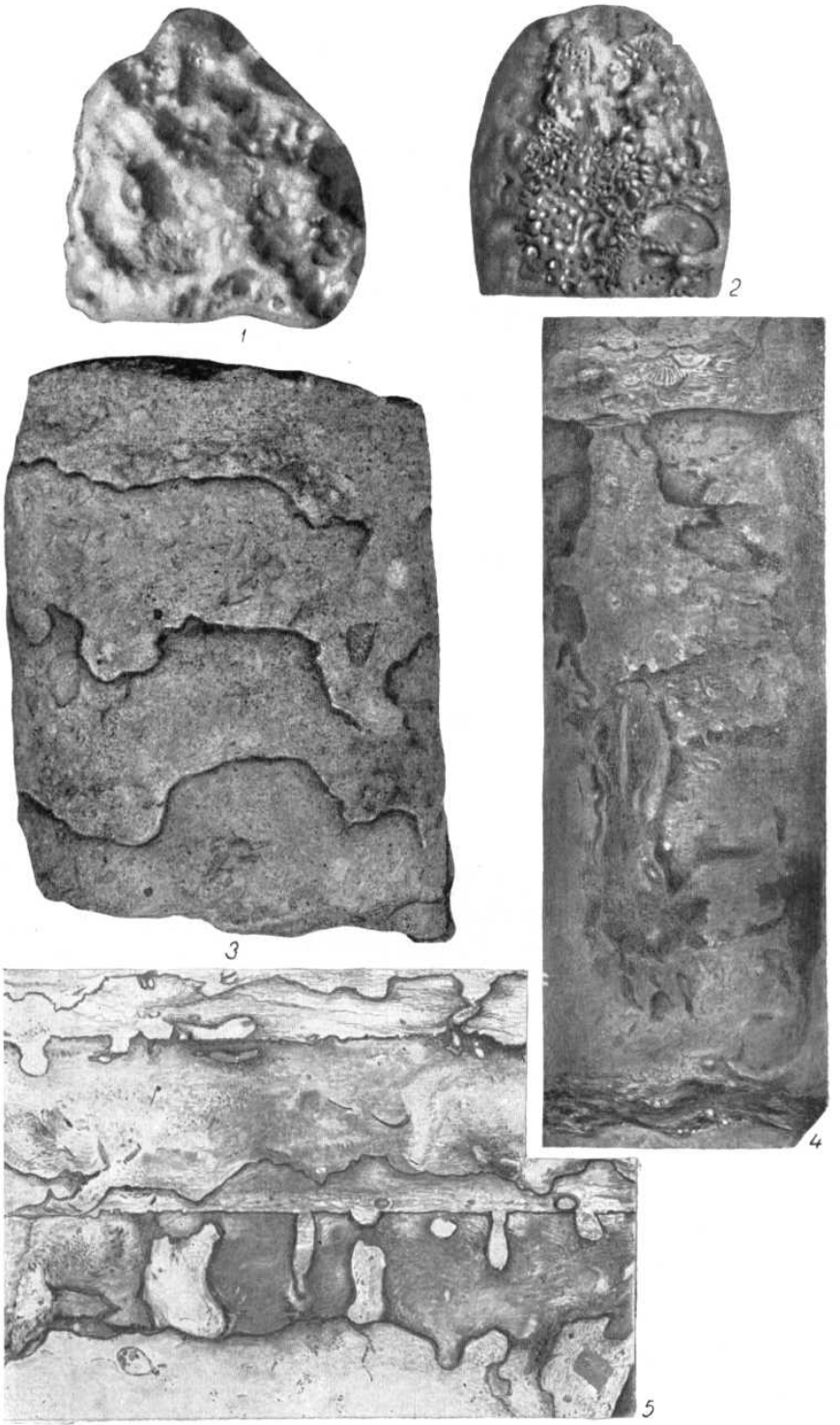


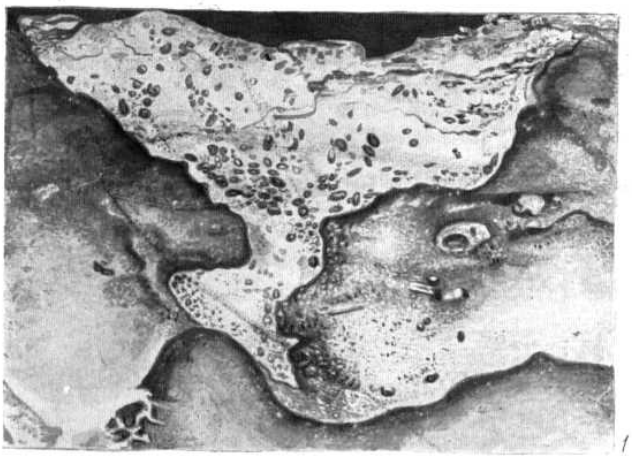
ТАБЛИЦА 60

Фиг. 1. Поверхности коррозии со следами деятельности зарывающихся животных в известняке. Ордовик. Эстонская ССР, пос. Ликва. 1/3 нат. вел. К. Orviku, 1940

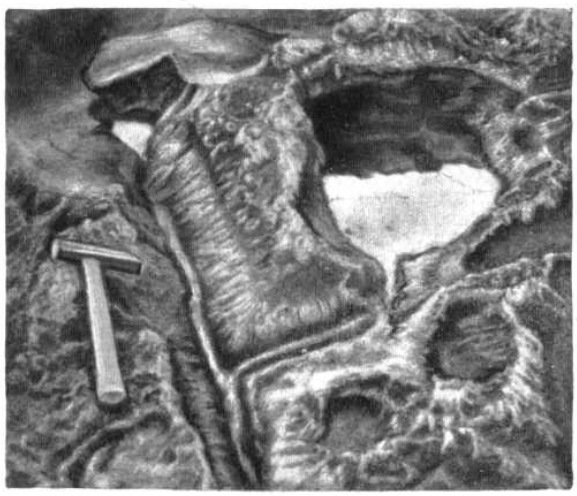
Фиг. 2. Углубления коррозии (подводного и прибрежного карста) на поверхности рифовых карбонатных пород. Процесс коррозии идет как во время прилива (под водой), так и во время отлива под воздействием дождевой и оставшейся в углублениях воды. Современное побережье атолла Бикини. R. Revelle, К. Emery, 1957

Фиг. 3. Дислокации в слоистых доломитах, вызванные карстовыми провалами. Характерны разломы пластов в сводовых частях складочек. Девон, истракские слои. Литовская ССР. В. Нарбутас, 1960

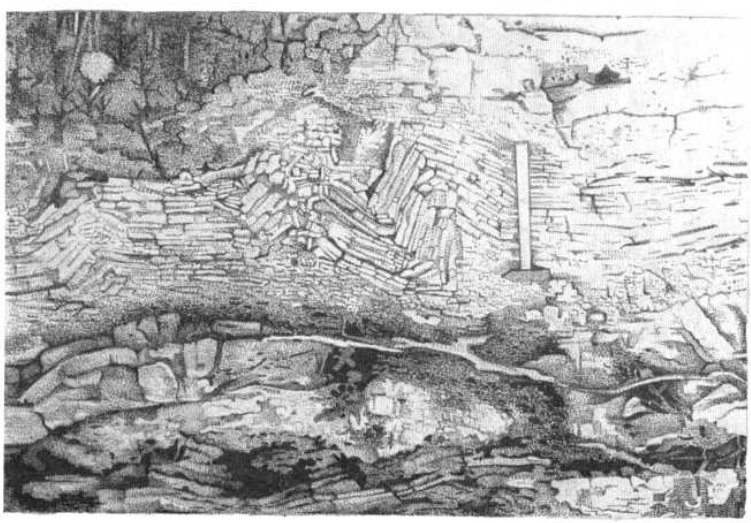
Таблица 60



1



2



3

ТЕКСТУРЫ, ОБУСЛОВЛЕННЫЕ ПРОХОЖДЕНИЕМ ГАЗОВ (табл. 61),

И ТЕКСТУРЫ, ОБРАЗУЮЩИЕСЯ В РЕЗУЛЬТАТЕ ЖИЗНЕДЕЯТЕЛЬНОСТИ ОРГАНИЗМОВ (табл. 61—67)

ТАБЛИЦА 61

Текстуры, обусловленные прохождением газов (фиг. 1, 2)

Фиг. 1. Полости от прохождения газов (H_2S, CO_2) в черных битуминозных пиритизированных известняках. Средний девон. Бельгия, около г. Живета. Вертикальная пришлифовка, $^7/_{10}$ нат. вел. P. E. Cloud, 1960

Фиг. 2. Тот же образец, что и на фиг. 1. горизонтальная пришлифовка. X0,7

Ихнитовая текстура (фиг. 3—7)

Фиг. 3. Мергель с ходами илоедов — «веточками». Верхний сантон. Курская обл., г. Валуйки. Нат. вел. Г. И. Бушинский, 1947_2

Фиг. 4. Следы илоедов. Пластинка мергеля цепочной зоны, вырезанная перпендикулярно слоистости и проявленная трансформаторным маслом. Микрослоистый мергель в 12 м от подошвы кампанских отложений. Донецкий каменноугольный бассейн. Нат. вел. Г. И. Бушинский, 1954

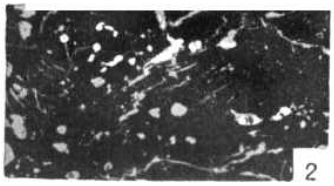
Фиг. 5. Мергель с ходами илоедов — «цепочками». Верхний мел, кампан, нижняя часть веточковой зоны. Украинская ССР, южная окраина Донецкого каменноугольного бассейна, район р. Крынки. Нат. вел. Г. И. Бушинский, 1954

Фиг. 6. Мергель из нижней части веточковой зоны, проявленный трансформаторным маслом. Верхний мел, кампан. Украинская ССР, южная окраина Донецкого каменноугольного бассейна. 4/5 нат. вел. Г. И. Бушинский, 1954

Фиг. 7. Ихнитовая текстура. Следы жизнедеятельности илоядных животных. Белый мел нижнего кампана. Украинская ССР, г. Луганск. Нат. вел. Г. И. Бушинский, 1947_2

Таблица 61

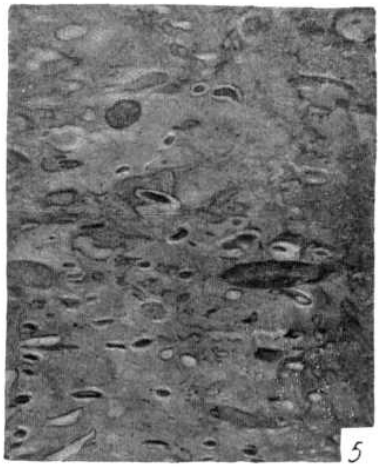
1



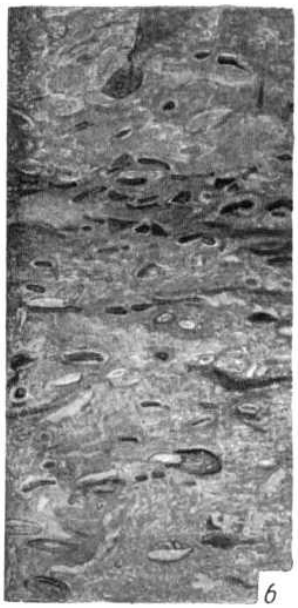
2

4

3



5



6

7

ТАБЛИЦА 62

Фиг. 1 и 2. Ходы червей (?), пронизывающие тонкослоистый глинистый известняк и выполненные переработанным червями (?) осадком. Фиг. 1–образец, параллельный плоскости напластования; фиг. 2 – тот же образец в поперечном сечении. Верхний кембрий. Сибирь, Норильский р-н, водораздел рек Омнутах и Ергалах. Нат. вел. Из колл. В. И. Драгунова

Фиг. 3. Следы жизнедеятельности илоядных животных в глинистом известняке, проявляющиеся в виде кольцевидных и шаровидных скоплений алевритовых частиц. Нижний мел. Северный склон хр. Копет-Даг. Шлиф. Хзо, с анализатором. Из колл. В. Л. Либровича

Фиг. 4. Норы, образованные червями, в виде нескольких петель V-образной формы с длинными параллельными сторонами. Алевритистый известняк. Верхний девон, псковские слои. Ленинградская обл., р. Сясь, правый берег, выше д. Андреевщины. 1/3 нат. вел. Р. Ф. Геккер, 1957

Таблица 62

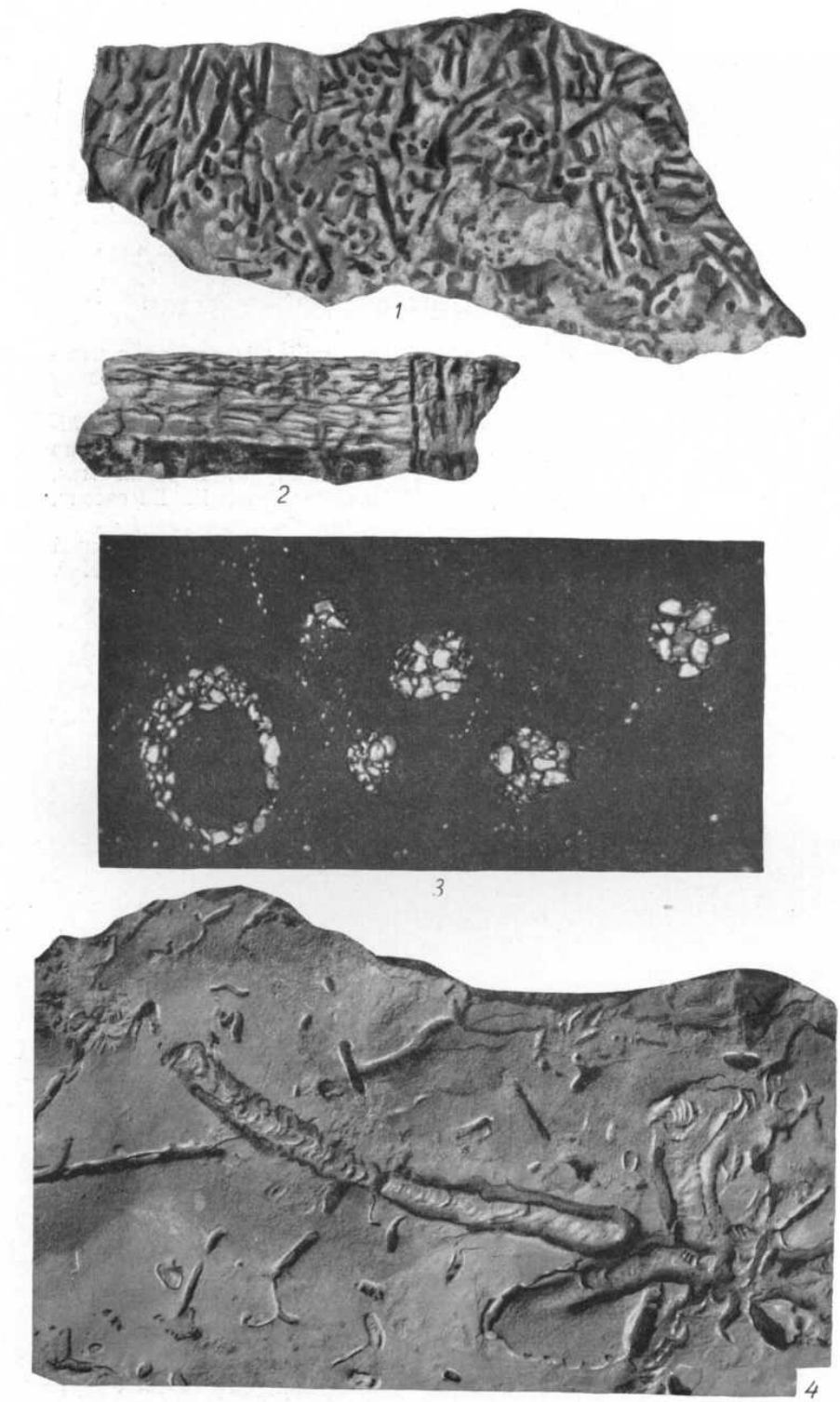


ТАБЛИЦА 63

Фиг. 1. Винтообразный ход *Spirophyton orviliensis* nov. sp. в известняке среди флишевых отложений. Верхний мел. Кавказ, Кахетинский хребет, р. Ховас-Хеви. Нат. вел. Н. Б. Вассоевич, 1951

Фиг. 2. Крупный сложный петлевидный ход *Spirophyton (Zoophicos)* внутри глинистого известняка. Ход животного располагается по винтовой поверхности и имеет языковидные выступы. Верхний мел, флиш. Кавказ, Кахетия, р. Ховас-Хеви. Нат. вел. Н. Б. Вассоевич, 1953_1

Фиг. 3 и 4. Винтообразные ходы *Spirophyton* в известняке. Верхний мел. сантон, флиш. Кавказ, Новороссийский р-н, ст. Тоннельная. Нат. вел. Н. Б. Вассоевич, 1953_1

Таблица 63

ТАБЛИЦА 64

Фиг. 1. *Taonurus* (*Spirophyton*) – сложные петлевидные, расположенные на винтовой поверхности ходы илоедов, по-видимому, червей, в глинистом детритовом известняке. Нижний карбон. Северо-западное крыло Подмосковного бассейна, р. Мета, выше г. Боровичи, Новгородской обл. нат. вел. Р. Ф. Геккер, 1957

Фиг. 2. Норы – «домики» моллюсков-камнеточцев *Lithophaga*, вытравленные этими животными на гальке палеозойского известняка. Эоцен, алайский ярус. Юго-Западная Фергана. Нат. вел. Р. Ф. Геккер, 1962, кн. 1

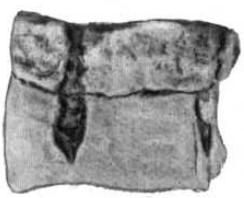
Фиг. 3. Нора роющего беспозвоночного с сосцевидным окончанием, опускающаяся в слой известняка от его гладкой верхней поверхности и заполненная известняком, богатым глауконитом. Ордовик. Ленинградская обл. рч. Поповка. 1/2 нат. вел. Р. Ф. Геккер, 1960

Фиг. 4. Устья мелких норок *Trypanites,* высверленные в сглаженной поверхности слоя известняка, и разрезы находящихся в нем более крупных нор других организмов (вид сверху). Верхний девон, франский ярус, верхи чудовских слоев. Новгородская обл., левый берег г. Шелонь, г. Сольцы. Нат. вел. Р. Ф. Геккер, 1960

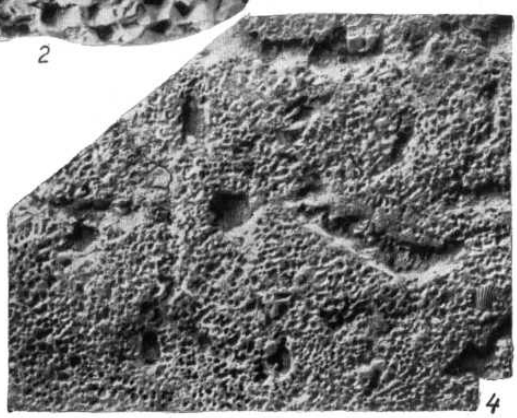
Таблица 64

1

2



3



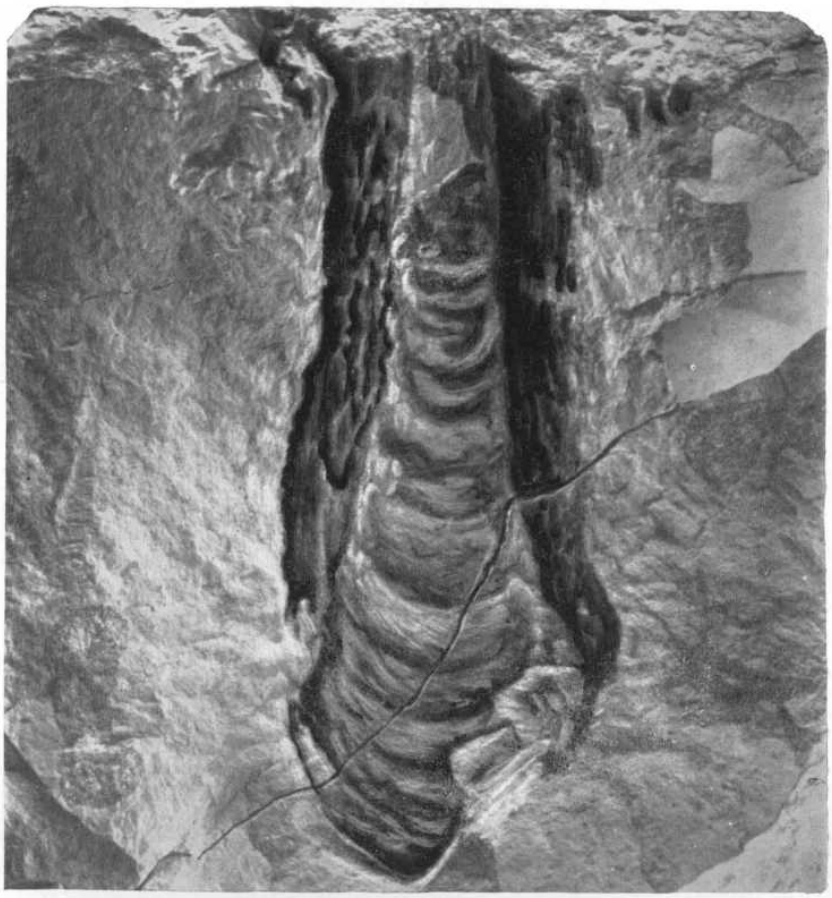
4

ТАБЛИЦА 65

Фиг. 1. Трубчатая V-образная текстура. Скульптурное ядро петлевидной норы роющего высшего десятиногого ракообразного *Ophiomorpha* в известняках сантонского яруса (на контакте с песками нижнего тортона). На скульптурном ядре, выполненном песчаным материалом из нижнего тортона, видны морщинки – следы ног роющего рака. Украинская ССР, юго-западная окраина Русской платформы, с. Богутин. $^{7}/_{8}$ нат. вел. Из колл. Л. Н. Кудрина

Фиг. 2. Следы сверления в обломке раковины. Верхний мел. Юго-западные отроги Гиссарского хребта. Шлиф. Х20, с анализатором. Из колл. Н. Н. Верзилина

Таблица 65



1

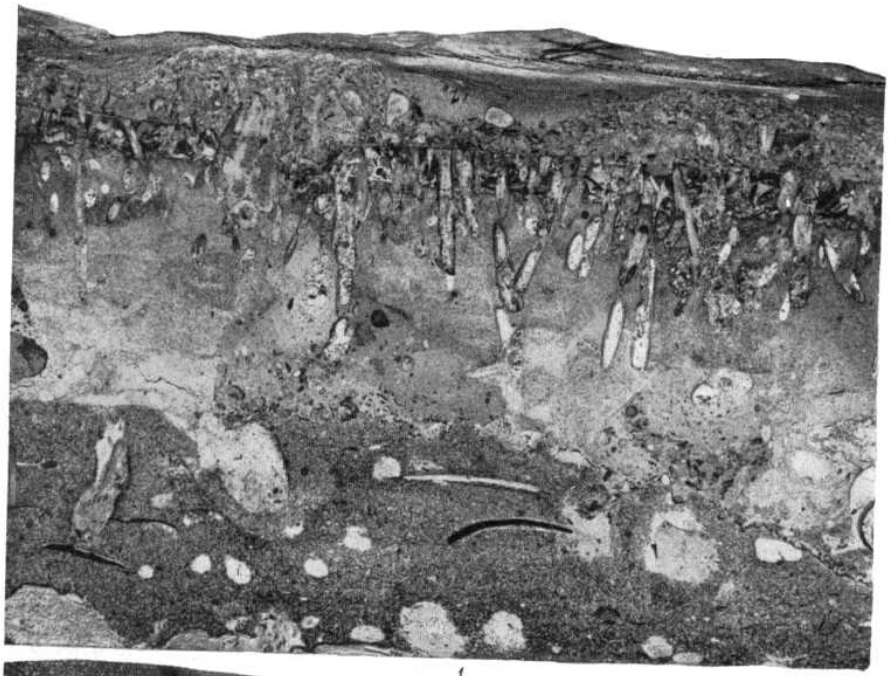
2

ТАБЛИЦА 66

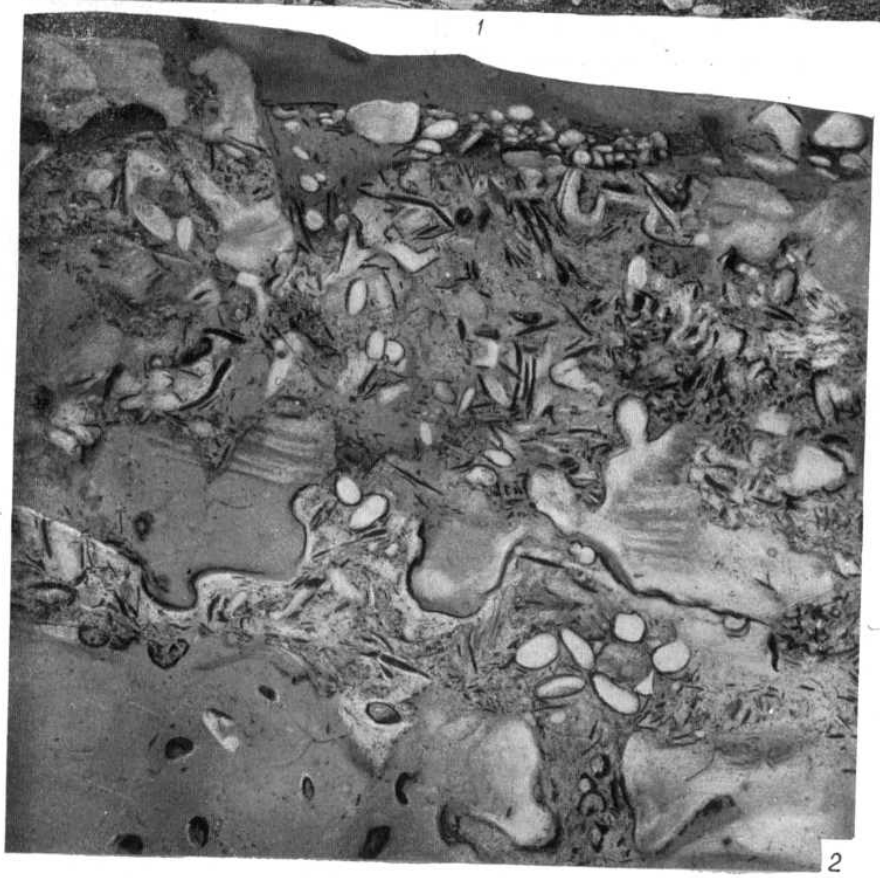
Фиг. 1. Норы сверлящих червей *Trypanites* и роющих организмов в известняке. Видно несколько размытых и просверленных слоев. Норы заполнены известняковым материалом с ракушей. Верхний девон, франский ярус, псковские слои. Новгородская обл., р. Великая, Выбут- ские пороги, к югу от г. Пскова. Пришлифовка сделана перпендикулярно поверхности напластования. X2. Р. Ф. Геккер, 1957

Фиг. 2. Норы роющих животных в известняке. Заполнены известняковыми галечниками, обломками раковин (черное) из вышележащего слоя. Поверхность слоя абрадирована. Видны остатки слоистости, нарушенной роющими животными. Верхний девон, франский ярус, чудовские слои. Новгородская обл., р. Шелонь, у г. Сольцы. Пришлифовка сделана перпендикулярно поверхности напластования. Нат. вел. Из колл. Р. Ф. Геккера

Таблица 66



1



2

ТАБЛИЦА 67

Фиг. 1. Норы сверления (домики), образованные сверлящими двустворчатыми моллюсками *Aspidopholus rugosa* Brocc в мергеле. В одной из норок видно внутреннее ядро этого моллюска, образованное известковистым песчаником из вышележащего слоя верхнего тор- тона. Верхний мел, турон. Украинская ССР, район золочева, с. Кова- левка. $^3/_4$ нат. вел. Из колл. Л. Н. Кудрина

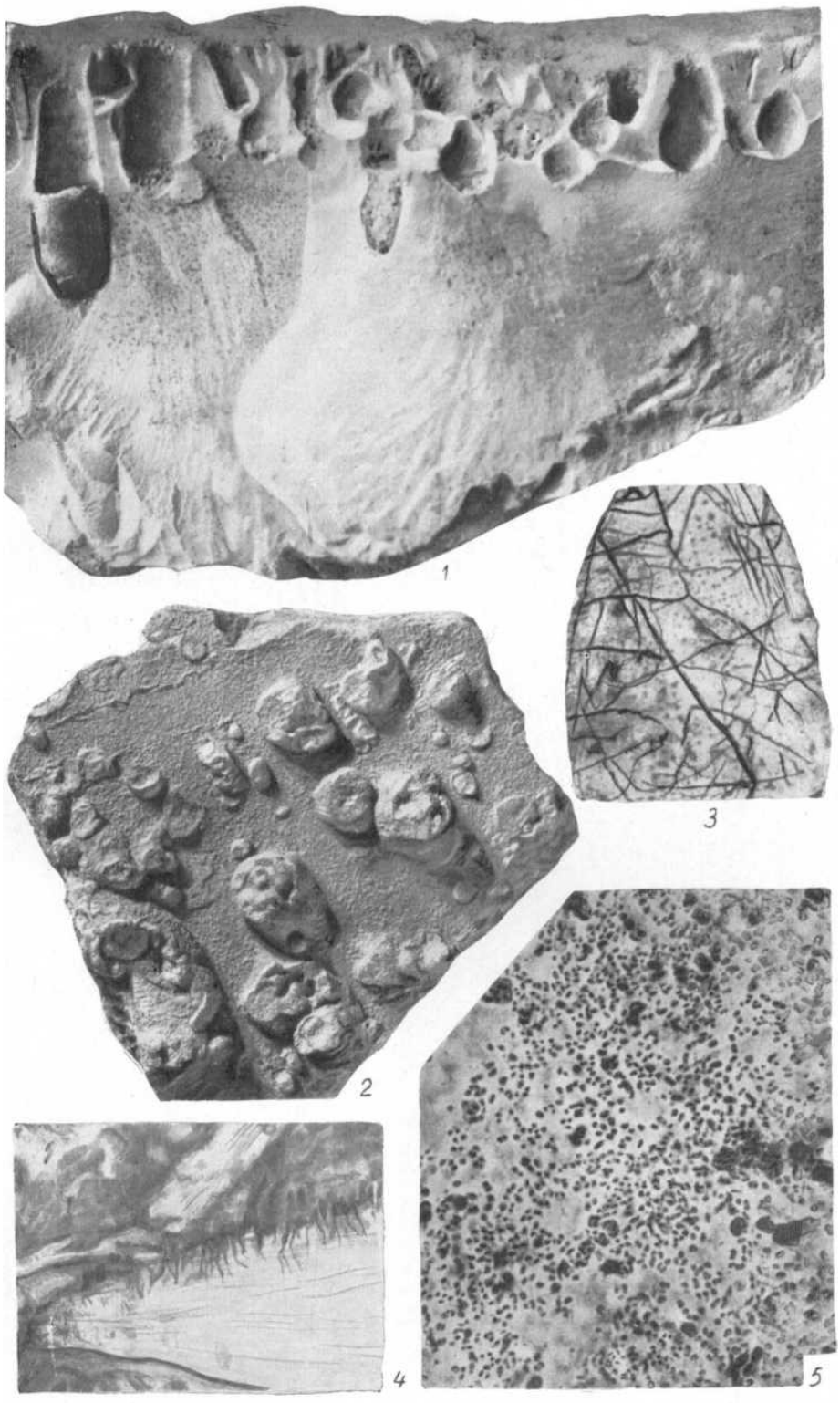
Фиг. 2. Гладкая нижняя поверхность слоя известняка с «шипами» – заполнениями нор роющих беспозвоночных, опускавшихся с поверхности нижележащего слоя в глубь его. Ордовик. Ленинградская обл., р. Луга, г. Кингисепп, 1/2 нат. вел. Р. Ф. Геккер, 1960

Фиг. 3. Обломок известняка со дна Средиземного моря, перфорированный современными сверлящими водорослями. Глубина взятия пробы 50–60 *м,* Шлиф. X200, без анализатора. L. Dangeard, P. Fremy, 1944

Фиг. 4. Раковина брахиоподы, источенная сверлящими водорослями. Известняк из протвинских слоев карбона Подмосковья. Шлиф. X50, без анализатора. М. С. Швецов, 1958

Фиг. 5. Следы жизнедеятельности бактерий в виде мелких пор в известковой корке, образовавшейся на побережье Средиземного моря. Четвертичные отложения. Шлиф. X400, без анализатора. W. Nesteroff, 1956

Таблица 67



МИКРОТЕКСТУРЫ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД (68-75)

СЛОИСТАЯ МИКРОТЕКСТУРА В ИЗВЕСТНЯКАХ (табл. 68) И ДОЛОМИТАХ (табл. 69, 70)

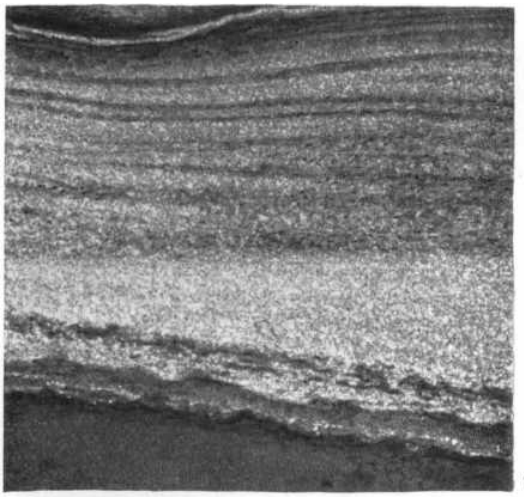
ТАБЛИЦА 68

Фиг. 1. Микрослоистый пестроцветный известняк. Наблюдается чередование темных пелитоморфных прослоев и светло-серых прослоев мелкозернистого алевритистового известняка. Юра, куба-сенгирская свита. Туркменская ССР, горы Куба-Даг. Шлиф. X10, без анализатора. Из колл. З. Е. Барановой

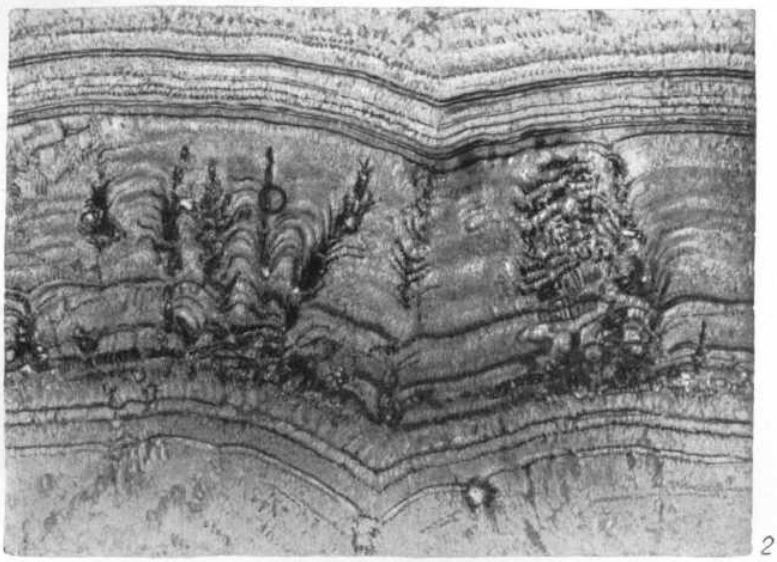
Фиг. 2. Микрослоистый натечный арагонитовый известняк (отложения холодного источника). Микрослоистость определяется чередованием чистых и обогащенных окислами железа и марганца (?) прослоев. Последние образуют также дендриты. Современные отложения. Грузинская ССР, гора Казбек. Шлиф. X4, без анализатора. Из колл. Минералогического музея геологического факультета Тбилисского гос. ун-та

Фиг. 3. Микрослоистая текстура строматолИтового известняка. Белые пятна-пустоты (вероятно, канальцы от слоевищ синезеленых водорослей). Верхний сармат. УССР, Днепропетровская обл., Богдановский карьер, близ г. Орджоникидзе. Шлиф. X45, без анализатора. Из колл. Л. С. Белокрыса

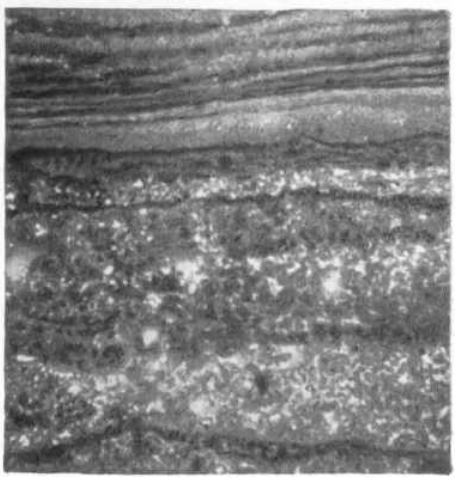
Таблица 68



1



2



3

ТАБЛИЦА 69

Фиг. 1. Ангидрито-доломит слабоглинистый. Порода состоит из чередующихся микрослоев доломита с примесью ангидрита (белое) и пелитоморфного доломита с очень незначительной примесью глинистого вещества (темное). Контакты между микрослоями четкие, но наблюдаются и постепенные взаимопереходы. Нижний кембрий, мотская свита. Восточная Сибирь, Иркутская обл., пос. Вельск. Шлиф. X15, без анализатора. Из колл. Я. К. Писарчик

Фиг. 2. Доломит пелитоморфный и мелкозернистый, слабоглинистый (темно-серые микрослои), в отдельных прослоях содержатся алевролитовые зерна кварца (белые точки). Линии контактов между микрослоями ровные и слабоволннстые. Видны псевдоморфозы мелкозернистого кальцита по призматическим кристаллам ангидрита (светлосерое). Нижний кембрий, ангарская свита. Восточная Сибирь, Иркутская обл., ст. Кутулик. Шлиф. X5, без анализатора. Из колл. Я. К. Писарчик

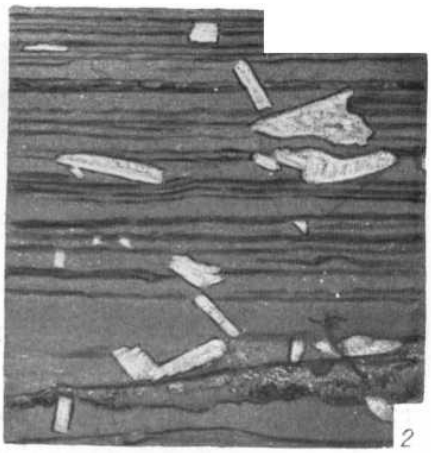
Фиг. 3. Доломит известковистый с незначительной примесью песчаного кварцевого материала. Порода состоит из чередования микрослоев пелитоморфного доломита, мелкозернистого известковистого доломита, иногда с алевролитовой примесью. Линии контактов между микрослоями слабоволнистые, неровные. Верхняя юра, саймоновская свита. Западная часть Туркменской ССР, Красноводская обл., горы Куба-Даг. Шлиф. X10, без анализатора. Из колл. З. Е. Барановой Фиг. 4. Псевдослоистая микротекстура в перекристаллизованном доломите, обусловленная, по-видимому, первичной слоистостью породы. Впечатление слоистой микротекстуры создается благодаря неравномерной полосчатой перекристаллизации породы. Верхний девон, тургеневская толща. Тульская обл., с. Шилово, на р. Красивой Мечи. Шлиф. X20, с анализатором. Из колл. В. Г. Махлаева

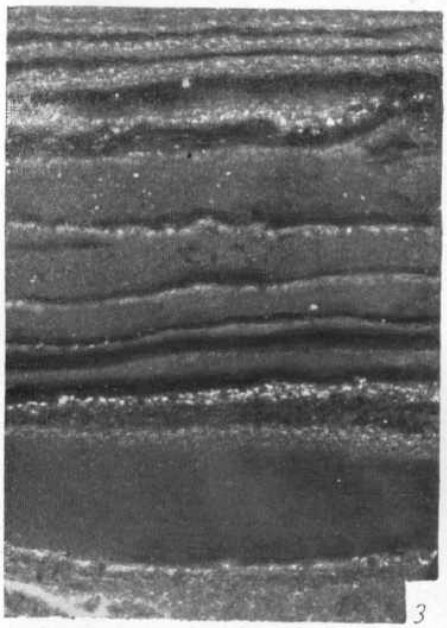
Фиг. 5. Доломит, состоящий из циклически чередующихся микрослоев мелкозернистого доломита и доломита тонкообломочного, пропитанного тонкочешуйчатыми выделениями ангидрита (светлый тон). Верхний девон, фамен. Кировская обл., г. Котельнич. Шлиф. X5, без анализатора. Из колл. Л. М. Бириной

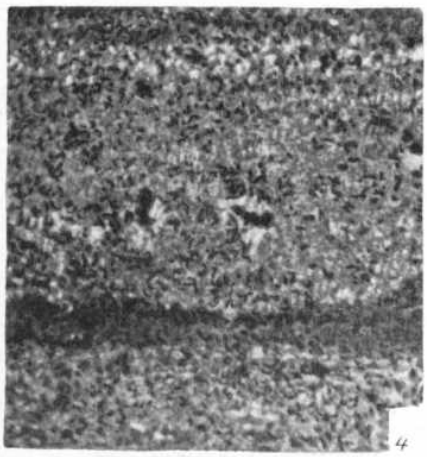
Фиг. 6. Доломит сильноглинистый, тонковолнисто-слоистый. Видно распределение пелитового глинистого вещества (темное) по слоистости. Нижний кембрий, пестроцветная свита. Якутская АССР, Алданский р-н, устье р. Угоян. Шлиф. X10, без анализатора. Ю. А. Ходак, 1961_2

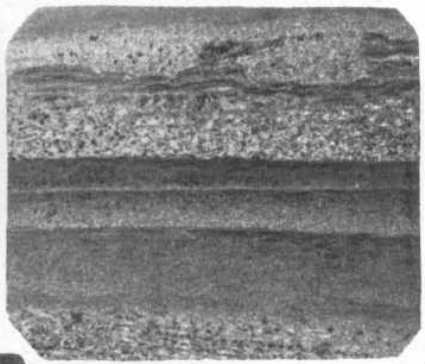
Таблица 69

1


2


3


4


5

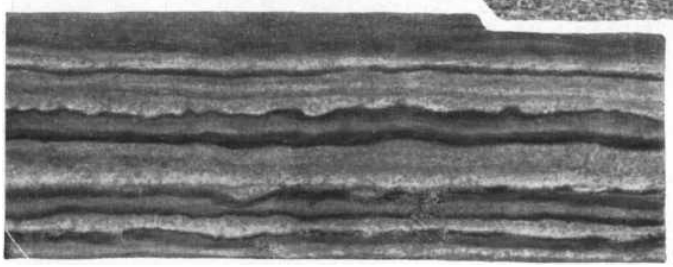

6

ТАБЛИЦА 70

Фиг. 1. Слоистая микротекстура доломита, обусловленная чередованием микрослоев, состоящих из зерен доломита различной величины. Темные полоски – пелитоморфный доломит, интенсивно пропитанный гидроокислами железа. Средний девон. Восточное предгорье Кызылкумов. Шлиф. Х640, с анализатором. М. Эгамбердыев, 1957 Фиг. 2. Доломит косослоистый. Слоистость обусловлена различными размерами зерен доломита в отдельных прослоях. Нижний кембрий, пестроцветная свита. Якутская АССР, Алданский р-н, устье р. Угоян. Шлиф. Х10, без анализатора. Ю. А. Ходак, 1961_2

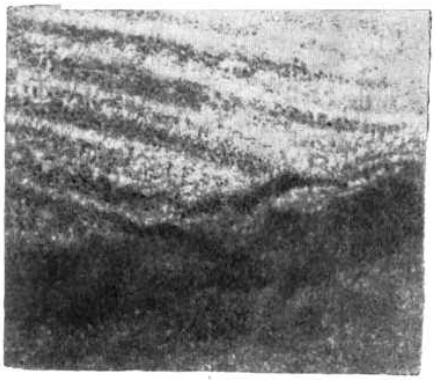
Фиг. 3. Доломит косослоистый. Слоистость обусловлена различными размерами зерен доломита в отдельных прослоях и подчеркивается вторичными выделениями SiO_2 (черное). Нижний кембрий, ленский ярус. Восточная Сибирь, р. Аладьино. Шлиф. Х30, с анализатором. Из колл. Л. М. Плотникова

Фиг. 4. Алевропелитовая структура. Мергель доломитовый, алевритистый. Тонкая слоистость отчетливо видна благодаря чередованию светлых и темных прослоев. Светлые прослои обогащены примесью алевритовых частиц, темные прокрашены гидроокислами железа. Палеоцен, бухарский ярус. Восточная Фергана. Шлиф. Х18, без анализатора. Из колл. А. И. Осиповой

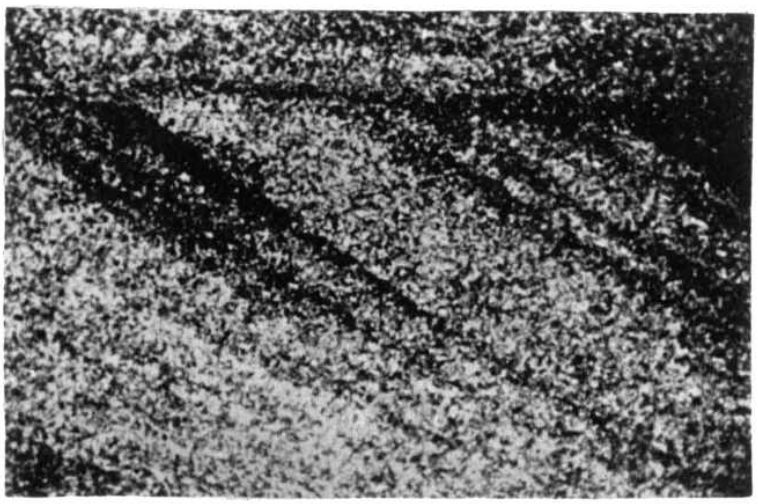
Фиг. 5. Алевропелитоморфная структура. Мергель слабоалевритистый с органическим детритом, единичными зернами глауконита и редкими угловатыми зернами кварца (0,01–0,02 *мм).* Слоистость обусловлена чередованием участков породы с большим и меньшим содержанием раздробленной микрофауны. Верхний мел. Северо-Западный Кавказ, р. Михале. Шлиф. Х40, без анализатора. Из колл. П. С. Жабревой

Таблица 70

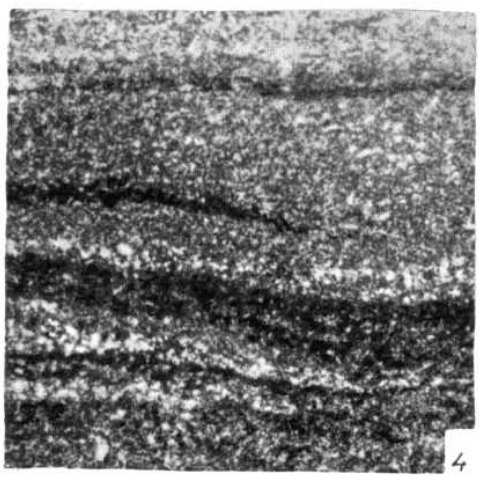
1



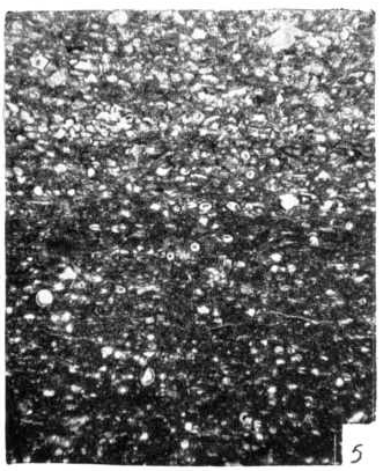
2



3



4



5

ПОРИСТАЯ МИКРОТЕКСТУРА В ИЗВЕСТНЯКАХ (табл. 71) И ДОЛОМИТАХ (табл. 72—75)

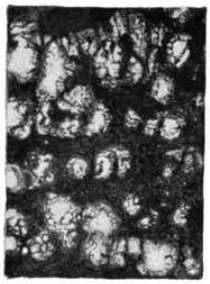
ТАБЛИЦА 71

Фиг. 1—6. Различные виды пористости в известняках. Фиг. 1 — межзерновая пористость; оолитовый известняк; пористость 27%; проницаемость 1,312 *мдарси*. Фиг. 2 — внутризернистая пористость; органогенный известняк; поры в скелете строматопоры; пористость 14%, проницаемость 3 *мдарси*. Фиг. 3 — вторичная пористость (выщелачивания); обломочно-оолитовый известняк; пористость 26%, проницаемость 74 *мдарси*. Фиг. 4 — вторичная пористость (каналообразные поры); пелитоморфный известняк; пористость 21%, проницаемость 39 *мдарси*. Фпг. 5 — поры с «рваными» очертаниями; результат воздействия на осадки организмов, газов и растворения; кристаллически- зернистый известняк; пористость 24%, проницаемость 14 *мдарси*. Фиг. 6 — поры с «рваными» очертаниями в мелкообломочном известняке; пористость 36%, проницаемость 136 *мдарси*. Верхняя юра. Саудовская Аравия. Шлифы. X24, без анализатора. R. Powers, 1962

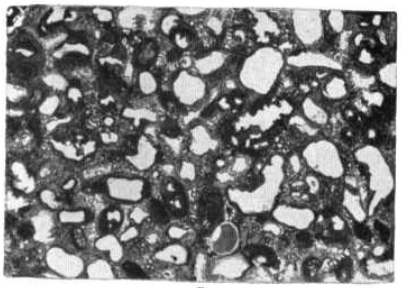
Фиг. 7—9. Типы частично заполненных пор в известняках предположительно диагенетического происхождения. На фиг. 9 видно более позднее, чем поры, образование стилолитов. Карбон, динатский ярус. Англия. X8. W. Hodgson, 1958

Таблица 71

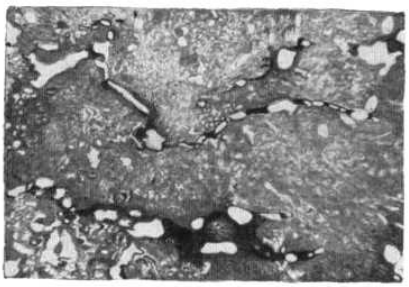
1



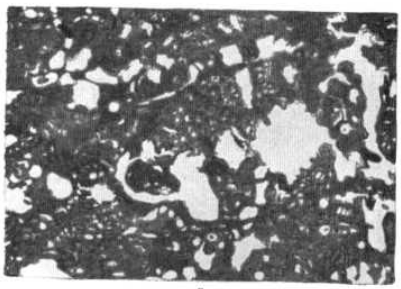
2



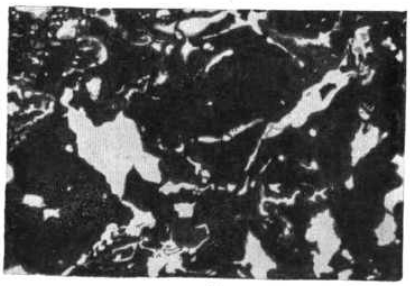
3



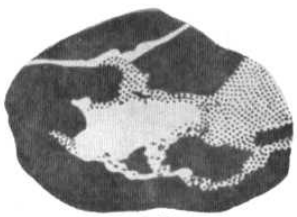
4



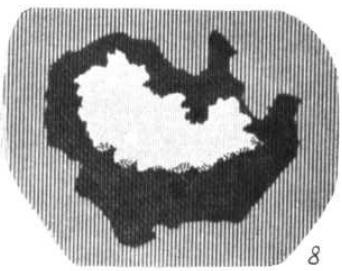
5



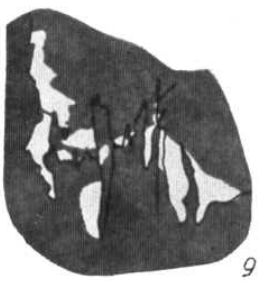
6



7



8



9

ТАБЛИЦА 72

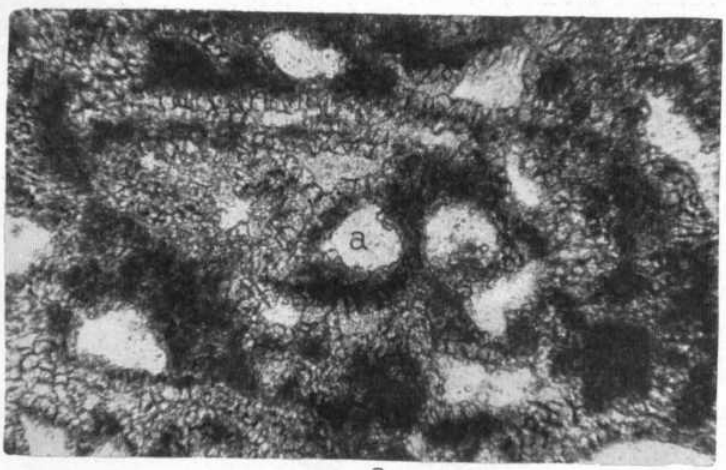
Фиг. 1. Мелкокомковатый пористый доломит. Поры (светлое) связаны главным образом с пространствами между комочками. Комочки, представляющие собой доломитизированные органогенные остатки, сложены мелкозернистым доломитом и окаймлены корочками из доломитовых ромбоэдров. Средний карбон, подольский горизонт. Тамбовская обл., р. Цна. Шлиф. Х45, без анализатора. И. В. Хворова, 1958- Фиг. 2. Доломит замещения. Пористый с реликтовой органогенной брахиоподовой структурой. Пористость щелевидная, образовавшаяся, по-видимому, в результате выщелачивания раковин *Syrtospirifer tenticulum* V e r n. Верхний девон, франский ярус. Прибалтика. Шлиф. Х4, без анализатора. Из колл. Б. П. Марковского (ЦНИГР музей) Фиг. 3. Доломит известковистый, пористый, образовавшийся по ракушечниковому известняку. Структура реликтовая органогенная. Остаточные участки пелитоморфного кальцита выделяются темными пятнами. Доломит, представленный более крупными прозрачными зернами, наблюдается главным образом в виде крустификационных каемок. Белые участки – поры *(а)*. Эоцен, алайский ярус. Южная Фергана. Шлиф. Х100, без анализатора. Из колл. А. И. Осиповой (Геккер и др., 1962, кн. 1)

Фиг. 4. Доломит пористый, с многочисленными мелкими пустотами, образовавшимися на месте растворенных раковин остракод. Верхний девон, основание озерской толщи. Орловская обл., с. Бакланово на р. Неполоди. Шлиф. Х3, без анализатора. Из колл. В. Г. Махлаева

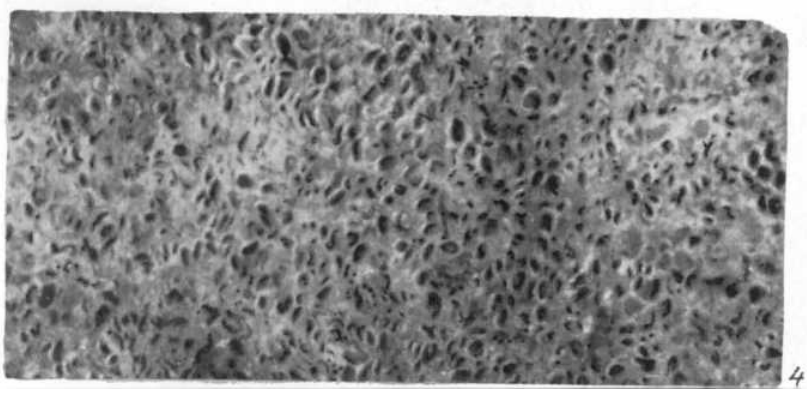
Таблица 72

1

2



3



4

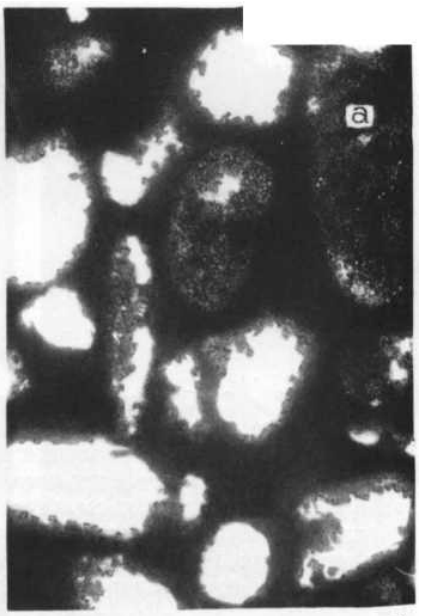
ТАБЛИЦА 73

Фиг. 1. Доломит замещения мелкокомковатый, микрозернистый, пористый. Поры развиты между соприкасающимися комочками доломита. Средний карбон, каширский горизонт. Московская обл., Ратовский овраг. Шлиф. X45, без анализатора. И. В. Хворова, 1958

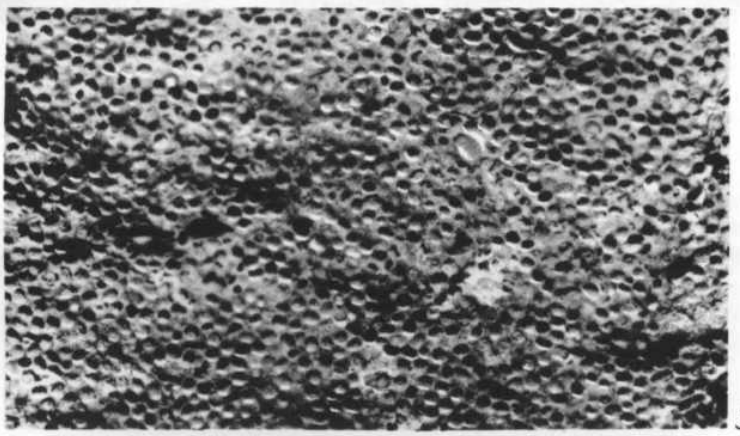
Фиг. 2. Доломит замещения микрозернистый, пористый. Поры возникли от растворения комочков доломита *(а)*. Форма пор округлая и овальная. Средний карбон, каширский горизонт. Московская обл., г. Кашира. Шлиф. X45, без анализатора. И. В. Хворова, 1958 Фиг. 3 и 4. Доломит отрицательно-оолитовый. Пористость породы обусловлена наличием многочисленных округлых пустот величиной 1–2 *мм* в поперечнике, образовавшихся на месте растворенных ооли- тов. Доломит, слагающий породу, пелитоморфный до микрозернистого. На фиг. 4 в некоторых пустотах видны остатки оолитов в виде частично сохранившихся оболочек. Верхняя пермь, кунгурский ярус. Татарская АССР, бассейн р. Камы. Фиг. 3 – поверхность образца, X3; фиг. 4 – шлиф. X8. Из колл. Б. П. Марковского

Таблица 73

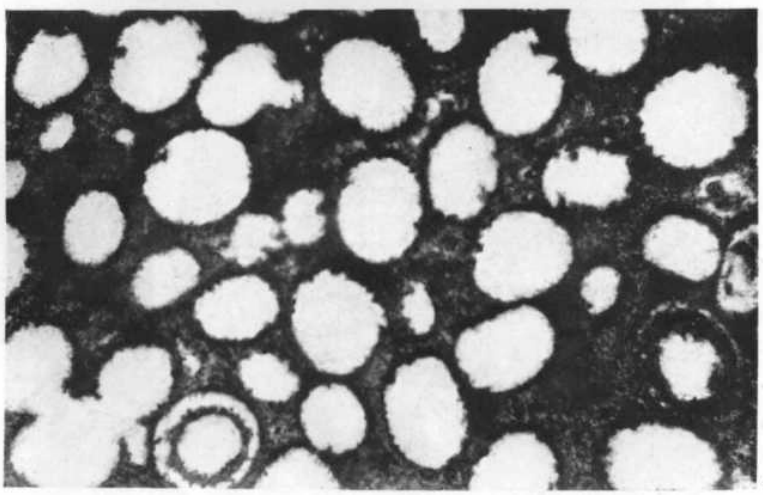
1



2



3



4

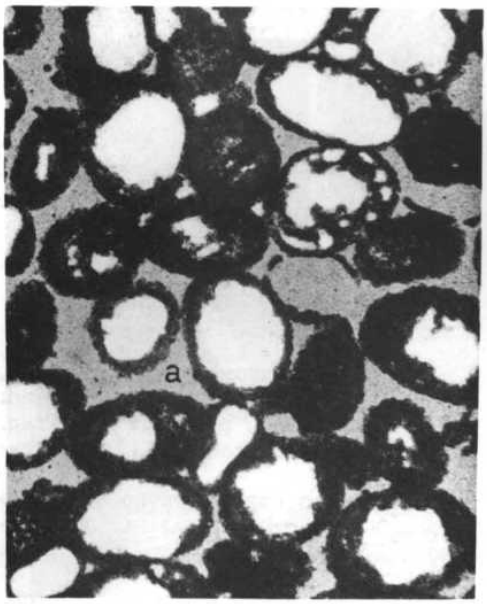
ТАБЛИЦА 74

Фиг. 1 и 2. Доломит огипсованный, пористый. Поры образовались в результате выщелачивания раковин фораминифер, от которых остались только внешние оболочки и лишь в редких случаях частично сохранилось внутреннее строение. Крупнокристаллический гипс (фиг. 1, а) развит в промежутках между остатками раковин фораминифер и иногда выполняет образовавшиеся в них пустоты. Нижняя пермь, сак- марский ярус. Архангельская обл., близ р. Пинеги. Шлиф. Х45. Фиг. 1 – без анализатора, фиг. 2 – с анализатором. Из колл. Д. С. Ка- шика

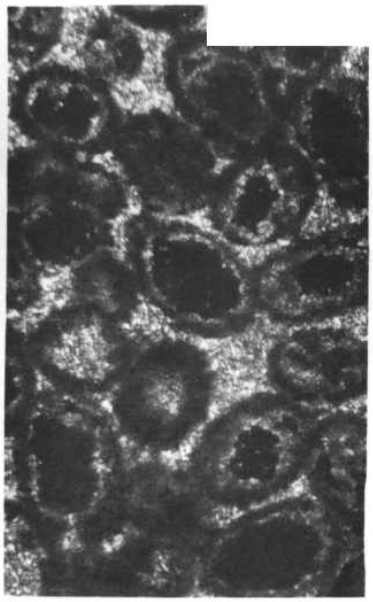
Фиг. 3. Доломит микрозернистый, пористый. Вследствие очень высокой степени пористости порода имеет «губчатое» строение. Очень мелкие поры характеризуются неправильной формой, поры, значительно более крупные, имеют овальные, неправильно-овальные и округлые очертания. Некоторые поры выполнены гипсом *(а)*. Верхний девон, саласпилская свита. Латвийская ССР, пос. Кемери. Шлиф. Х100, без анализатора. Из колл. Р. Ж. Ульст

Фиг. 4. Доломит мелкозернистый, пористый. Многочисленные поры, соединяясь между собой, придают породе «губчатый» облик. Верхний карбон. Архангельская обл., р. Пинега. Шлиф. Х20, без анализатора. И. В. Хворова, 1958

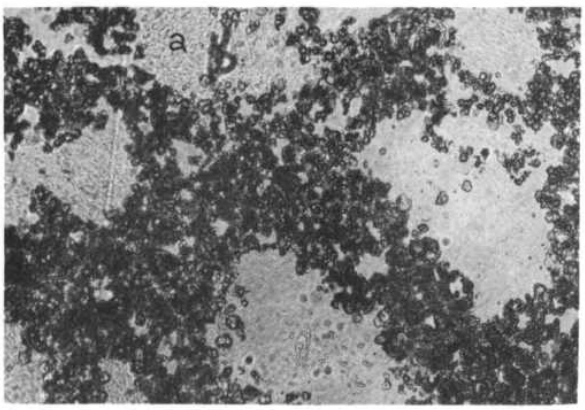
Таблица 74



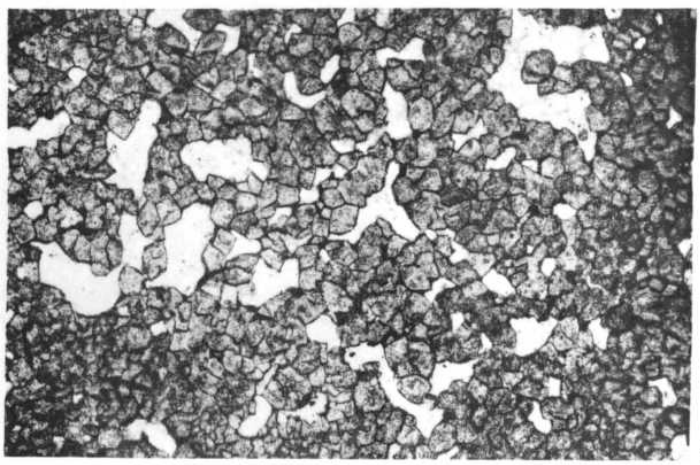
1



2



3



4

ТАБЛИЦА 75

Фиг. 1. Щелевидные поры в плотном пелитоморфном доломите, образовавшиеся на месте растворенных кристаллов гипса. Нижний кембрий, платоновская свита. Восточная Сибирь, р. Сухая Тунгуска. Шлиф. X20, без анализатора. Из колл. К. К. Зеленова (Архангельская и др., 1960)

Фиг. 2. Доломит пористый. Большинство пор частично залечено тонкозернистым доломитом. Единичные поры выполнены гидроокислами железа (черное). Верхний девон. Латвийская ССР, район г. Риги. Шлиф. X45, без анализатора. Из колл. Р. Ж. Ульст

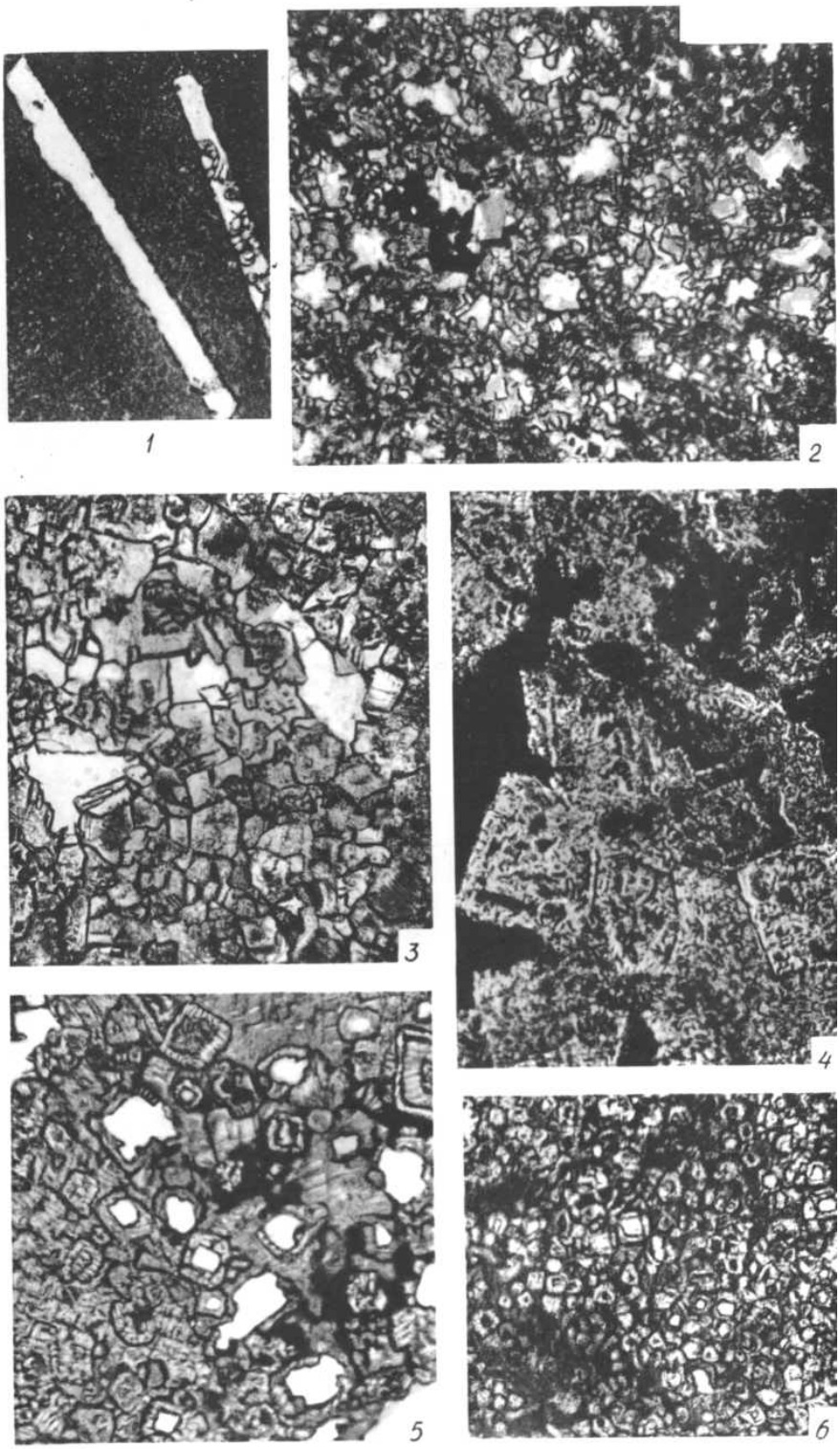
Фиг. 3. Доломит замещения, мелкозернистый, пористый. Поры, ограниченные кристаллами доломита, имеют угловатые очертания. Верхний карбон. Московская обл., пос. Красная Поляна. Шлиф. X45, без анализатора. И. В. Хворова, 1958

Фиг. 4. Доломит пористый. Часть пор образовалась в кристаллах доломита в результате разрушения присутствующего в них ранее пелитоморфного кальцита. Средний карбон, мячковский горизонт. Волгоградская обл., Арчединский р-н. Шлиф. X90, с анализатором. И. В. Хворова, 1958

Фиг. 5. Доломит пористый. Поры образовались главным образом вследствие выщелачивания внутренней части ромбоэдров. Верхний девон, даугавская свита. Латвийская ССР, пос. Кемери. Шлиф. X60, без анализатора. Р. Ж. Ульст и Л. С. Савваитова, 1961

Фиг. 6. Доломит замещения разнозернистый, пористый. Поры образо вались главным образом в результате выщелачивания внутренней части ромбоэдров доломита. Верхний девон, лебедянская толща. Орловская обл., р. Оптуха. Шлиф. X40, без анализатора. Из колл. В. Г. Махлаева

Таблица 75



СТРУКТУРЫ ОСАДОЧНЫХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД (табл. 76-231)

ИЗВЕСТНЯКИ (табл, 76-154)

ОРГАНОГЕННЫЕ (ЗООГЕННЫЕ) БИОМОРФНЫЕ СТРУКТУРЫ ИЗВЕСТНЯКОВ (табл. 76—89)

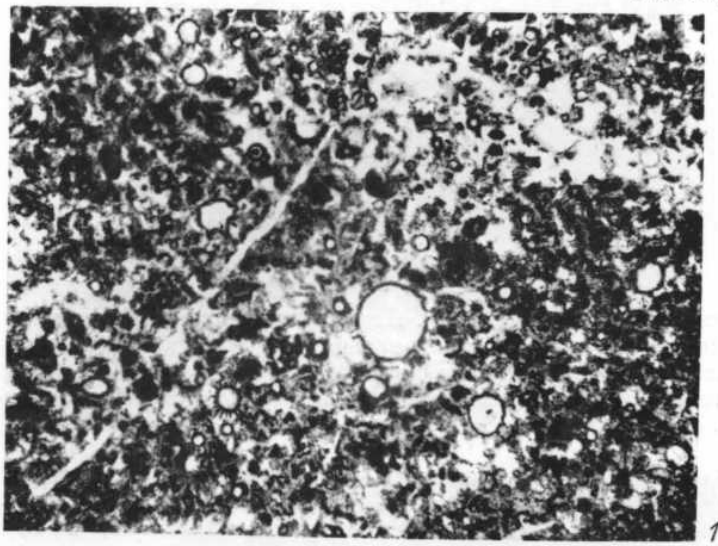
ТАБЛИЦА 76

Фиг. 1. Паратураминовый известняк. Порода состоит из многочисленных однокамерных фораминифер — *Parathurammina* (*Salpingothurammina)* sp. Цемент кальцитовый. Средний девон, живет. Киргизская ССР, Тянь-Шань, хребет Сары-бел. Шлиф. Х18, без анализатора. Из колл. Б. В. Пояркова

Фиг. 2. Псевдоэндотировый известняк. Для структуры характерно присутствие в породе многочисленных *Pseudoendotyra.* Цемент представлен разнозернистым кальцитом. Верхний карбон. Река Кама, с. Лёвшина. Шлиф. Х20, без анализатора. Из колл. Л. П. Гроздиловой

Фиг. 3. Известняк бредииновый. Для структуры породы характерно присутствие многочисленных раковин *Bradyina.* Цемента мало и представлен он разнозернистым прозрачным кальцитом. Средний карбон, башкирский ярус. Куйбышевская обл., пос. Красная Поляна. Шлиф. Х20, без анализатора. И. В. Хворова, 1958

Таблица 76



1

2

3

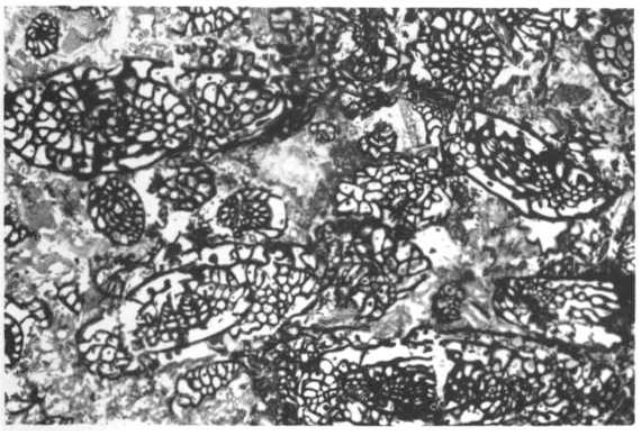
ТАБЛИЦА 77

Фиг. 1. Фузулинидовый известняк. Для структуры характерно присутствие породообразующих крупных раковин *Triticites* (косые срезы). Цемент представлен пелитоморфным кальцитом, в слабой степени замещенным тонкозернистым доломитом. Верхний карбон. Поволжье, близ с. Рудня. Шлиф. X10, без анализатора. Из колл. М. М. Толстихиной

Фиг. 2. Парафузулиновый известняк. Для структуры характерно присутствие породообразующих раковин *Parafusulina* (косые срезы), у которых стенки камер сложены пелитоморфным кальцитом, а камеры выполнены тонкозернистым кальцитом. В промежутках между раковинами наблюдается тонкозернистый кальцит. Верхняя пермь, чандалазская свита. Дальний Восток, Южное Приморье, гора Сенькина Шапка. Шлиф. X10, без анализатора. Из колл. М. И. Сосниной

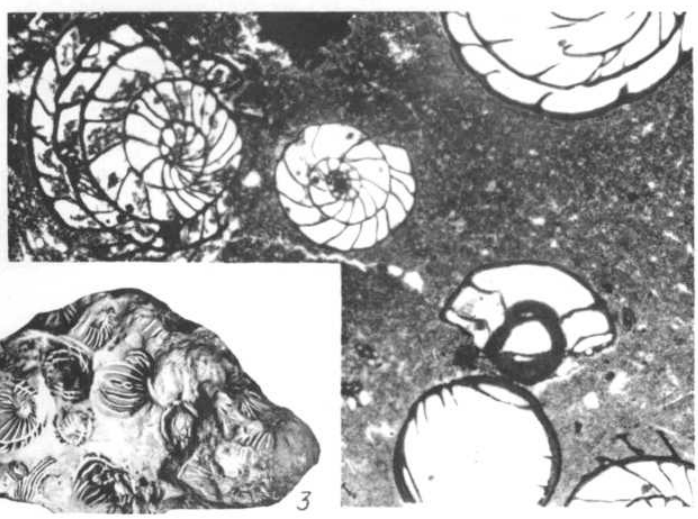
Фиг. 3. Швагериновый известняк. Нижняя пермь, швагериновые слои. Архангельская обл., р. Пинега. X2. Из колл. М. А. Калмыковой Фиг. 4. Шлиф из образца, показанного на фиг. 3. Видны косые срезы раковин *Schwagerina.* Цемент представлен микрозернистым кальцитом. X8, без анализатора

Таблица 77



1

2



3

4

ТАБЛИЦА 78

Фиг. 1. Лепидолиновый известняк. Для структуры характерно присутствие в породе многочисленных породообразующих раковин рода *Lepidolina*. Верхняя пермь. Дальний Восток, Южное Приморье, левый берег р. Сучан, Кривая Падь. Нат. вел. Из колл. М. И. Сосниной (ЦНИГР музей)

Фиг. 2. Шлиф из лепидолинового известняка, изображенного на фиг. 1. Видны косые срезы раковин *Lepidolina*. Цемент представлен тонкозернистым кальцитом. Шлиф. X9, без анализатора. Из колл. М. И. Сосниной

Фиг. 3. Фузулинидовый известняк. Нижняя пермь, низы шурабсай- ской свиты. Узбекская ССР, хребет Чаткальский, р. Коксарик. Нат. вел. Из колл. В. А. Артемовой

Фиг. 4. Тот же известняк под микроскопом. Характерной чертой структуры известняка является обилие – фузулинид, преимущественно раковин рода *Pseudofusutina* и *Quasifusulina*. Промежутки между фузулинидами заполнены микрозернистым, участками тонкозернистым кальцитом. Камеры выполнены тонкозернистым кальцитом (размер зерен от 0,03 до 0,1 *мм)*. Шлиф. X5, без анализатора

Таблица 78

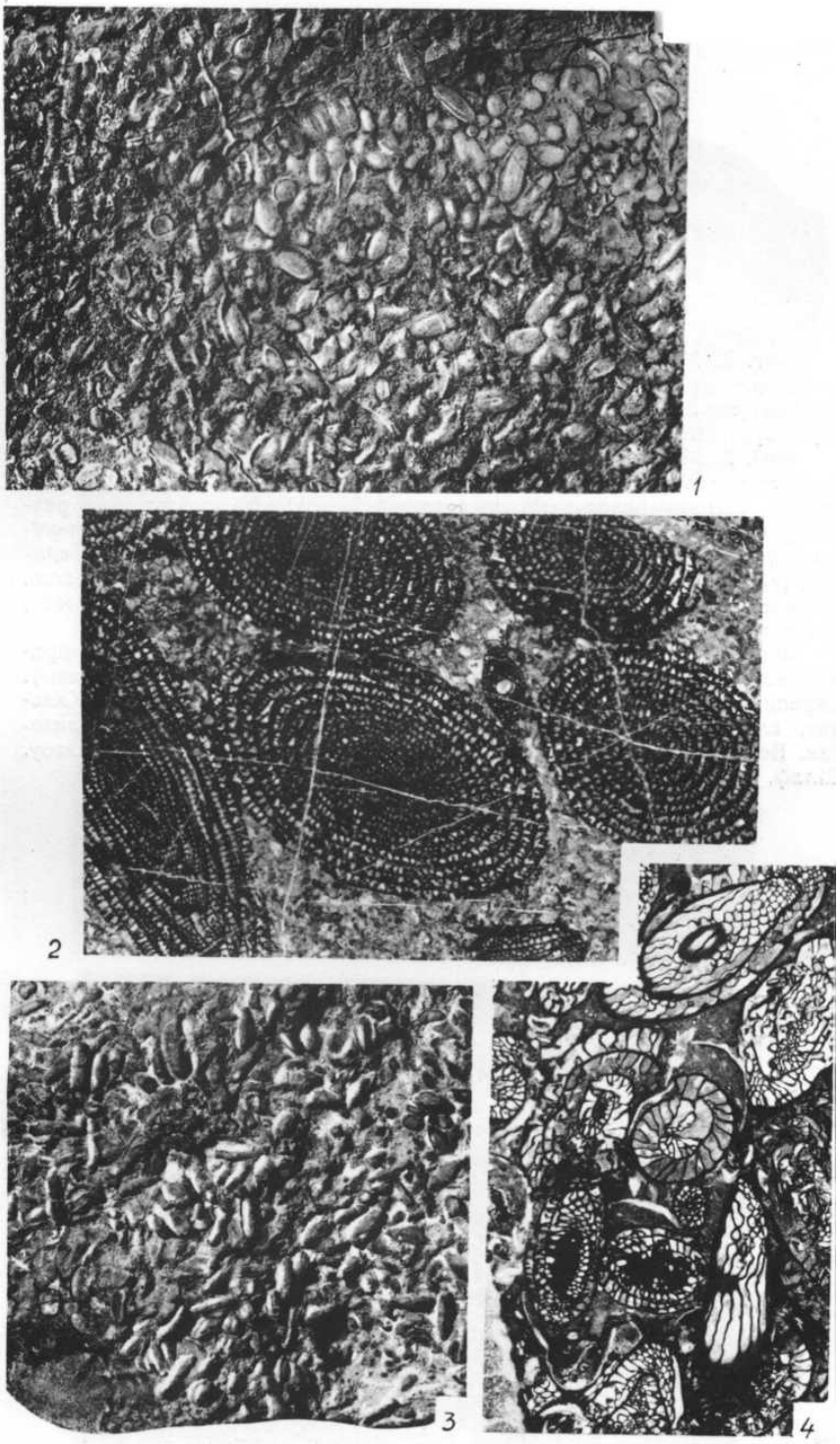


ТАБЛИЦА 79

Фиг. 1. Монодиексодиновый известняк. Порода состоит из много- численных раковин *Monodiexodina,* сцементированных кальцитом. Верхняя пермь. Дальний Восток, Приморский край, долина р. Сучан, юра Сенькина Шапка. Нат. вел. Из колл. М. И. Сосниной

Фиг. 2. Монодиексодиновый известняк. Для структуры характерно фисутствие в породе многочисленных раковин *Monodiexodina* (косые срезы). Цемент базальный, представлен перекристаллизованным разнозернистым кальцитом, среди которого наблюдаются реликты пелитоморфного кальцита. Перекристаллизован частично и кальцит, слагающий раковины фораминифер. Верхняя пермь. Дальний Восток, Южное Приморье, левый берег р. Сатизы, гора Ванган. Шлиф, Х10, без анализатора. Из колл. М. И. Сосниной

Фиг. 3. Мизеллиновый известняк. Для структуры характерно присутствие в породе многочисленных раковин *Misellina* (косые срезы). Скрепляющая их масса состоит из тонкозернистого кальцита. Кальцит, слагающий раковины фораминифер, частично перекристаллизован. Верхняя пермь. Дальний Восток, Южное Приморье, р. Шиненгоу. Шлиф. Х8, без анализатора. Из колл. М. И. Сосниной

Тяблица 79

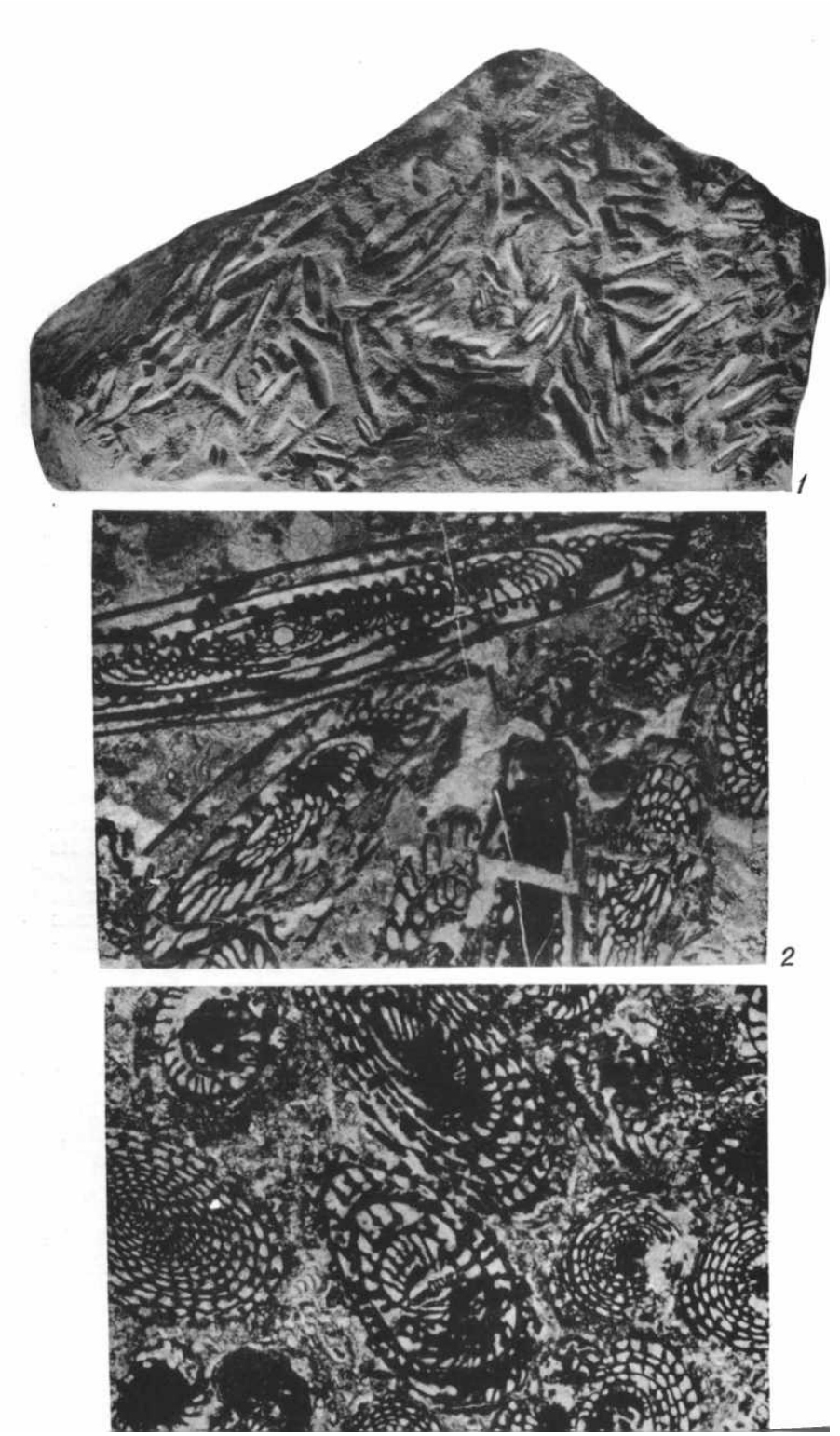


ТАБЛИЦА 80

Фиг. 1. Глобигериновый известняк, состоящий из многочисленных раковин глобигерин, сцементированных пелитоморфным ожелезненным кальцитом. Средний палеоген (эоцен). Армянская ССР, Даралагезский р-н. Шлиф. X40, без анализатора. Из колл. И. Г. Гаспарян

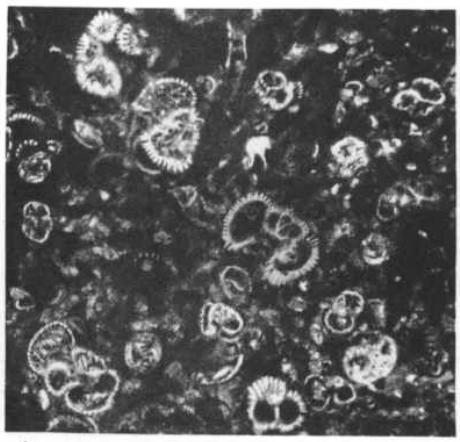
Фиг. 2. Глобигериновый известняк, состоящий из многочисленных раковин глобигерин, сцементированных пелитоморфным кальцитом с примесью глинистого вещества. Нижний мел, альб. Дагестан, р. Бюргене-озень, близ с. Казанища. Шлиф. X40, без анализатора. Из колл. Г. И. Ершовой

Фиг. 3. Известняк глоботрункановый. Структура породы обусловлена присутствием многочисленных раковин *Glotruncana,* камеры которых выполнены кристаллически-зернистым кальцитом. Цементирующая их масса представлена пелитоморфным и участками микрозернистым кальцитом. Верхний мел, кампан. Юго-Восточный Кавказ, Прикаспийский р-н, сел. Кешчай. Шлиф. X64, без анализатора. Из колл. Э. А. Даидбековой

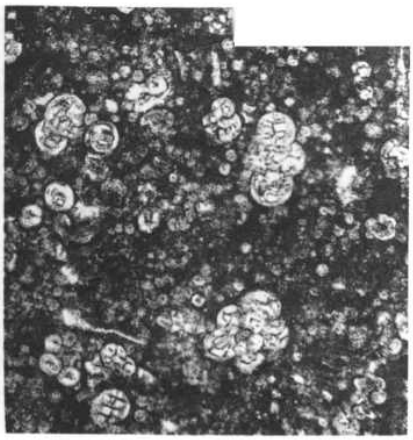
Фиг. 4. Известняк (ракушник) дискоциклиновый. Структура по-роды характеризуется присутствием многочисленных раковин *Discocyclina,* сцементированных пелитоморфным кальцитом. Палеоген. Армянская ССР, Даралагезский р-н. Шлиф. X10, без анализатора. Из колл. И. Г. Гаспарян

Фиг. 5. Известняк (ракушник) орбитолиновый. Порода состоит из многочисленных раковин *Orbitolina,* сцементированных тонкозернистым кальцитом с реликтами пелитоморфного (темно-серое). Нижний баррем. Туркменская ССР, Западный Копет-Даг, Каджинский перевал. Шлиф. X10, без анализатора. Из колл. В. И. Марченко

Таблица 80

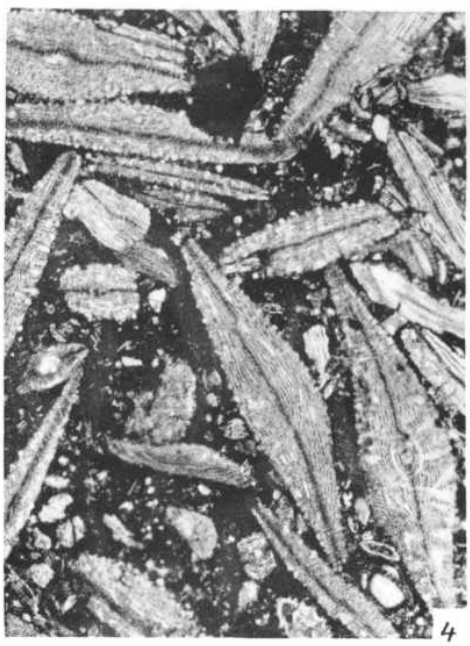


1

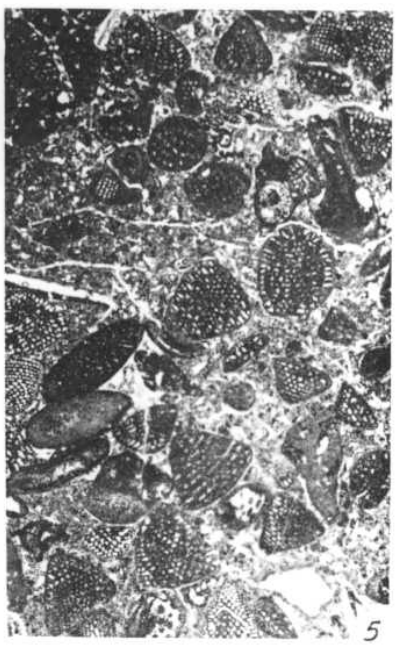


2

3



4



5

ТАБЛИЦА 81

Фиг. 1. Нуммулитовый известняк. Для структуры характерно присутствие породообразующих раковин *Nummulites.* Средний эоцен. Приаралье, мыс Изенды, п-ов Кулунда. Нат. вел. Из колл. Н. Н. Бархатовой

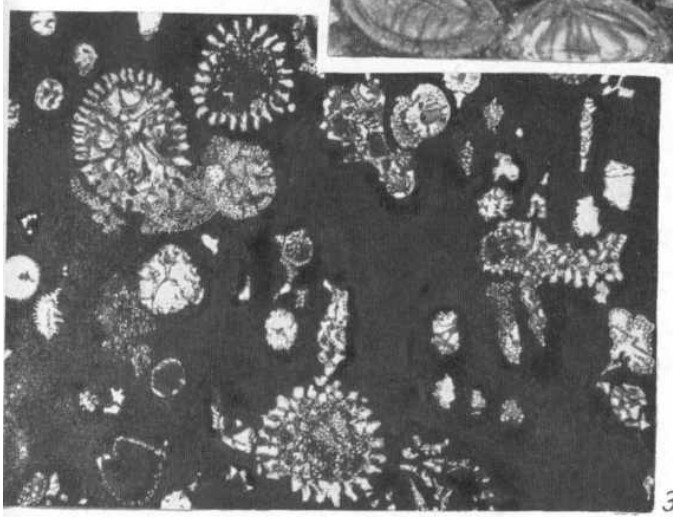
Фиг. 2. Нуммулитовый известняк. В шлифе хорошо видны различно ориентированные срезы раковин нуммулитов, состоящих из кальцита. Цемент кальцитовый. Средний эоцен. Крым, Бахчисарайский р-н. Шлиф. X 10, без анализатора. Из колл. Н. Н. Бархатовой

Фиг. 3. Красный пелитоморфный известняк с кремнистыми скелетами радиолярий. Верхняя юра. Баварские Альпы. H. Hagn, 1955

Таблица 81

1

2



3

ТАБЛИЦА 82

Известняк археоциатовый. Нижний кембрий, санаштыкгольская толща. Тувинская АССР, р. Шивелик-Хем. Нат. вел. Из колл. Н. М. Задорожной и Д. В. Осадчей

Таблица 82

ТАБЛИЦА 83

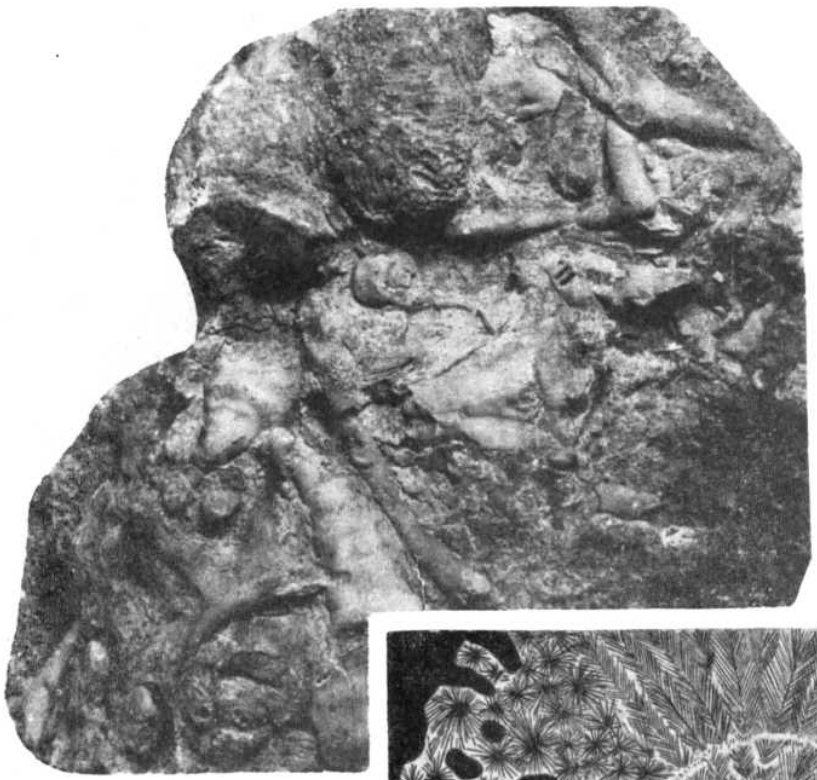
Фиг. 1. Биогермный коралловый известняк, сложенный табулятами *(Favosites* и *Pachypora)*, ругозами (*Streptelasma whitttardi* Smith.) и мшанками. Нижний силур, кочумдекская свита. Восточная Сибирь, р. Подкаменная Тунгуска, против устья р. Лиственичной. Е. А. Иванова, Е. Д. Сошкина и др., 1955

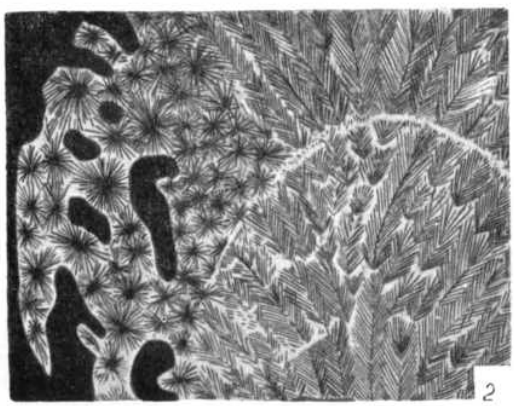
Фиг. 2. Сечение современных шестилучевых кораллов, показывающее, что их скелет слагается из карбонатных сферолитов. В. Брайян и Д. Хилл считают, что рост кораллов (вернее их скелета) происходил путем формирования и нарастания друг на друга сферолитов. Современный коралловый риф у берегов Австралии. Зарисовка. Нат. вел. W. Bryan a. D. Hill, 1941

Фиг. 3. Коралловый известняк, сложенный колониальными кораллами *Tabutophyllum* sp. Верхний девон, сирачойская свита. Тиман, р. Ухта, гора Сирачой. Нат. вел. Из колл. К. А. Ермаковой

Фиг. 4. Коралловый известняк, сложенный полипняком *Pachyphyllum ibergense* Roemer. Верхний девон, сирачойская свита. Тиман, р. Ухта, гора Сирачой. Нат. вел. Из колл. К. А. Ермаковой

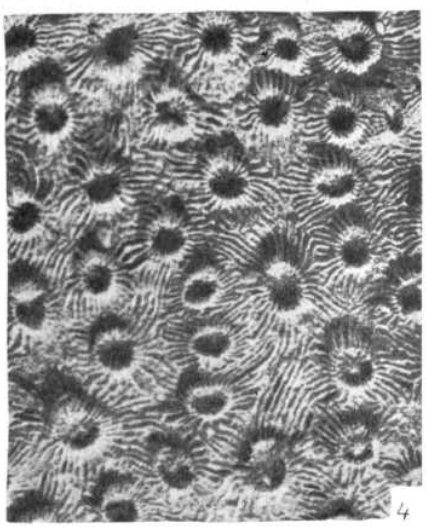
Таблица 83





2

3



4

ТАБЛИЦА 84

Фиг. 1. Литифицированный ракушник (пелециподовый) с восточной стороны Бакальской косы. Современные отложения. Каспийское море. Нат. вел. Е.И. Невесский, 1949

Фиг. 2. Шлиф из образца, изображенного на фиг. 1. Видны обломки раковин моллюсков и зерна известняка. Шлиф. X 3,5, без анализатора

Фиг. 3. Устричная банка, образованная раковинами *Ostrea sinzowi* Netsch. Палеоген, верхнесызранский подъярус. Волгоградская обл., р. Волга, близ пос. Горный Балыклей. 1/2 нат. вел. Из колл. Л. В. Романовской (ЦНИГР музей)

Таблица 84

1

2

3

ТАБЛИЦА 85

Фиг. 1. Известняк (ракушник) пелециподовый. Для структуры породы характерно обилие раковин *Pecteti meridionalis.* Верхний мел. Крым, окрестности г. Бахчисарая. Нат. вел. Из колл. ЦНИГР музея Фиг. 2. Известняк (ракушник) пелециподовый, состоящий из многочисленных ядер и отпечатков раковин *Cardita.* Неоген, понт. Кавказ, Анапский р-н, Первомайский карьер. Нат. вел. Из колл. В. Н. Буряк Фиг. 3. Известняк пелециподовый (ракушник). Порода сложена мелкими пелециподами-модиолами (*Modiola*). Неоген, сармат. Украинская ССР, бассейн Днестра. 4/5 нат. вел. Из колл. ЦНИГР музея

Таблица 85

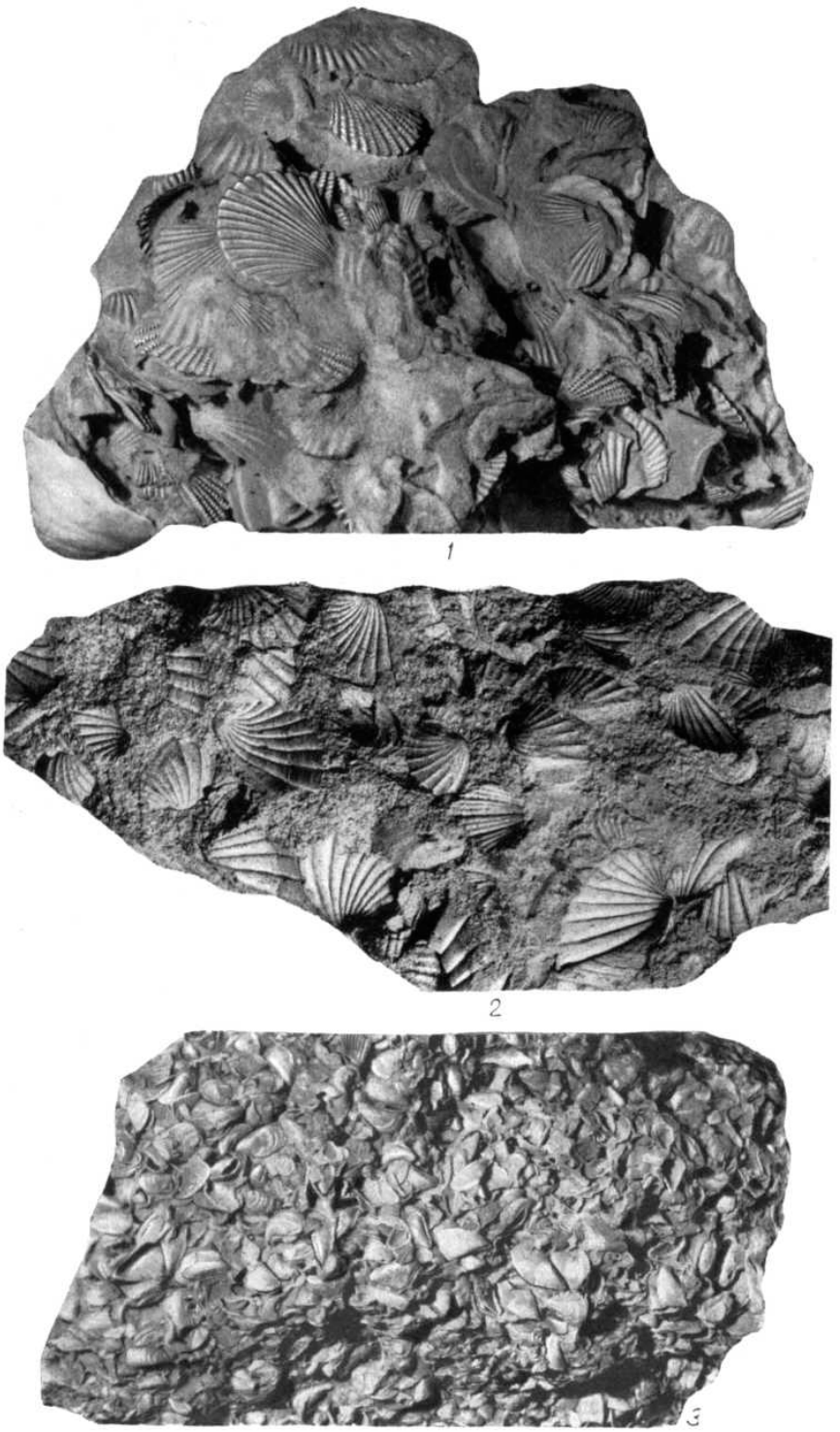


ТАБЛИЦА 86

Фиг. 1. Гастроподовый известняк, сложенный раковинами *Cerithium,* сцементированными кальцитом. Неоген, сармат. УССР, бассейн р. Днестр. Нат. вел. Из колл. ЦНИГР музея

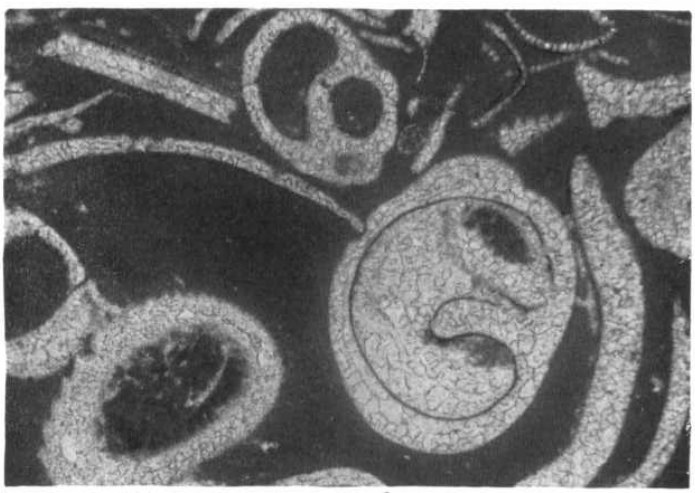
Фиг. 2. Гастроподовый известняк. Состоит из раковин гастропод и их обломков, сцементированных пелитоморфным кальцитом. Нижний мел. Туркменская ССР, возвышенность Туаркыр. Шлиф. Х25, без анализатора. Из колл. В. Л. Либровича

Фиг. 3. Тентакулитовый известняк. Силур, охесаарский горизонт. Эстонская ССР, о. Саарема, с. Охесааре. ^{7}/ю нат. вел. Из колл. Геологического музея АН Эстонской ССР (г. Тарту)

Фиг. 4. Известняк со скоплением раковинок *Tentaculites.* Верхний девон, свинордские слои. Новгородская обл., рч. Колошка, между д. Шапковой и д. Угощи. Шлиф. Хзо, без анализатора. Из колл. Р. Ф. Геккера

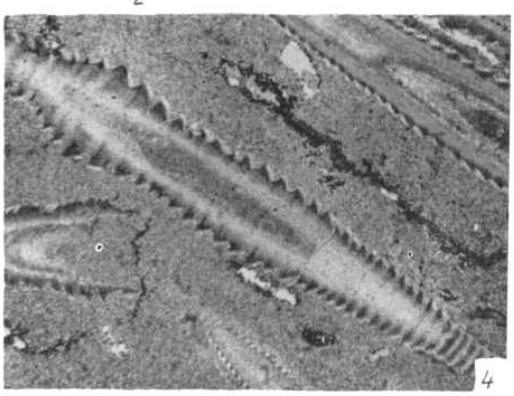
Таблица 86

1



2

3



4

ТАБЛИЦА 87

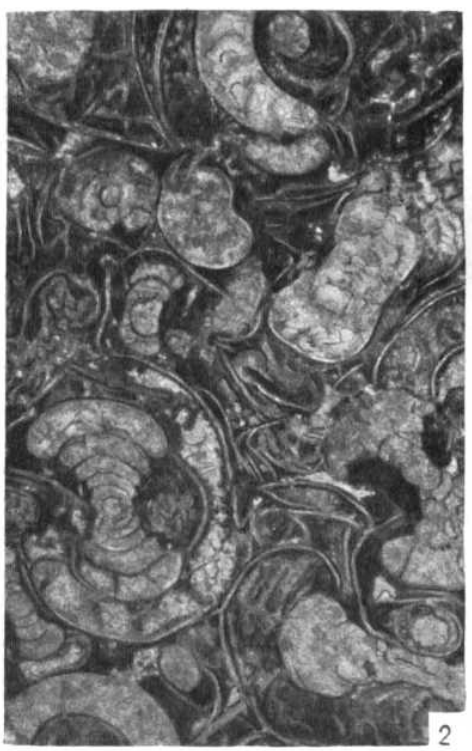
Фиг. 1. Аммонитовый известняк, сложенный целыми раковинами аммонитов *(Harpoceras).* Скрепляющая их масса представлена глинистым карбонатом. Нижняя юра. Русская платформа. Нат. вел. Б. П. Марковский, 1966

Фиг. 2. Цефалоподовый (гониатитовый) известняк. Средний карбон. Южно-Гиссарский хребет, верхнее течение р. Сой-боган, правый берег. Шлиф. Х5, без анализатора. Из колл. Е. А. Худобиной

Фиг. 3. Известняк с многочисленными эндоцерасами. Нижний ордовик, кундаский горизонт. Эстонская ССР, Харьюский р-н, у водопада Ягала. 1/7 нат. вел. Из колл. Геологического музея АН Эстонской ССР

Таблица 87

1



2

3

ТАБЛИЦА 88

Фиг. 1. Серпуловый известняк. Для структуры характерно обилие трубчатых раковин серпул, слагающих известняк. Нижний мел, готерив. Поволжье, близ г. Ульяновска. X2. Из колл. С. Н. Никитина (ЦНИГР музей)

Фиг. 2. Серпуловый песчанистый известняк. Видны переплетения трубочек *Serpula greglis* E i c h w. Миоцен, тортон. Украинская ССР, район Поморян. Шлиф. X64, без анализатора. Из колл. Л. Н. Кудрина Фиг. 3. Брахиоподовый известняк (ракушник), сложенный раковинами *Anatrypa heckeri* N a l. Верхний девон, чудовские слои. Латвийская ССР, район Вреши, верхнее течение р. Гауи, правый берег. 5/6 нат. вел. Из колл. Р. Ф. Геккера

Фиг. 4. Брахиоподовый известняк (ракушник), состоящий из раковин брахиопод *Eocoelia hemisphaerica* (S o w .) . Силур, лландовери. Восточная Сибирь, р. Мойеро. Нат. вел. Из колл. О. И. Никифоровой Фиг. 5. Ракушник, состоящий из разрозненных и в различной степени окатанных раковин (плеченогих) – *Camarotoechia, Cyrtospirifer, Mucrospirifer, Schisophoria,* среди них сильно окатанный строматопоро-водорослевый желвак. Верхний девон, чудовские слои. Ленинградская обл., правый берег р. Лютки, при впадении в р. Шелонь. $^{3}/_{4}$ нат. вел. Из колл. Р. Ф. Геккера

Таблица 88

1

2

3

4

5

ТАБЛИЦА 89

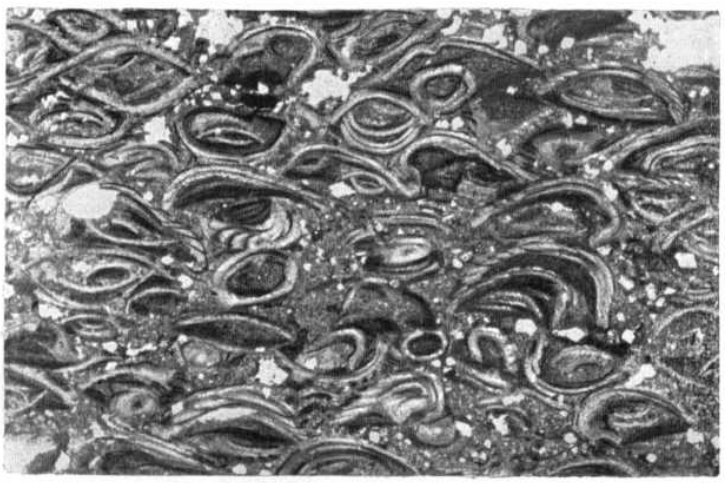
Фиг. 1. Известняк с хиолитами. Нижний кембрий. Восточная Сибирь, р. Котуйкан. Шлиф. X5, без анализатора. Из колл. В. Е. Мильштейн

Фиг. 2. Эридоконховый ракушник с редкими створками других остракод. Для структуры породы характерно наличие многочисленных раковин *Eridoconcha*, сцементированных микро-тонкозернистым кальцитом. Наблюдается горизонтальная, параллельная ориентировка створок раковин. Верхний девон, лебедянская толща. Рязанская обл., р. Дон, окрестности г. Лебедянь. Шлиф. X20, без анализатора. Из колл. В. Г. Махлаева

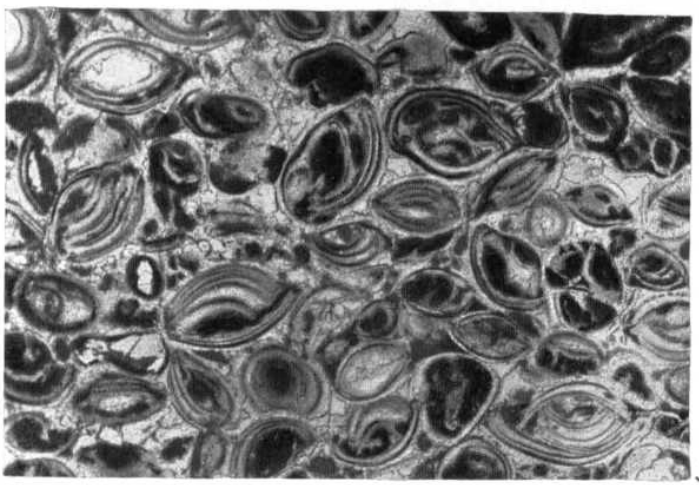
Фиг. 3. Остракодовый известняк. Для структуры породы характерно скопление многочисленных раковин остракод, являющихся породообразующими. Кальцит, заполняющий полости раковин остракод, частично перекристаллизован. Цемент кальцитовый. Средний девон, нижний живет, морсовский горизонт. Среднее Поволжье, окрестности г. Горького. Шлиф. X20, без анализатора. Из колл. М. Ф. Филипповой

Таблица 89

1



2



3

ОРГАНОГЕННАЯ (ЗООГЕННАЯ) ДЕТРИТОВАЯ СТРУКТУРА ИЗВЕСТНЯКОВ (табл. 90–94)

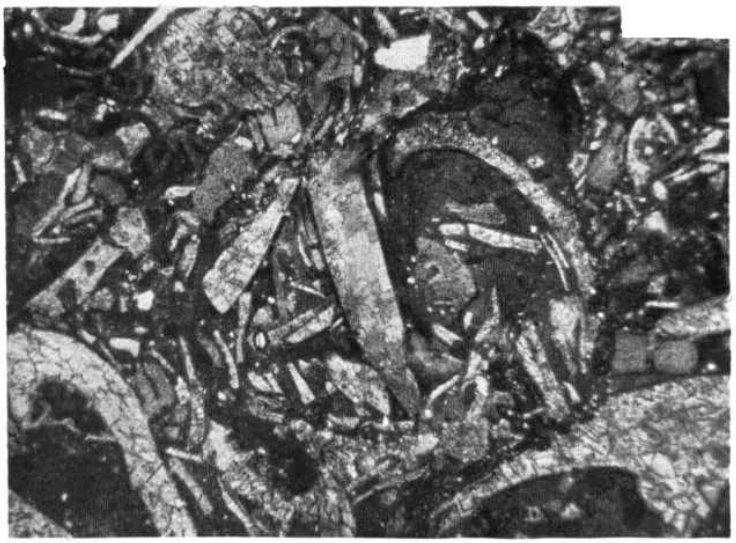
ТАБЛИЦА 90

Фиг. 1. Детритовый известняк. В породе преобладают обломки раковин пелеципод, сцементированные пелитоморфным кальцитом. Различная величина обломков свидетельствует о слабой подвижности вод данной зоны бассейна. Нижний мел, апт. Северный склон хр. Копет-Даг. Шлиф. X20, без анализатора. Из колл. В. Л. Либровича

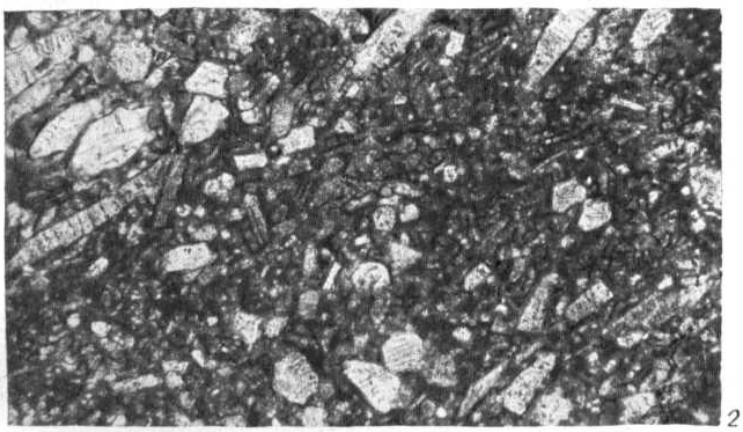
Фиг. 2. Известняк мелкодетритовый, сложенный обломками призматического слоя иноцерамов и редкими табличками панцирей морских ежей. Цемент представлен пелитоморфным кальцитом с примесью глинистого вещества. Верхний мел, нижний турон. Туркменская ССР, Западный Копет-Даг. Шлиф. X50, без анализатора. А. А. Лихачева, 1961

Фиг. 3. Известняк органогенно-детритовый, состоящий из хорошо окатанных и гранулированных обломков фауны, скрепленных микро- и мелкозернистым кальцитом. Верхний девон, рудкинский горизонт. Среднее Поволжье, район г. Горького. Шлиф. X20, без анализатора. М. Ф. Филиппова, 1958

Таблица 90



1



2

3

ТАБЛИЦА 91

Фиг. 1. Известняк органогенно-детритовый, сложенный преимущественно раковинами текстулярид и члениками криноидей. Цемент присутствует в небольшом количестве и представлен микрозернистым кальцитом. Средний карбон, каширский горизонт. Куйбышевская обл., с. Красная Поляна. Шлиф. Х15, без анализатора. Из колл. Д. М. Раузер-Черноусовой (Хворова, 1958)

Фиг. 2. Известняк органогенно-детритовый. Для структуры породы характерно обилие детрита, представленного члениками криноидей. Наряду с детритом присутствуют целые раковины фораминифер. Цемент кальцитовый, средне-крупнозернистый. Средний карбон, мячковский горизонт. Среднее Поволжье, близ с. Рудня-Починки. Шлиф. Х20, без анализатора. Из колл. М. М. Толстихиной

Фиг. 3. Поверхность «чашечного» известняка (возможно фрагменты распавшегося скелета морских лилий). Верхний девон, шелонские слои. Новгородская обл., правый берег р. Шелонь. Х3. Из колл. Р. Ф. Геккера

Фиг. 4. Известняк органогенно-детритовый (пелециподовый). Известняк крупнодетритовый, состоящий из обломков раковин *Megalodoti.* Промежутки между детритом выполнены темно-серым кальцитом. Верхний триас, карнийский ярус. Дальний Восток, Приморский край, Тетюхинский р-н, близ пос. Горелое. 4/5 нат. вел. Из колл. Н. С. Забалуевой (музей Ленинградского горного ин-та)

Таблица 91

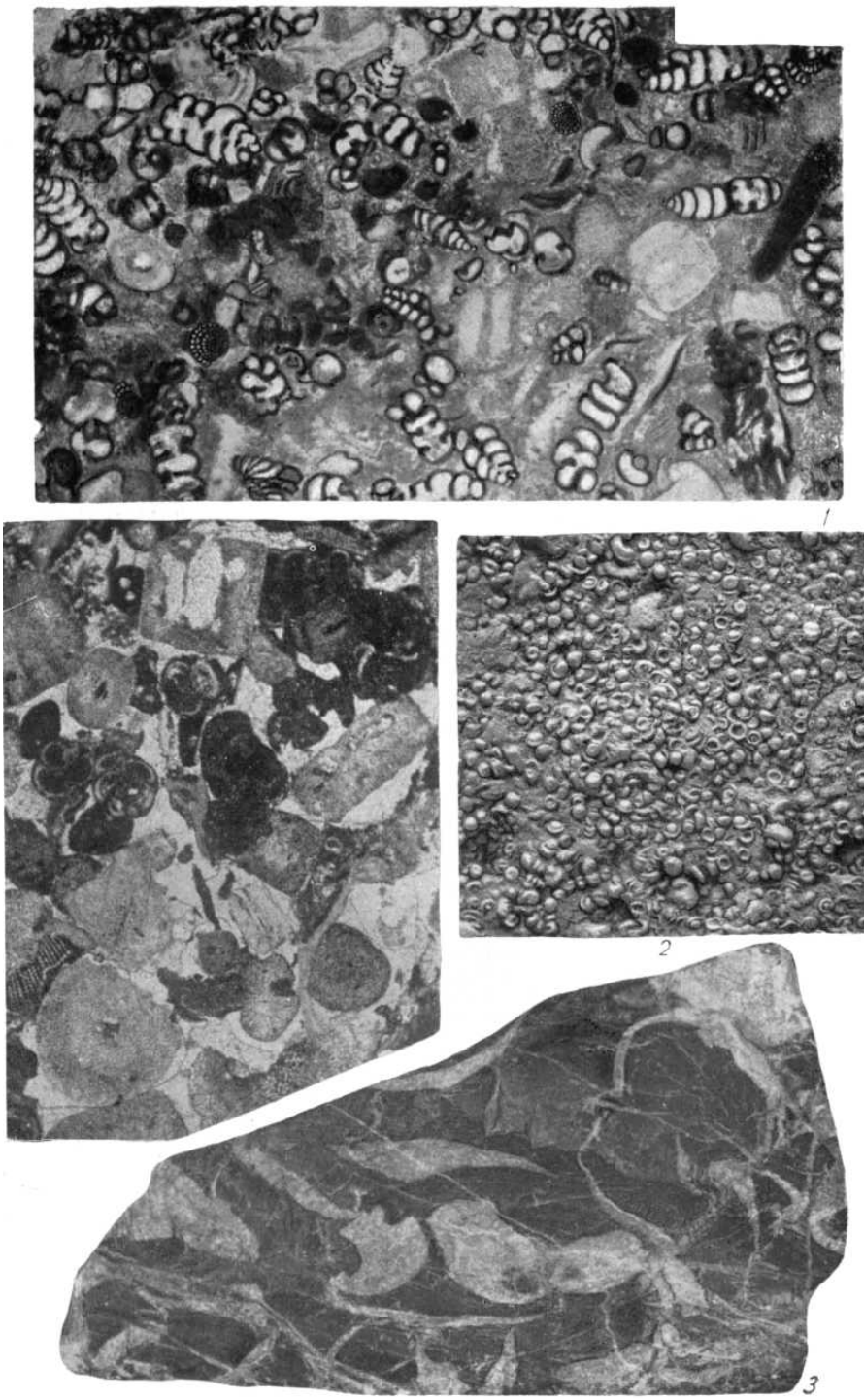


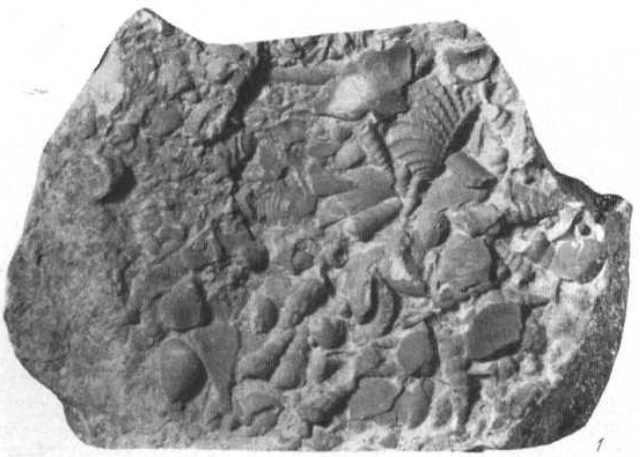
ТАБЛИЦА 92

Фиг. 1. Пелециподо-гастроподовый детритовый известняк. Нижний мел, альб. Западная Туркмения. Х2. Из колл. Т. Н. Богдановой

Фиг. 2. Пелециподо-детритовый известняк. Для структуры породы характерно обилие крупного детрита, представленного обломками створок пелеципод. Наряду с детритом присутствуют редкие целые раковины пелеципод. Эоцен, туркестанский ярус. Северная Фергана. Шлиф. Х10, без анализатора. Р. Ф. Геккер и др., 1962, кн. 1

Фиг. 3. Гастроподо-детритовый известняк. Структура породы характеризуется обилием детрита, среди которого присутствуют редкие крупные раковины гастропод: *а* – поперечное, *б*–продольное сечение. Цементирующее вещество – пелитоморфный кальцит. Эоцен, туркестанский ярус. Южная Фергана. Шлиф. Х10, без анализатора. Из колл. А. И. Осиповой (Геккер и др., 1962, кн. 1)

Таблица 92



1

2

3

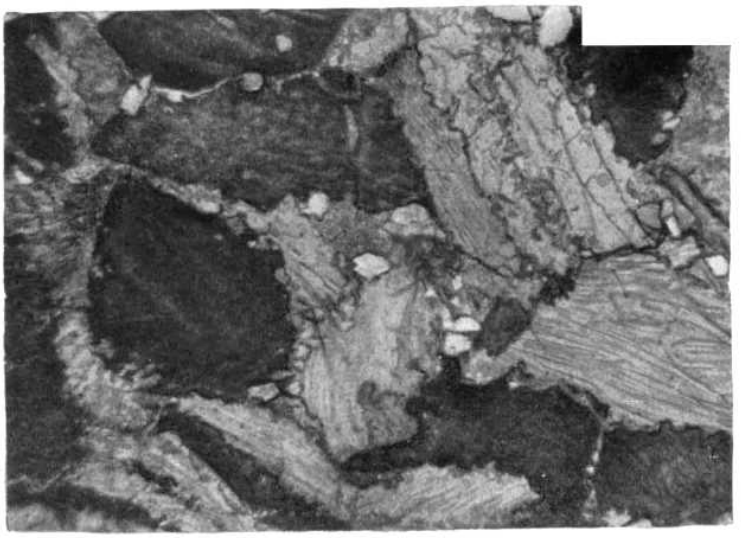
ТАБЛИЦА 93

Фиг. 1. Детритовый известняк, состоящий из неокатанных, с зазубренными краями обломков устриц. Нижний мел. Северный склон хр. Копет-Даг. Шлиф. X20, без анализатора. Из колл. В. Л. Либровича

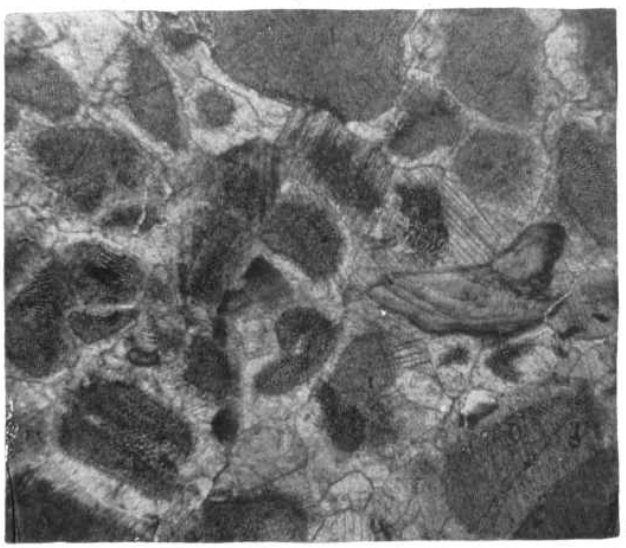
Фиг. 2 и 3. Детритовый известняк, состоящий из обломков панцирей морских ежей, сцементированных кальцитом. Внешне совершенно неперекристаллизованные, сохранившие свою структуру, но с поверхности корродированные обломки панцирей ежей служили во время диагенеза центрами роста крупных кристаллов кальцита. Отчетливо видно (фиг. 3), что трещины спайности в этих кристаллах пересекают обломки морских ежей. Нижний мел. Северный склон хр. Копет-Даг. Шлиф. Фиг. 2 – X 2 0 , фиг. 3 – X 4 0 , без анализатора. Из колл. В. Л. Либровича

Фиг. 4. Известняк гирванелловый ожелезненный. Состоит из обломков колоний гирванелл и целых колоний, сцементированных микрозернистым кальцитом. Девон. Северный склон хр. Копет-Даг. Нат. вел. Из колл. В. В. Меннера

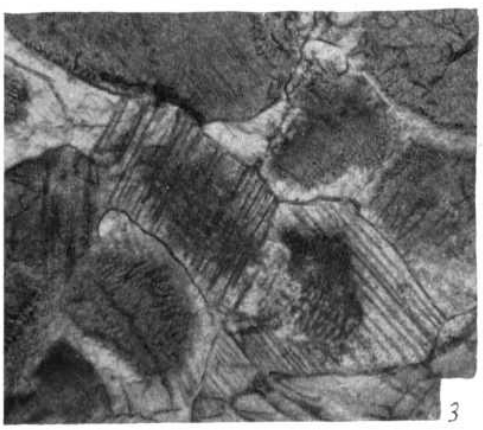
Таблица 93



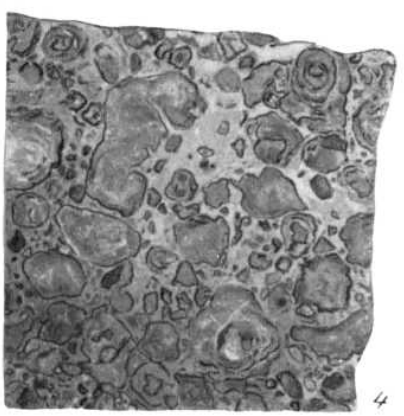
1



2



3



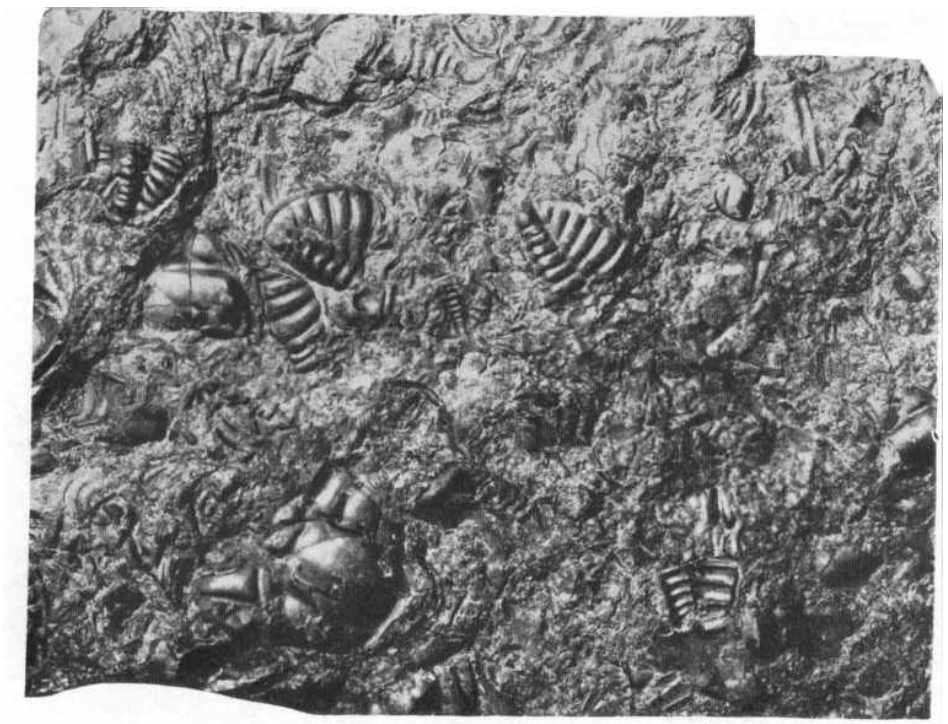
4

ТАБЛИЦА 94

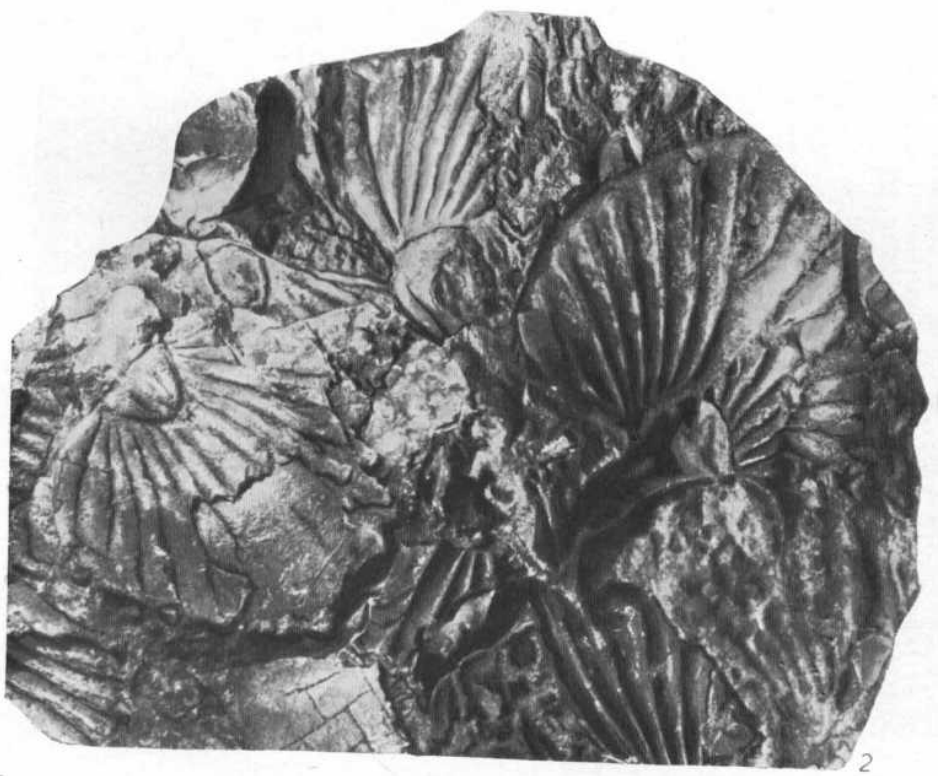
Фиг. 1. Трилобитовый битуминозный известняк. Для структуры породы характерно обилие детрита, представленного головными и хвостовыми щитами трилобитов рода *Kootenia.* Средний кембрий. Якутская АССР, р. Оленёк, ниже пос. Оленёк. Х 1,5. Из колл. Г. И. Кириченко (ЦНИГР музей)

Фиг. 2. Трилобитовый известняк, состоящий из хвостовых щитов, трилобитов *(Scutellum* aff. *paliferum* Beyr.). Нижний девон. Западный склон Урала, Нижне-Сергинский р-н, р. Серга, у устья р. Хрущевки. $^{4}/_{5}$ нат. вел. Из колл. А. Н. Ходалевича

Таблица 94



1



2

БИОМОРФНО-ДЕТРИТОВАЯ СТРУКТУРА ИЗВЕСТНЯКОВ (табл. 95, 96)

ТАБЛИЦА 95

Фиг. 1. Органогенный известняк. Для структуры известняка характерно одновременное присутствие целых раковин брахиопод, обломков и целых члеников криноидей и мшанок. Средний ордовик, кукерский горизонт. Ленинградская обл., близ пос. Веймарн. Нат. вел. Из колл. Р. Ф. Геккера (ЦНИГР музей)

Фиг. 2. Известняк органогенно-детритовый, состоящий из целых раковин мелких брахиопод – *Zygospira duboisi* (Vern.), члеников криноидей, обломков трилобитов и мелких колоний *Favosites* sp., сцементированных кальцитом. Силур, лландовери. Якутская АССР, р. Оле- нёк. Х2. Из колл. О. И. Никифоровой

Таблица 95

1

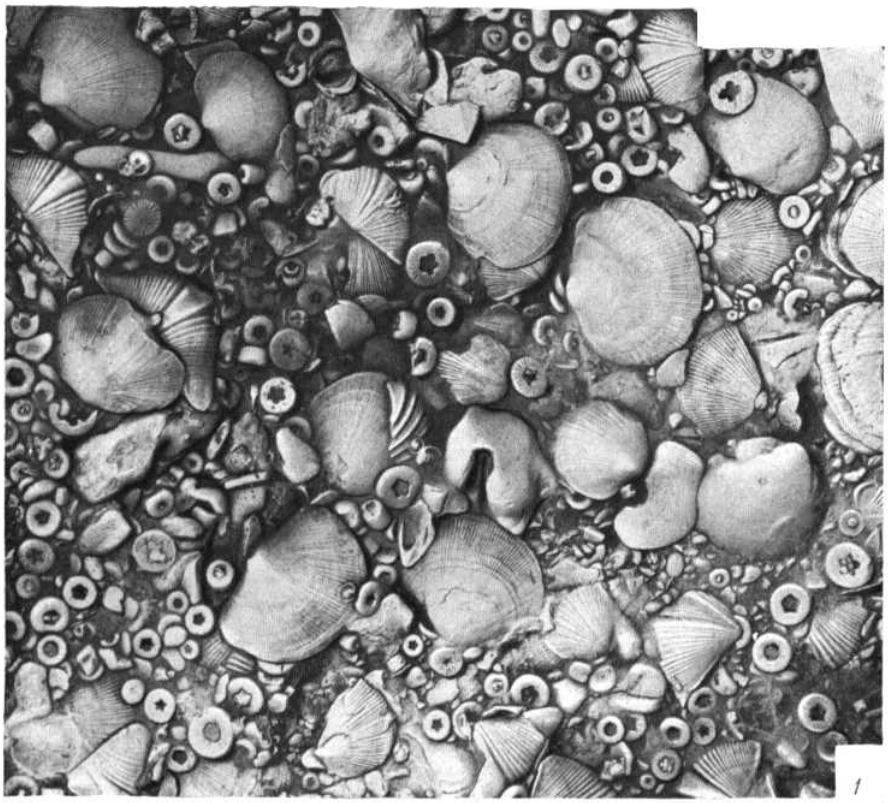
2

ТАБЛИЦА 96

Фиг. 1. Известняк органогенный, криноидно-брахиоподовый. Для структуры известняка характерно одновременное присутствие члеников криноидей и их обломков и целых раковин брахиопод. Видны неодинаковые размеры материала, перенос которого происходил во взвешенном состоянии (створки брахиопод) и перекатыванием по дну (членики криноидей). На одновременность захоронения фрагментов, слагающих известняк, указывает наложение то створок брахиопод на членики криноидей, то члеников криноидей на створки брахиопод. Верхний девон. Новгородская обл., р. Шелонь. Нат. вел. Б. П. Марковский, 1966

Фиг. 2. Известняк органогенно-детритовый криноидно-тентакулитовый. Для породы характерно одновременное присутствие раковинок *Teniaculites tragula* W e n . совместно с члениками стеблей криноидей и редкими обломками костей рыб. Верхний девон, ильменские слои. Новгородская обл., левый берег р. Шелонь, ниже г. Порхова. ХЗ. Из колл. Р. Ф. Геккера

Таблица 96



1

2

ДЕТРИТОВАЯ СТРУКТУРА ИЗВЕСТНЯКОВ (табл. 97, 98)

ТАБЛИЦА 97

Фиг. 1. Известняк органогенно-детритовый. Порода переполнена крупными обломками игл морских ежей. Средний карбон. Московская обл., с. Мячково, $^{8}/_{10}$ нат. вел. Из колл. Н. А. Башмаковой (ЦНИГР музей)

Фиг. 2. Известняк органогенно-детритовый. Для породы характерно присутствие крупного детрита, представленного обломками раковин аммонитов, слагающих породу. Цемент – микро- и тонкозернистый кальцит. Нижняя пермь. Актюбинская обл., р. Актасты. Шлиф. Х15, без анализатора. Из колл. И. В. Хворовой.

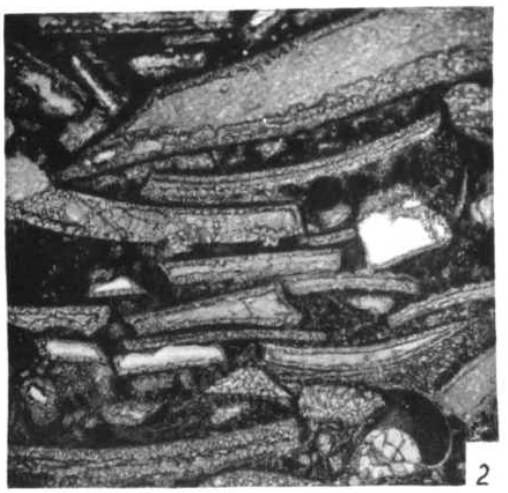
Фиг. 3. Известняк органогенно-детритовый. Состоит из обломков- скелетных остатков мшанок *Trepostomata,* сцементированных крупнозернистым кальцитовым цементом. Средний ордовик, вазалеммский горизонт. Эстонская ССР, район Кейла. Х10, без анализатора. Из колл. Э. А. Юргенсон

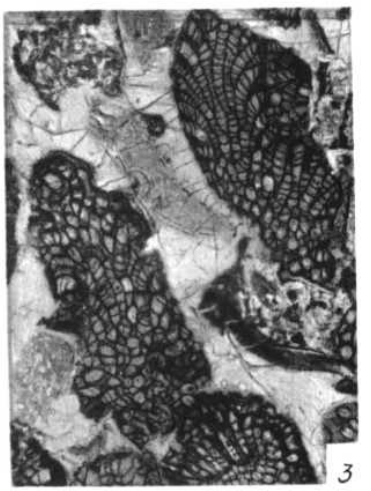
Фиг. 4. Известняк с многочисленными крупными спикулами губок. Неоком. Баварские Альпы. Шлиф. Х40, без анализатора. H. Hagn, 1955

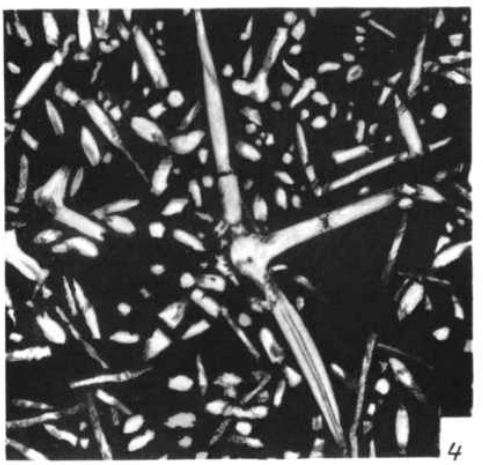
Фиг. 5. Битуминозный спикуловый известняк. Нижний кембрий, синская свита. Якутская АССР, р. Синяя, левый приток р. Лены. Шлиф. Х 70, без анализатора. К. К. Зеленов, 1955_2

Таблица 97

1


2


3


4

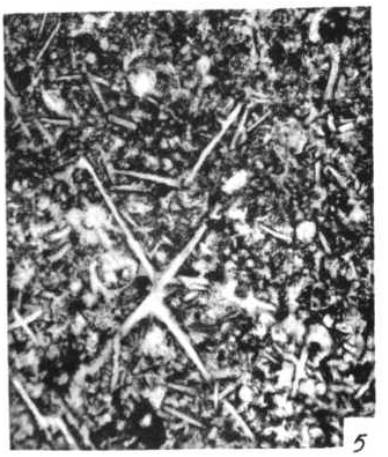
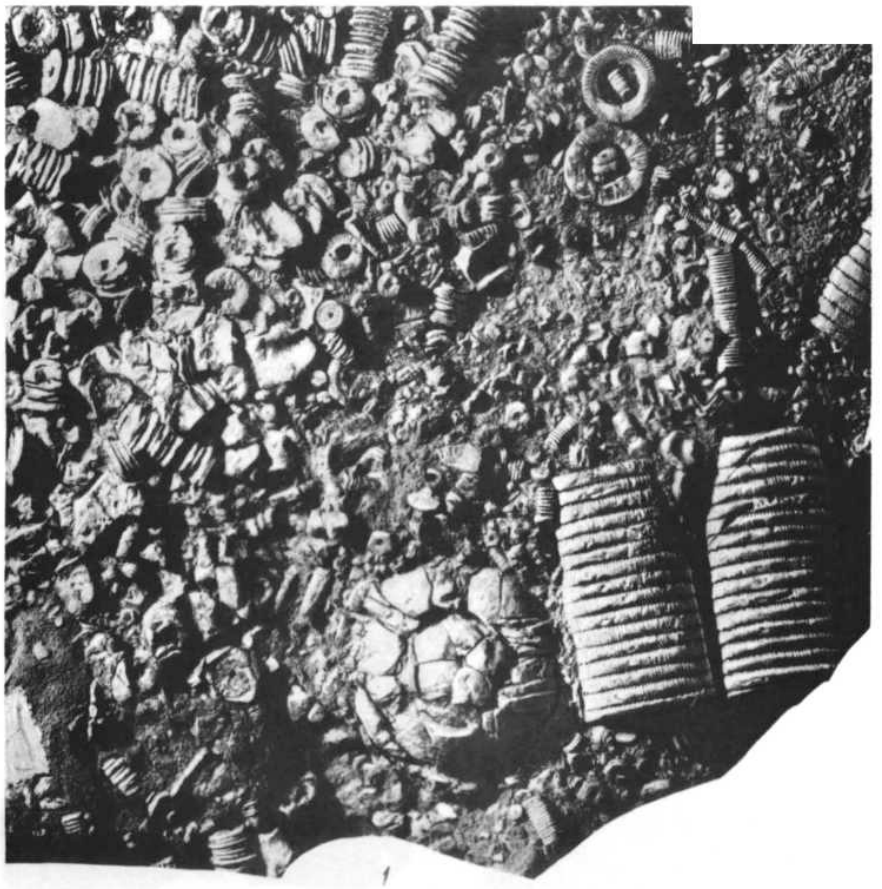

5

ТАБЛИЦА 98

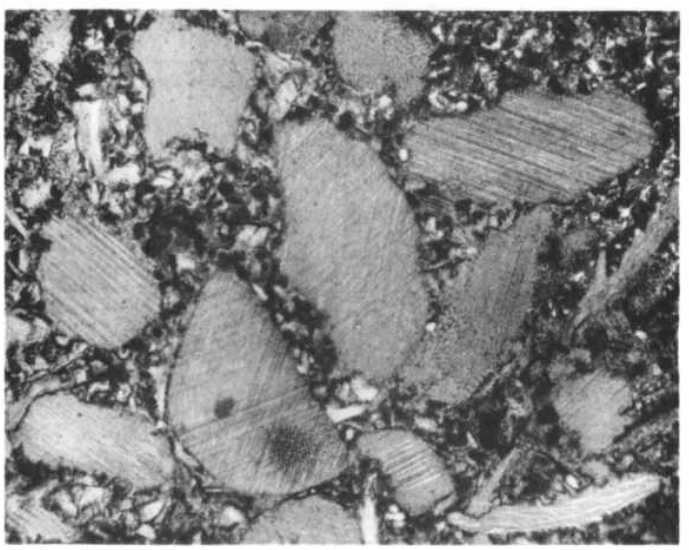
Фиг. 1. Криноидный известняк. Структура биоморфно-детритовая. Для структуры характерно обилие члеников криноидей и их обломков, слагающих породу. Различная величина и неодинаковая степень разрушения скелетных остатков криноидей свидетельствуют о погребении их на месте существования и о слабой подвижности придонных вод. Средний карбон. УССР, Донецкий каменноугольный бассейн. Нат. вел. Б. П. Марковский, 1966

Фиг. 2. Известняк, состоящий из обломков члеников криноидей (крупные монокристаллы), очень редких обломков одиночных кораллов, брахиопод и кальцитового цемента. Пермь. Армянская ССР, Вединский р-н, сел. Асни. Шлиф. Х30, без анализатора. Из колл. Г. Б. Нисанян

Таблица 98



1



2

ПРИМЕРЫ ОРИЕНТИРОВАННОГО РАСПОЛОЖЕНИЯ СКЕЛЕТНЫХ ОСТАТКОВ ОРГАНИЗМОВ

ТАБЛИЦА 99

Фиг. 1. Скопление намытых и параллельно ориентированных раковинок *Tentaculites glaber* Trd. Верхний девон, свинордские слои. Новгородская обл., рч. Колошка. Х 3. Р. Ф. Геккер, 1957

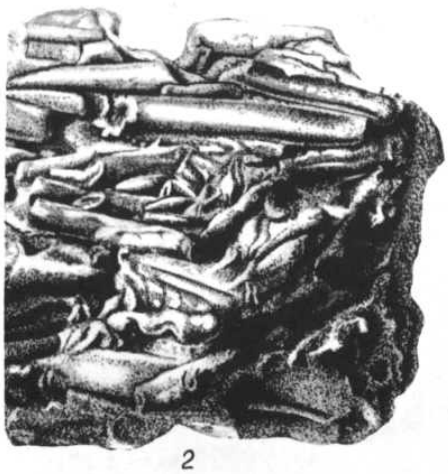
Фиг. 2. Параллельно ориентированные перебитые ростры белемнителл. Мел. Нат. вел. Б. П. Марковский, 1966

Фиг. 3. Скопление намытых и параллельно ориентированных раковинок *Tentaculites.* Верхний девон, нижневоронежский горизонт. Рязанская обл., с. Мосолово. Нат. вел. М. Ф. Филиппова, 1958

Фиг. 4. Скопление ориентированных раковин гастропод в гастроподо-пелециподовом известняке. Нижний мел, апт. Западная Туркмения. Х 2. Из колл. Т. Н. Богдановой

Таблица 99

1



2

3

4

ОБЛОМОЧНО-ДЕТРИТОВЫЕ СТРУКТУРЫ ИЗВЕСТНЯКОВ

ТАБЛИЦА 100

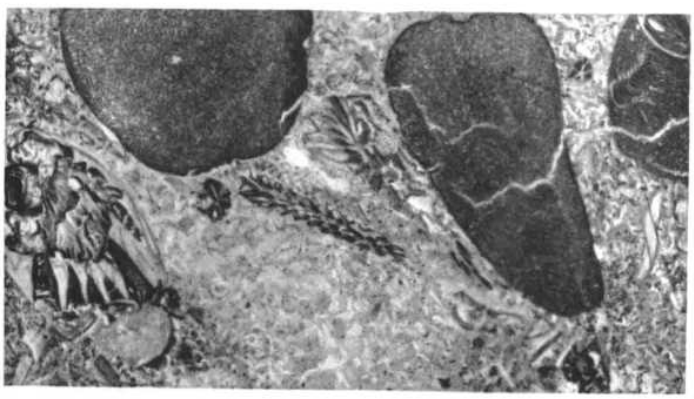
Фиг. 1. Обломочно-детритовый известняк. Для известняка характерно одновременное присутствие обломков пелитоморфного известняка песчаной, реже гравийной размерности и детрита, представленного обломками створок остракод. Цемент — пелитоморфный кальцит. Верхний девон, лебедянская толща. Тульская обл., окрестности г. Ефремова. Шлиф. Х20, без анализатора. Из колл. В. Г. Махлаева

Фиг. 2. Обломочно-детритовый известняк. Структура известняка характеризуется одновременным присутствием в породе окатанных обломков (гравийной размерности) пелитоморфного известняка и крупного и мелкого детрита скелетных остатков организмов. Силур, райкюльский горизонт. Эстонская ССР, пос. Кааве. Шлиф. Х8, без анализатора. Из колл. Музея естествознания, г. Таллин

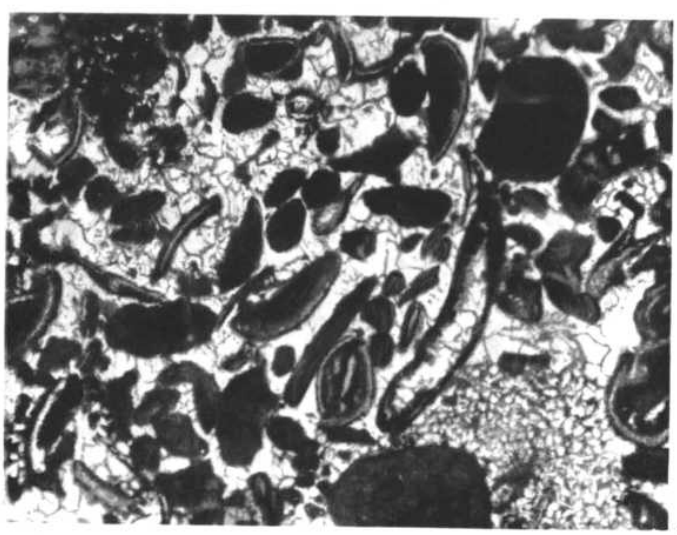
Фиг. 3. Обломочно-детритовый известняк. Для породы характерно одновременное присутствие обломков пелитоморфного известняка преимущественно песчаной размерности и обломков створок остракод *Eridoconcha socialis* E i c h w . Цемент — тонко- и мелкозернистый кальцит. Верхний девон, хованская толща. Тульская обл., р. Непрядва. Шлиф. Хзо, без анализатора. Из колл. В. Г. Махлаева

Таблица 100

1



2



3

ОРГАНОГЕННЫЕ (ФИТОГЕННЫЕ) СТРУКТУРЫ ИЗВЕСТНЯКОВ (табл. 101–113)

Структуры водорослевых известняков (табл. 101–105)

ТАБЛИЦА 101

Фиг. 1. Водорослевый известняк. В известняке видны желваки колоний синезеленых водорослей – *Girvanella,* наросших на створки брахиопод и обволакивающих раковины гастропод. Верхний девон, франский ярус, свинордские слои. Псковская обл., р. Кудеб, левый приток р. Великой. $^{3}/_{4}$ нат. вел. Р. Ф. Геккер, 1935

Фиг. 2. Гирванелловый, частично перекристаллизованный известняк. Порода сложена синезеленой водорослью – *Girvanella.* Промежуточная масса представлена тонкозернистым кальцитом. Верхний девон. Кузнецкий каменноугольный бассейн, западная окраина, р. Изылы у д. Изылы. Шлиф. X 54, без анализатора. Т. Н. Бельская, 1960

Таблица 101

1

2

ТАБЛИЦА 102

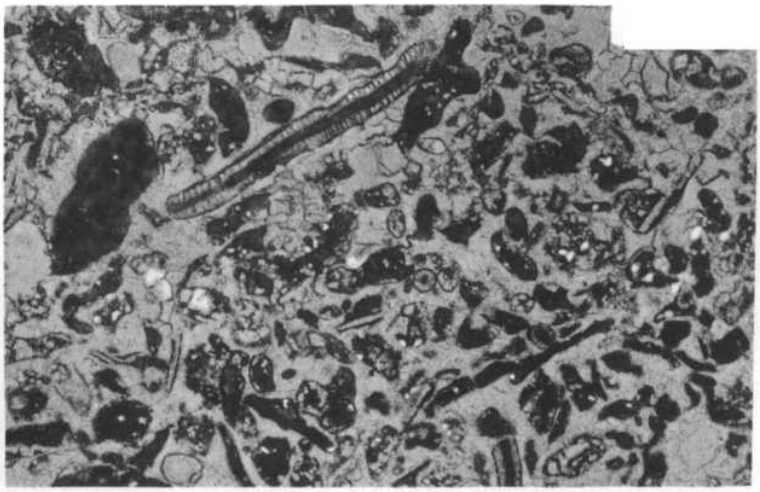
Фиг. 1. Водорослевый известняк, сложенный синезелеными водорослями *Nuia sibirica* Mas1ow. Ордовик, устькутская свита. Восточная Сибирь, р. Нюя. Шлиф. X 20, без анализатора. Из колл. З. А. Журавлевой

Фиг. 2. Водорослевый известняк. Порода сложена синезелеными водорослями *Renalcis.* Промежуточная масса представлена тонкозернистым кальцитом. Нижний кембрий. Сибирь. Шлиф. X25, без анализатора. Из колл. А. Д. Миклухо-Маклая

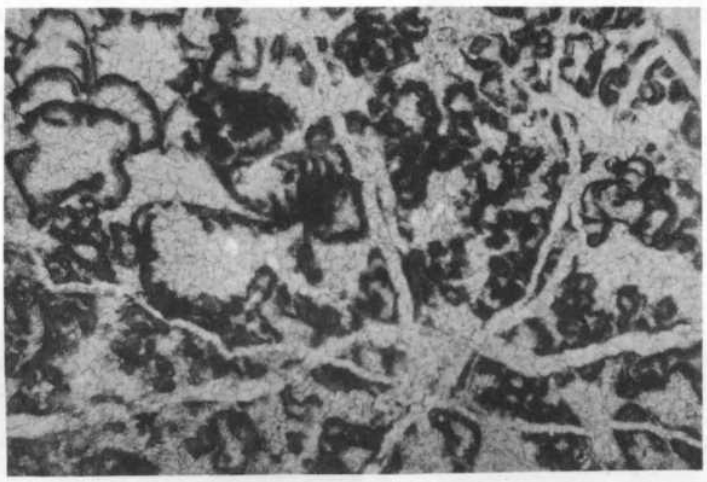
Фиг. 3. Эпифитоновый известняк. Порода сложена остатками водоросли Eriphyton. Кустики водорослей сложены темно-серым пелитоморфным карбонатом. Пространство между колониями заполнено светлым, несколько более крупнозернистым кальцитом. Нижний кембрий, пестроцветная свита. Восточная Сибирь, р. Лена, ниже с. Жура. Шлиф. X46, без анализатора. Из колл. К. К. Зеленова (Архангельская и др., 1960)

Фиг. 4. Эпифитоновый известняк. Для структуры породы характерно обилие остатков породообразующей водоросли *Epiphyton pseudofluxuosum* Korde. Цементирующая масса – микро-тонкозернистый кальцит. Нижний кембрий, атдабанский горизонт. Восточная Сибирь, р. Лена, 2 *км* выше пос. Юдяй. Шлиф. Хзо, без анализатора. Из колл. К. Б. Кордэ

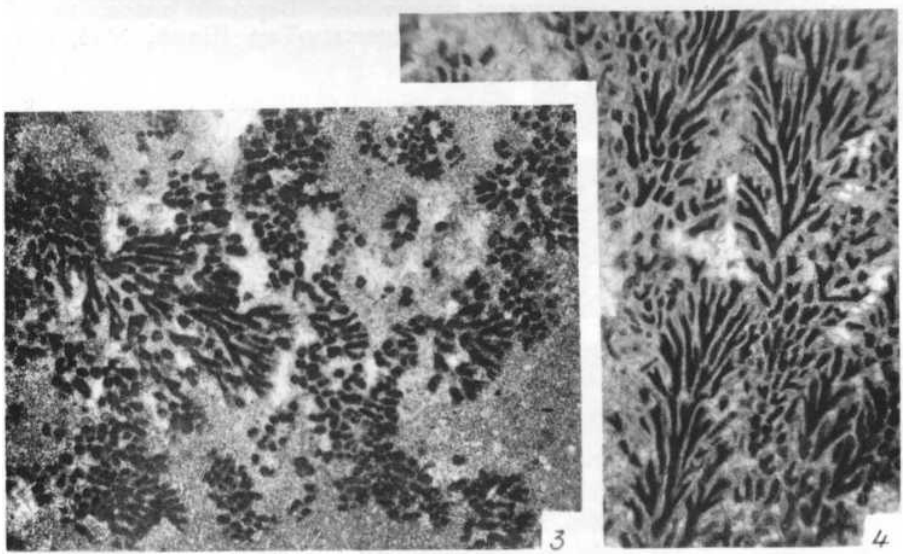
Таблица 102



1



2



3

4

ТАБЛИЦА 103

Фиг. 1. Породообразующая водоросль *Solenopora spongoides* var. *iuchvii* M a s l. Нижний силур. Эстонская ССР, пос. Алувере. Пришлифовка. X2,5. В. П. Маслов, 1956

Фиг. 2. Унгдарелловый известняк. Для породы характерно присутствие слагающих ее остатков багряных водорослей *Ungyrella.* Цементирующая масса представлена разнозернистым прозрачным кальцитом. Средний карбон. Казахская ССР, Кызылкумы. Шлиф. X20, без анализатора. Из колл. Х. Х. Урманова

Фиг. 3. Структура ткани *Solenopora spongoides* var. *iychvii* Masl. Нижний силур, горизонт Иыхви. Эстонская ССР, пос. Мадизе. В. П. Маслов, 1956

Фиг. 4. Умбелловый доломитизированный известняк. Порода состоит из многочисленных остатков водорослей *Umbella,* сцементированных пелитоморфным кальцитом, среди которого в значительном количестве присутствуют ромбоэдры тонкозернистого доломита. Верхний девон. Средняя Азия, Южная Фергана. Шлиф. X40, без анализатора. Из колл. А. Д. Миклухо-Маклая

Фиг. 5. Водорослевый известняк (харацит). Порода состоит из скопления оогоний (*Sycidium melo* Sandb.) харовых водорослей. Среди последних присутствуют обломки костей и зубов рыб. Верхний девон, верхняя пестроцветная толща. Ленинградская обл., р. Сясь, у д. Барыгово. X2. Из колл. Р. Ф. Геккера

Фиг. 6. Сечения гирогонитов *Trochiliscus surmilovae* Pojark. sp. nov. в органогенно-детритовом известняке. Верхний девон, низы фаменского яруса. Средняя Азия, хр. Днестым-Тау. Шлиф. X 18, без анализатора. Из колл. Б. В. Пояркова

Таблица 103

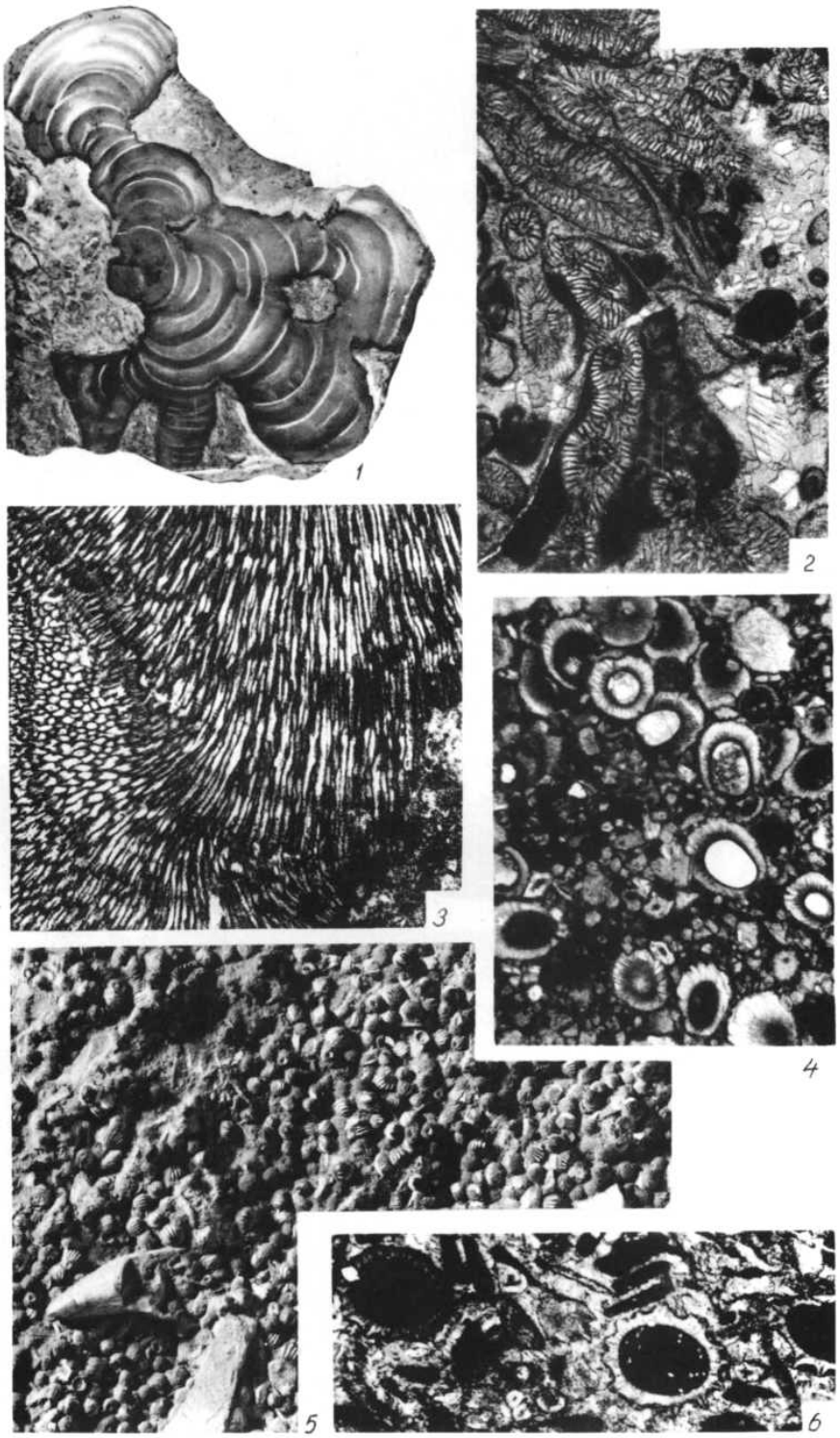


ТАБЛИЦА 104

Фиг. 1. Водорослевый известняк. Для структуры породы характерно обилие зеленых водорослей группы Berezellideae, почти нацело слагающих породу. Видны косые срезы водорослей. Цемента мало, представлен он пелитоморфным кальцитом. Средний карбон. Южная Фергана, бассейн рек Сока и Газа. Шлиф. X25, без анализатора. Из колл. А. Д. Миклухо-Маклая

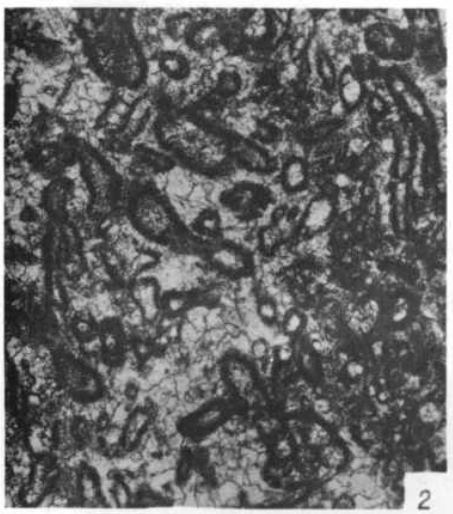
Фиг. 2. Донецелловый известняк. Порода характеризуется обилием трубочек багряных водорослей *Donezella*. Цемент – тонкозернистый кальцит. Средний карбон. Украинская ССР, Донбасс. Шлиф. X45, без анализатора. Из колл. И. П. Тимофеева (Хворова, 1957)

Фиг. 3. Известняк литотамниевый. Состоит из литотамниевых шаров, сцементированных мелкозернистым кальцитом с значительной примесью детрита. Верхний тортон. Подолия, гора Замок. Нат. вел. И. К. Королюк, 1952

Фиг. 4. Водорослевый известняк, состоящий из мутовчатых сифоней – *Anthracoporella kasachiensis* Masl. Видны косые и поперечные срезы. Нижний карбон. Казахская ССР, район г. Семиз-Бугу. Шлиф. X20, без анализатора. В. П. Маслов, 1956

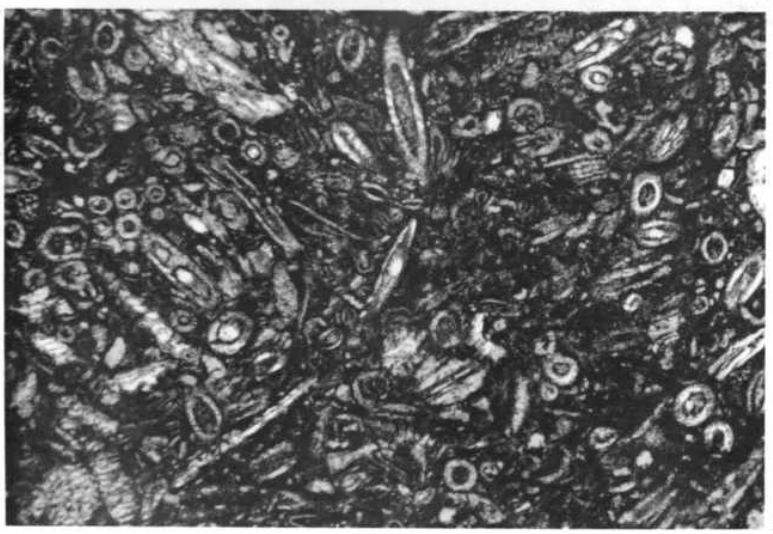
Таблица 104

1



2

3



4

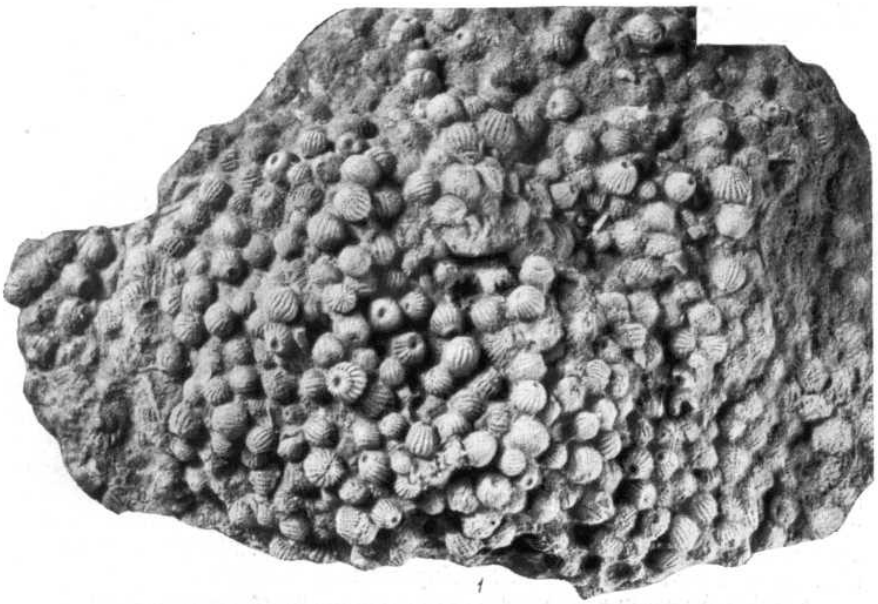
ТАБЛИЦА 105

Фиг. 1. Водорослевый известняк, состоящий из скоплений хорошо сохранившихся оогоний харовых водорослей *(Sycidium melo* Sandb.). Верхний девон, франский ярус. Ленинградская обл., р. Сясь, д. Стрельни. X3. Из колл. Р. Ф. Геккера

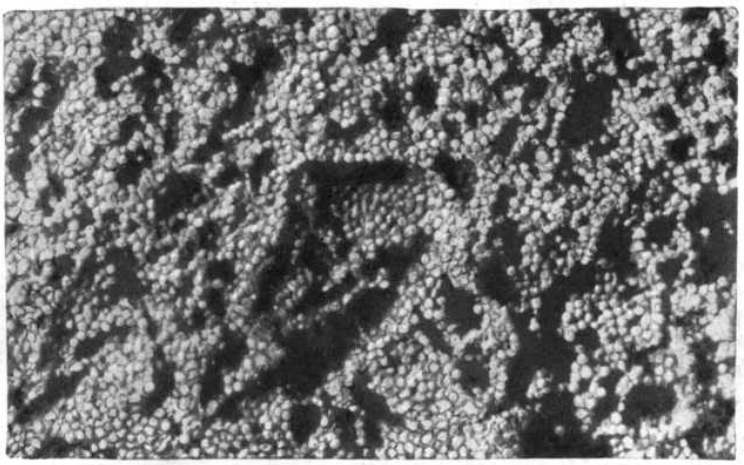
Фиг. 2. Водорослевый известняк, состоящий из скоплений мелких трохилисков. Верхний девон. Новгородская обл., р. Мета. X5. Из колл. Р. Ф. Геккера.

Фиг. 3. Шлиф из образца, изображенного на фиг. 2. X50, без анализатора

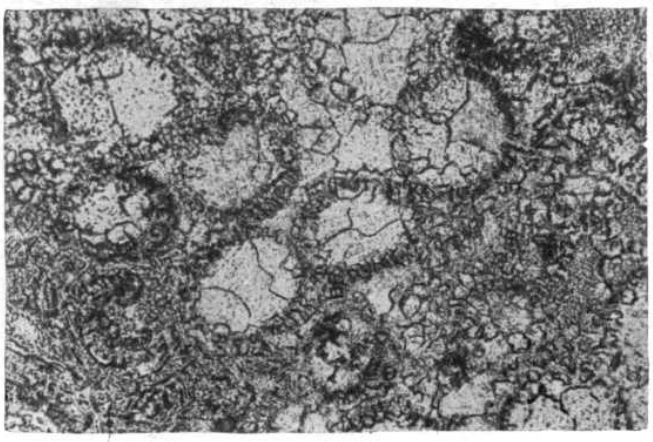
Таблица 105



1



2



3

Органогенные структуры строматолитовых и онколитовых известняков (табл. 106–113)

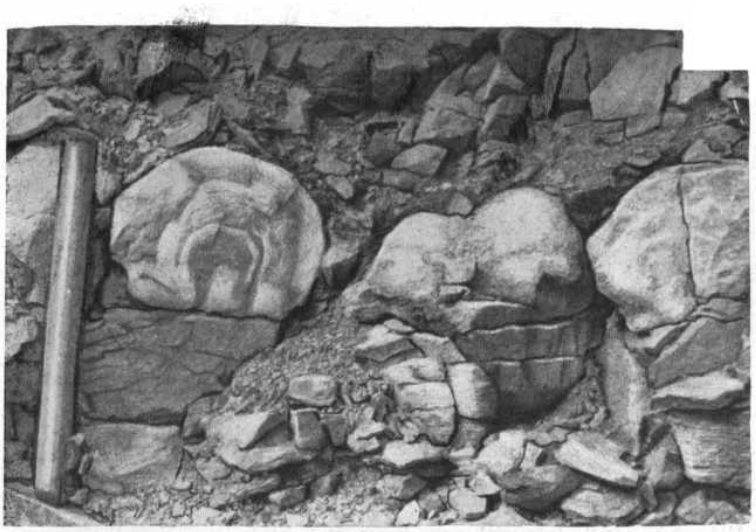
ТАБЛИЦА 106

Фиг. 1. Строматолитовый биогерм. Известняк. Верхний девон, фамен, верхняя часть озерской толщи. Река Дон, близ с. Долгое. Из колл. В. Г. Махлаева

Фиг. 2. Доломитизированный строматолитовый известняк. Верхняя поверхность. Морфологический тип строматолита *Collenia macrocolumnaris glebulosa* (по классификации В. П. Маслова, 1960). Нижний ордовик, устькутская свита. Восточная Сибирь, р. Лена, близ д. Мысовой. 4/5 нат. вел. Из колл. Г. И. Кириченко

Фиг. 3. Вертикальное сечение образца, изображенного на фиг. 1. Пришлифовка. Нат. вел.

Таблица 106



1

2

3

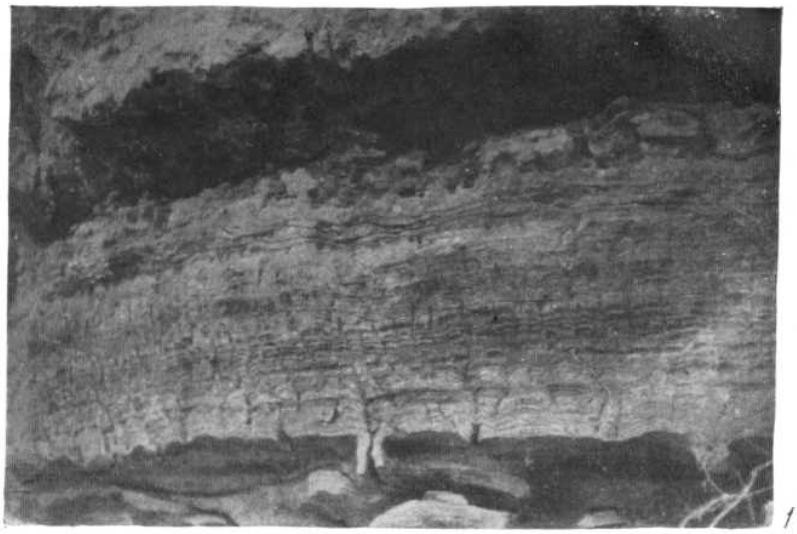
ТАБЛИЦА 107

Фиг. 1. Строматолитовый известняк. Верхний девон, фамен, лебедянская толща. Липецкая обл., р. Дон, близ г. Лебедянь. 1/12 нат. вел. Из колл. В. Г. Махлаева

Фиг. 2. Строматолитовый известняк. Морфологический тип строматолита *Collenia columnaris.* Верхний девон, фамен, киселево-никольская толща. Тульская обл., р. Рыбница, близ д. Нижние Хутора. Пришлифовка. Нат. вел. Из колл. В. Г. Махлаева

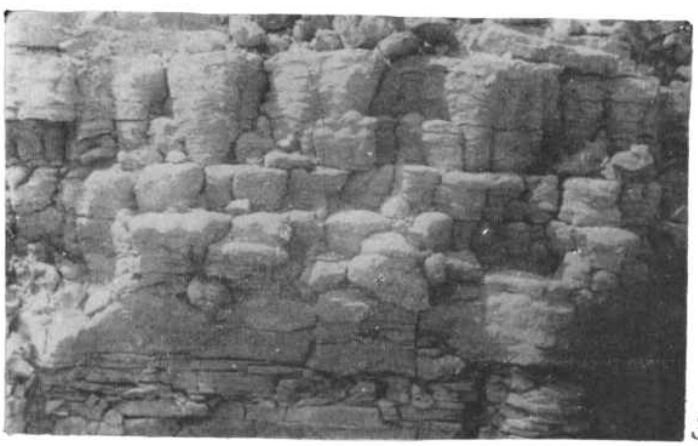
Фиг. 3. Строматолитовый известняк со столбчатыми строматолитами. Верхний девон, фамен, лебедянская толща. Липецкая обл., с. Бибиково на р. Красная Меча. 1/10 нат. вел. Фото В. Г. Махлаева

Таблица 107



1

2



3

ТАБЛИЦА 108

Фиг. 1. Строматолитовый известняк. Верхняя поверхность строматолита типа *Collenia***.** Нижний ордовик, устькутская свита. Восточная Сибирь, р. Ангара, близ с. Богучаны. Нат. вел. Из колл. К. Б. Кордэ Фиг. 2. Строматолитовый известняк. Вертикальное сечение строматолита типа *Collenia***.** Нижний ордовик, устькутская свита. Восточная Сибирь, р. Ангара, близ с. Богучаны. Пришлифовка. Нат. вел. Из колл. К.Б. Кордэ

Фиг. 3. горизонтальное сечение образца, изображенного на фиг. 2. Пришлифовка. Нат. вел.

Таблица 108

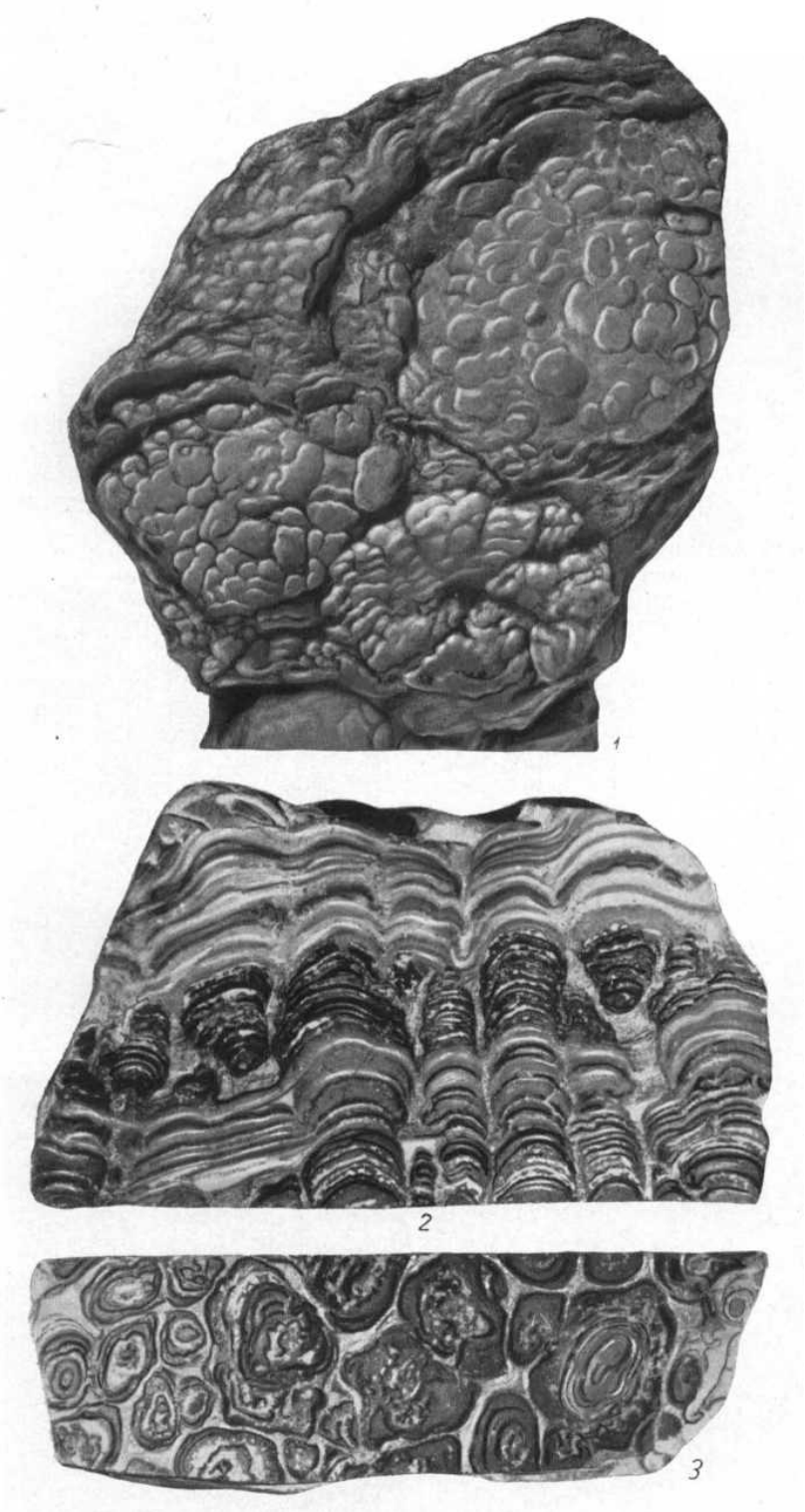


ТАБЛИЦА 109

Фиг. 1. Строматолитовый известняк. Строматолит типа *Collenia.* Нижний кембрий. Восточная Сибирь, р. Юдома, нижнее течение. 1/2 нат. вел. О. И. Некрасова, 1962

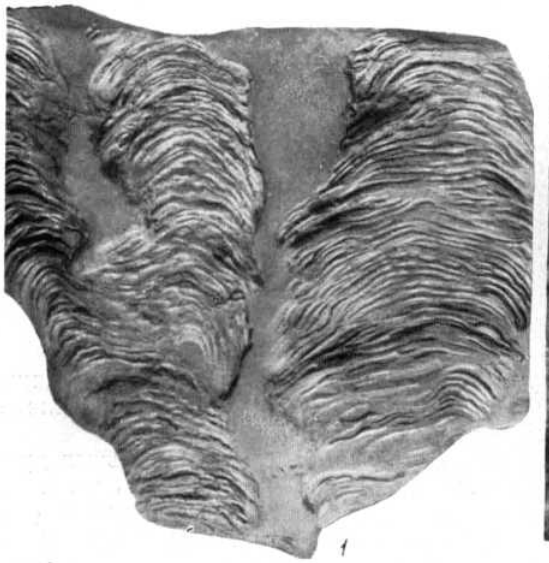
Фиг. 2. Мелкосгустковая структура известнякового строматолита (вертикальное сечение). Верхний сармат. УССР, Днепропетровская обл. Шлиф. Х45, без анализатора. Из колл. Л. С. Белокрыса

Фиг. 3. Полость в строматолитовом известняке сгустковой структуры, заполненная копролитами, оолитами, раковинами остракод и карбонатным обломочным материалом. Вертикальное сечение. Верхний сармат. УССР, Днепропетровская обл., г. Орджоникидзе. Шлиф. Х45, без анализатора. Из колл. Л. С. Белокрыса

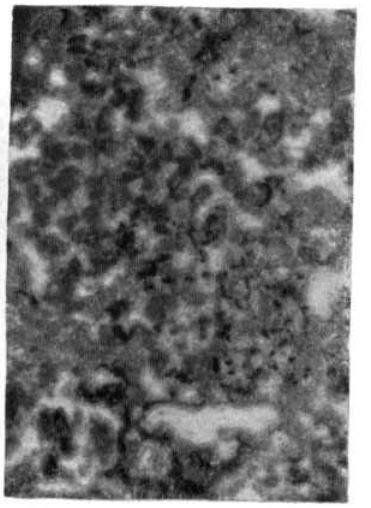
Фиг. 4. Структура строматолита, напоминающая микродиевую *(Microdiurn).* Черное – сгустковый кальцит, серое – пелитоморфный кальцит, светлое – вторичный кальцит. Вертикальное сечение. Верхний сармат, ростовский горизонт. УССР, Днепропетровская обл. р. Ингулец. Шлиф. Х45, без анализатора. Из колл. Л. С. Белокрыса

Фиг. 5. Вертикальный разрез известнякового строматолитового биогерма. Верхний девон, тургеневская толща. Деревня Нижнее Щекотихино, близ г. Орла, 1/2 нат. вел. Из колл. В. Г. Махлаева

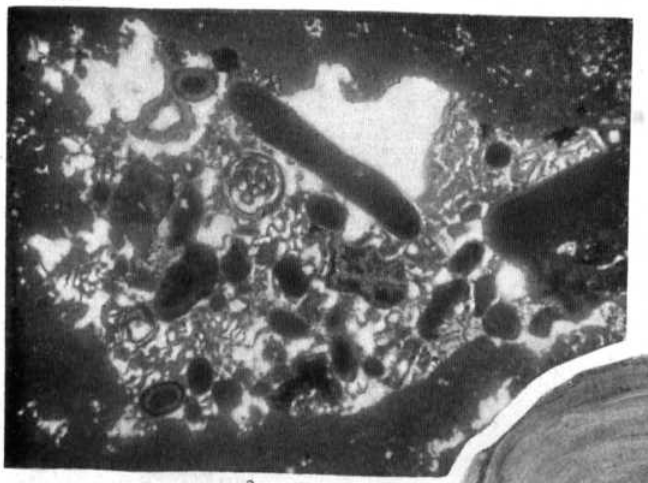
Таблица 109



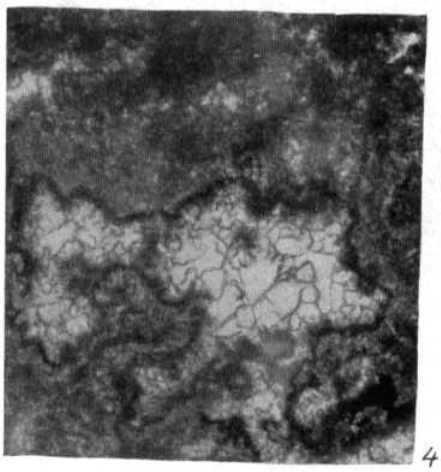
1



2



3



4

5

ТАБЛИЦА 110

Фиг. 1. Древовидный строматолит типа *Malacostroma* в известняке, называемом «ландшафтный мрамор». Триас, верхний рэт. Южная Англия. Шлиф. X10, без анализатора. D. Hamilton, 1961

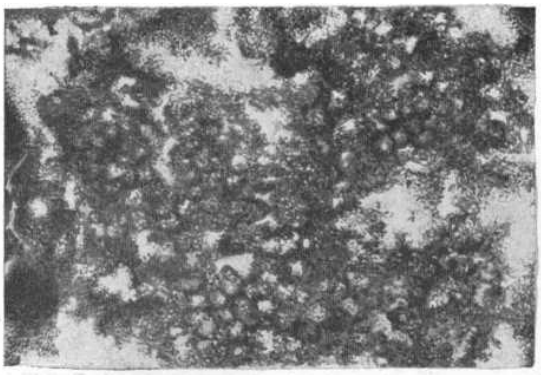
Фиг. 2. Схема строения известняка, состоящего из отдельных древовидных строматолитов, изображенных на фиг. 1. На основании строматолитовой постройки (а) имеются древовидные наросты (б), в свою очередь покрытые волнисто-слоистыми строматолитовыми образо ваниями *(в)*. В промежутках между древовидными строматолитами наблюдаются обломки волнисто-слоистых строматолитовых образований. 1/2 нат. вел.

Таблица 110

ТАБЛИЦА 111

Фиг. 1. Строматолитовый известняк. Порода состоит из пелито- морфного кальцита со следами слоевищ водорослей (?). Карбон, визе. Бельгия. Шлиф. Х350, без анализатора. C. Gregoire, C. Monty, 1962 Фиг. 2–4. Электронномикроскопические снимки (реплики) образца, изображенного на фиг. 1. Фиг. 4 – трубочки (следы сверлящих водорослей?– *В. Л.),* пронизывающие зерна кальцита; Х20000. Фиг. 2 – очертания зерен кальцита, приспособленные друг к другу; Х 20000. Фиг. 3 – видны округлые, корродированные при разложении водорослевой слизи зерна кальцита; Х 45 000

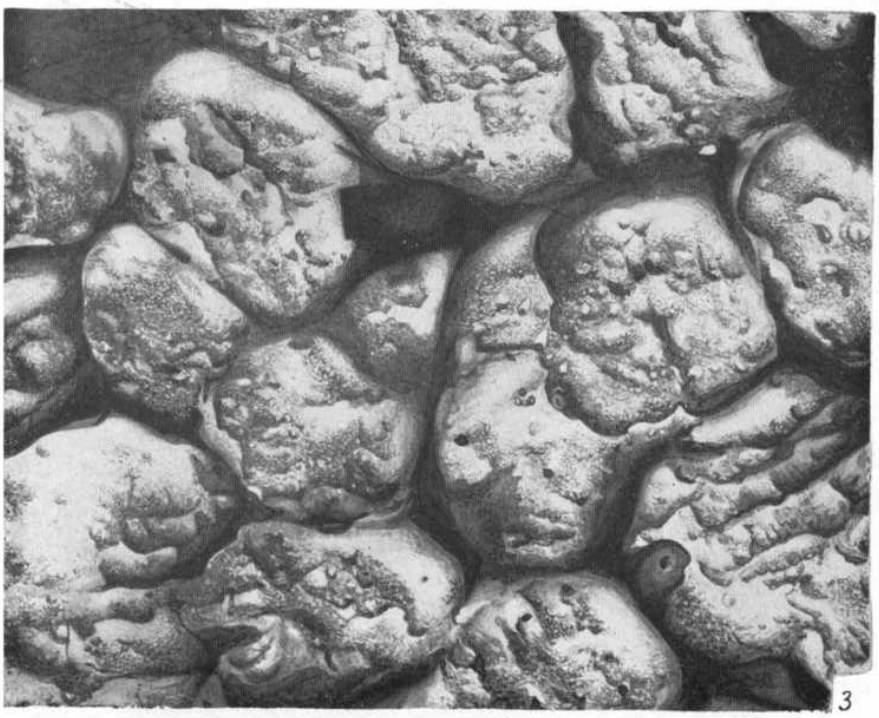
Таблица 111



1

2

4



3

ТАБЛИЦА 112

Фиг. 1. Строматолитовый известняк. Верхняя бугорчатая поверхность. Морфологический тип строматолита *Collenia katangica.* Ордовик, устькутский ярус. Восточная Сибирь, р. Ангара. Нат. вел. В. П. Маслов, 1937[2]

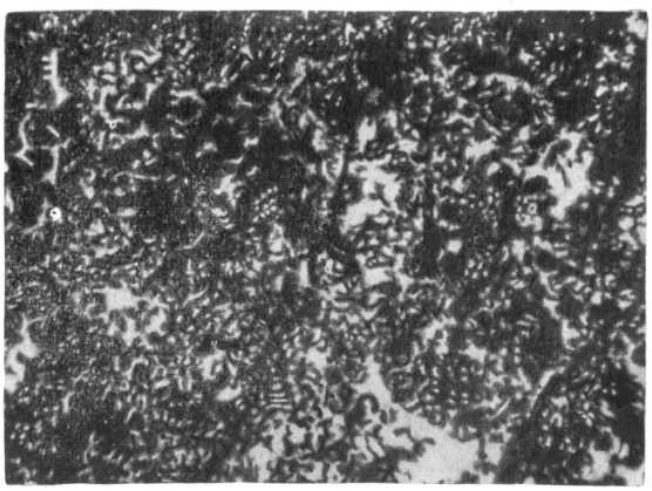
Фиг. 2. Онколиты, вымытые из берегового обнажения известняков. Верхний сармат. Херсонская обл., близ с. Ново-Воронцовка. Фото Л. С. Белокрыса

Фиг. 3. Вертикальное сечение онколита. Видна сгустковая структура известняка, характеризующаяся наличием неправильных нитчатых пустот от слоевищ синезеленых (?) водорослей. Верхний сармат, херсонский горизонт. Херсонская обл., близ с. Большая Лепетиха. Шлиф. Х45, без анализатора. Из колл. Л. С. Белокрыса

Таблица 112

1

2



3

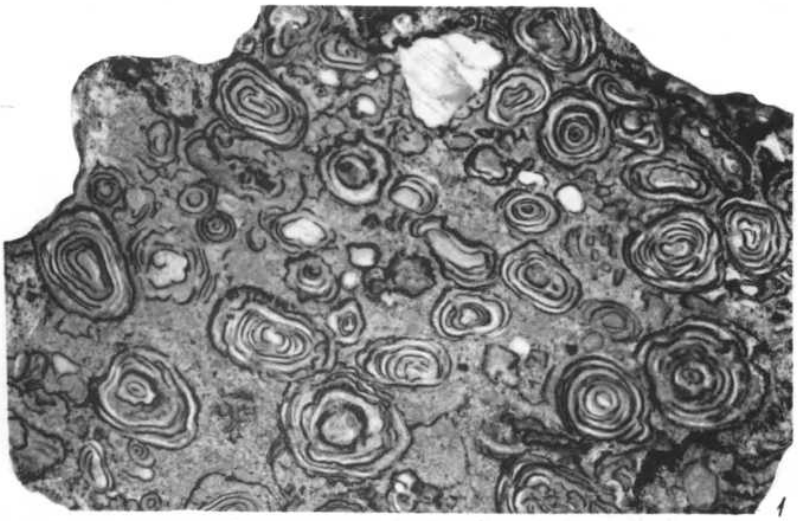
ТАБЛИЦА 113

Фиг. 1. Онколитовый известняк. Онколиты сцементированы песчанистым известняком. Нижний мел, альб. Южная Фергана. $^{3}/_{4}$ нат. вел. Из колл. Н. Н. Верзилина

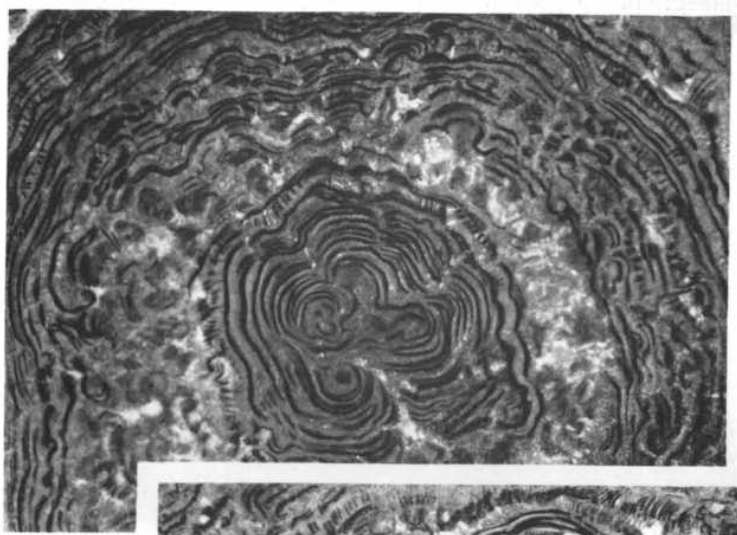
Фиг. 2. Онколит. Отчетливо видны волнистые оболочки онколито- вого желвака. Нижний мел, альб. Южная Фергана. Шлиф. Х6, без анализатора. Из колл. Н. Н. Верзилина

Фиг. 3. Онколит сложного строения. В центре – обломок онколита с наросшими на нем новыми слойками водорослевого происхождения. Нижний мел, альб. Южная Фергана. Шлиф. Х6, без анализатора. Из колл. Н. Н. Верзилина

Таблица 113



1



2

3

ОРГАНОГЕННЫЕ СФЕРОВЫЕ ИЗВЕСТНЯКИ

ТАБЛИЦА 114

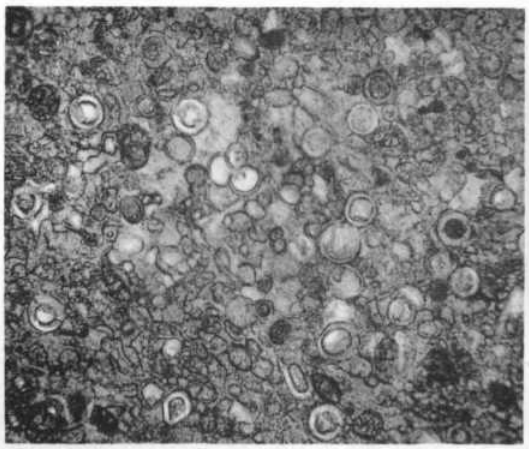
Фиг. 1. Известняк сферовый. Слагающие известняк сферы, величиной от 0,03 до 0,08 *мм* в диаметре, состоят из оболочки и полости, заполненных микро- и тонкозернистым кальцитом. Цемента мало, представлен он пелитоморфным кальцитом. Верхний мел, сантон. Юго-Восточный Кавказ, близ с. Астраханки. Шлиф. X40, без анализатора. Э.А. Даидбекова, 1959

Фиг. 2. Известняк сферовый. Сферы размером от 0,03 до 0,10 *мм* в поперечнике сложены микрозернистым кальцитом. Цемент – пелитоморфный кальцит. Верхний мел, нижний кампан. Туркменская ССР, Западный Копет-Даг, ущелье Чалсу (Малый Балхан). Шлиф. X125, без анализатора. А. А. Лихачева, 1961

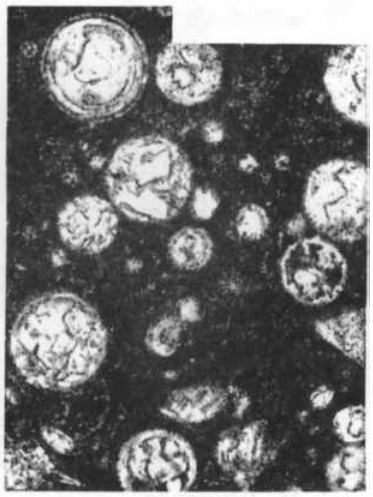
Фиг. 3. Известняк сферовый. Органические остатки (сферы) подобны описанным для фиг. 1 и 2. Верхний мел, нижний кампан. Туркменская ССР, Западный Копет-Даг, ущелье Чалсу (Малый Балхан). Шлиф. X50, без анализатора. А. А. Лихачева, 1961

Фиг. 4 и 5. Сложная морфология и строение стенок раковин сфер *Diplosphaera mastophora* (фиг. 4) и *Cancellus robustus* (фиг. 5) доказывают, что сферы являются несомненными остатками организмов. Палеозой. Франция. H. Derville, 1950

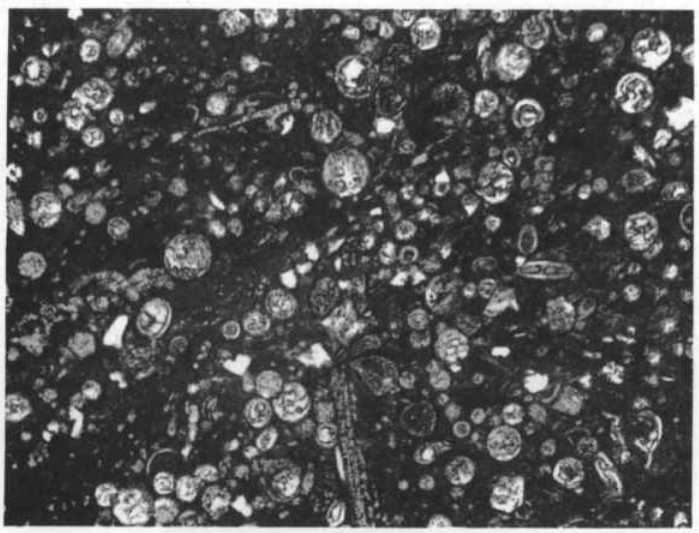
Таблица 114



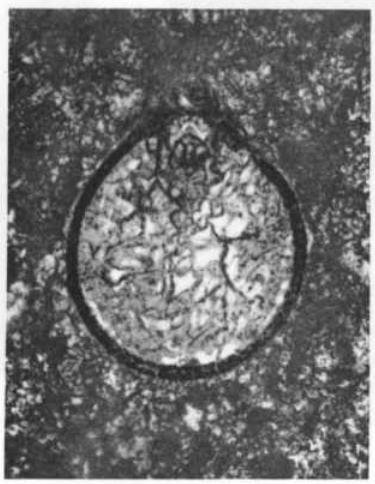
1



2



3



4

5

ПИСЧИИ МЕЛ

ТАБЛИЦА 114[а]

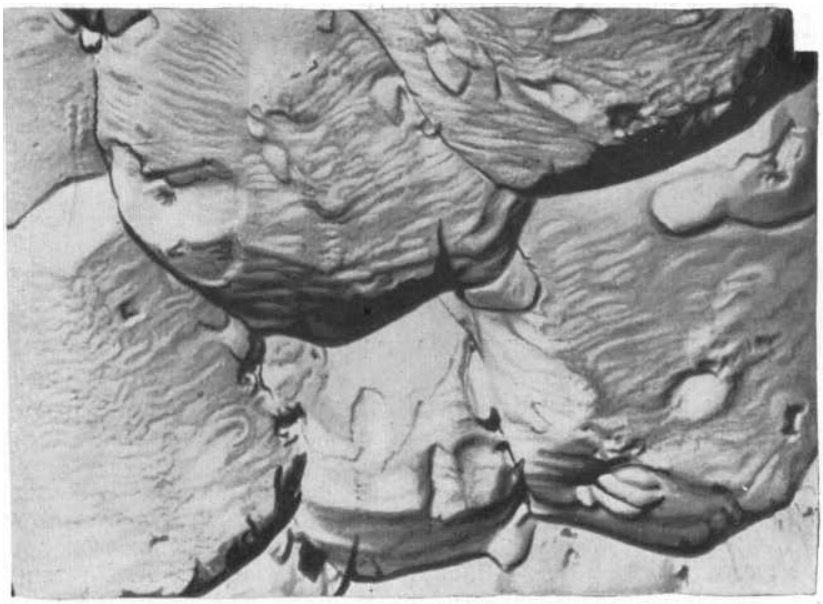
Фиг. 1. Ультратонкая структура перекристаллизованного писчего мела. На поверхности неправильных кристаллов кальцита видны нечеткие реликты и отпечатки кокколитов. Верхний мел, Маастрихт. Украинская ССР, Харьковская обл., с. Старый Салтов. Электронномикроскопическая углеродная реплика со скола породы. Х12 000. Из колл. С. И. Шумейко

Фиг. 2. Звездообразный кокколит – дискоастер *(Discoaster* af. *crassus* Martin). Известковый четвертичный ил из экваториальной части Тихого океана. Электронномикроскопическая углеродная реплика. Х12 000. Фото С. И. Шумейко (из колл. М. Г. Ушаковой)

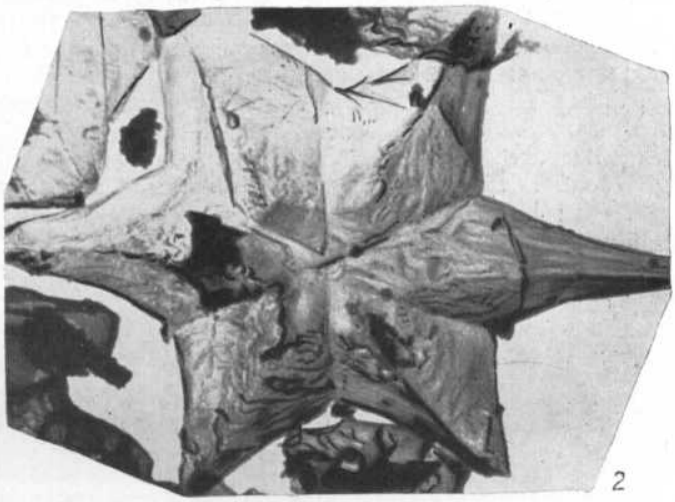
Фиг. 3. Рабдолит *Microrhabdulus helicoides* Deflandre in Deflandre et Fert. в порошке писчего мела. Одна из породообразующих форм. Верхний мел, турон. В районе Курской магнитной аномалии (КМА). Электронномикроскопическая углеродная реплика. Х20000. Из колл. С. И. Шумейко

Фиг. 4. Кокколит – *Targestiella frequens* (Noël.) в порошковом препарате писчего мела. Одна из важнейших породообразующих форм. Верхний мел, турон. Украинская ССР, г. Зимогорье, Луганской обл. Электронномикроскопическая углеродная реплика. Х18 000. Из колл. С.И. Шумейко

Таблица 114а

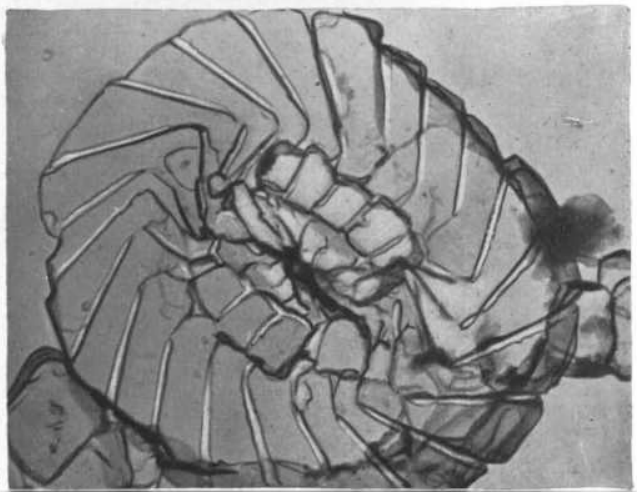


1



2

3



4

ПРОБЛЕМАТИЧЕСКИЕ ОРГАНОГЕННЫЕ (ФИТОГЕННЫЕ) СТРУКТУРЫ В ИЗВЕСТНЯКАХ (табл. 115–117)

ТАБЛИЦА 115

Известняки с проблематическими образованиями различной неправильной формы. Е. А. Рейтлингер (1959) и З. А. Журавлева относят их к катаграфиям и выделяют различные структурные типы

Фиг. I. Промежуточная масса – более светлый тонкозернистый кальцит. По Е. А. Рейтлингер – катаграфии *Vermiculites tortuosus* Reitl. Юдомский комплекс, тинновская свита. Восточная Сибирь, район г. Нохтуйска. Шлиф. X10, без анализатора. Е. А. Рейтлингер, 1959

Фиг. 2. Цемент представлен светлым разнозернистым кальцитом. По Е. А. Рейтлингер – катаграфии *Nubecularites punctatus* Reitl. Нижний кембрий, чарская свита. Восточная Сибирь, р. Олёкма, приток р. Лены. Шлиф. X20, без анализатора. Е. А. Рейтлингер, 1959

Фиг. 3. По З. А. Журавлевой – катаграфии *Vermiculites antractus* Z. Zhur. Рифей, холычская свита. Восточная Сибирь, Иркутская обл., р. Молбо. Шлиф. X12, без анализатора. Из колл. З. А. Журавлевой

Таблица 115

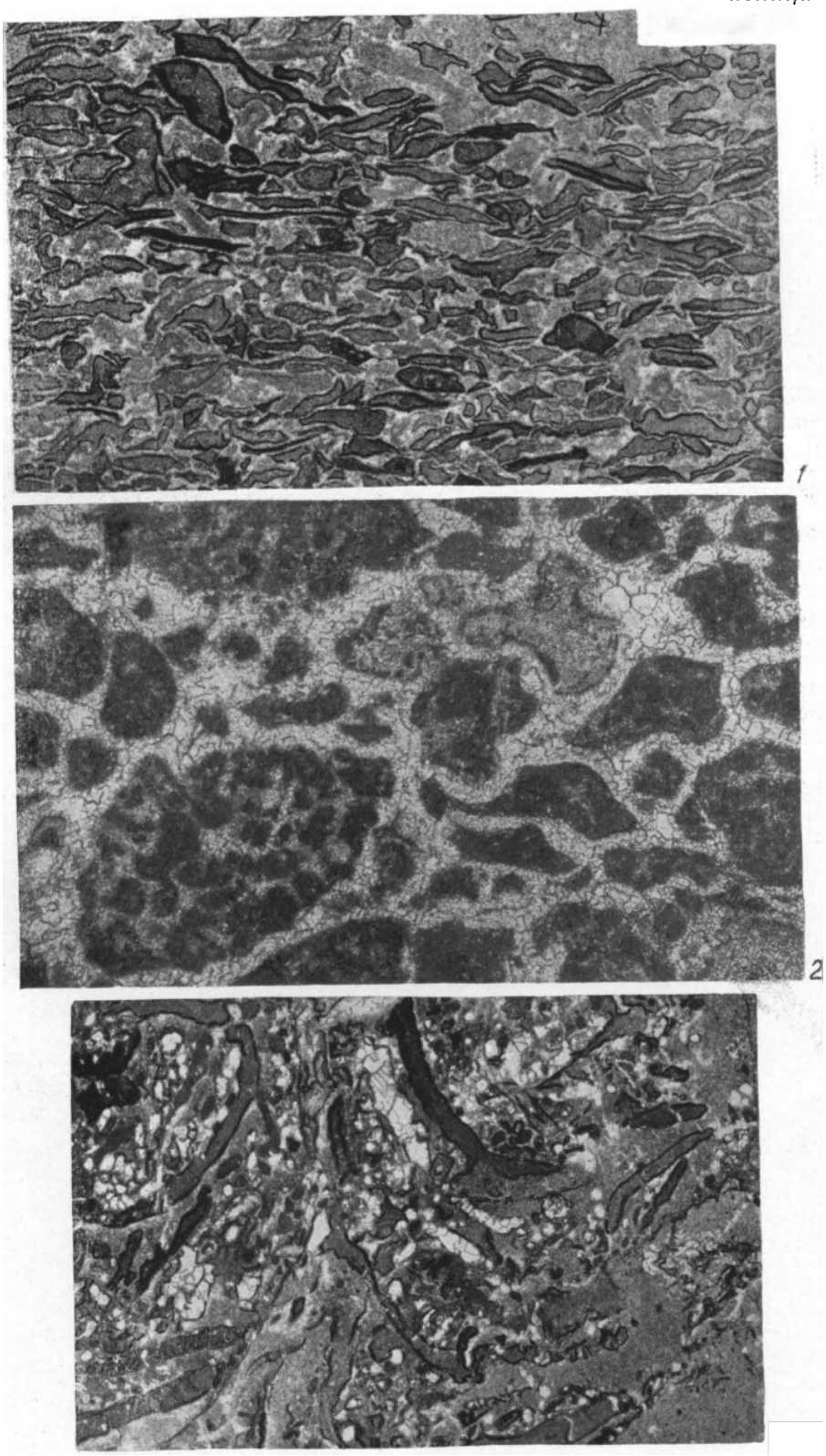


ТАБЛИЦА 116

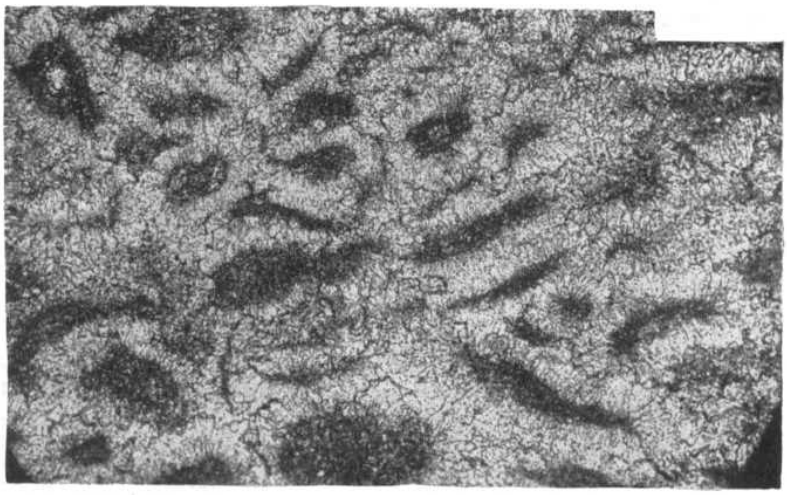
Фиг. 1. Известняк с проблематическими образованиями. Цемент крустификационный кальцитовый. К. К. Зеленов относит подобные образования к онколитам. Нижний кембрий, журинский подъярус, малыканская пачка. Восточная Сибирь, р. Лена, ниже г. Олёкминска. Шлиф. Х90, без анализатора. Из колл. К. К. Зеленова (Архангельская и др., 1960)

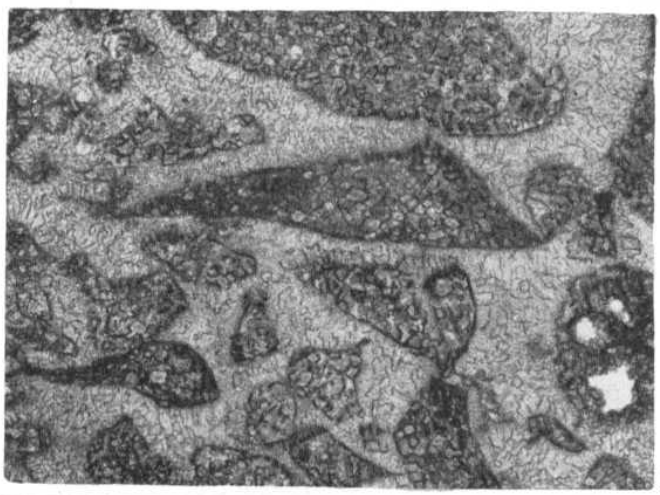
Фиг. 2. Известняк с катаграфиями группы *Hierogliphites mirabilis* Reill. (Рейтлингер, 1959). Цемент крустификационный кальцитовый. Заметна избирательная доломитизация катаграфий, сложенных пелитоморфным кальцитом. Нижний кембрий, олёкминская свита. Восточная Сибирь, р. Лена, ниже г. Олёкминска. Шлиф. Хзо, без анализатора. Из колл. К. К. Зеленова (Архангельская и др., 1960)

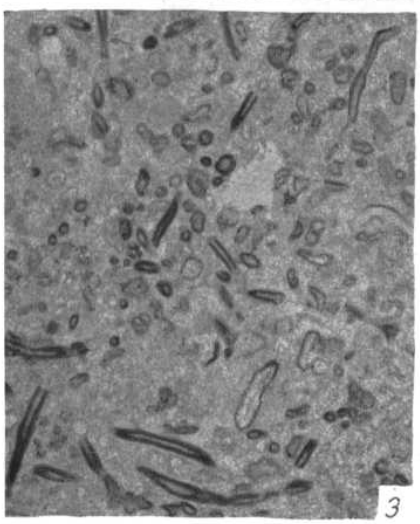
Фиг. 3. Известняк с трубчатыми образованиями. З. А. Журавлева относит их к *Proaulopora rarissima* Vo1ogd. Нижний кембрий, верхи пестроцветной свиты. Восточная Сибирь, р. Лена. Шлиф. Х20, без анализатора. Из колл. З. А. Журавлевой

Фиг. 4. Известняк с проблематическими образованиями, описанными Е. А. Рейтлингер как *Osagia bothrydioformis* var. *simplex* f. nov. Нижний кембрий, тинновская свита. Восточная Сибирь, р. Лена. Шлиф. Хзо. Е. А. Рейтлингер, 1959

Таблица 116


1


2


3

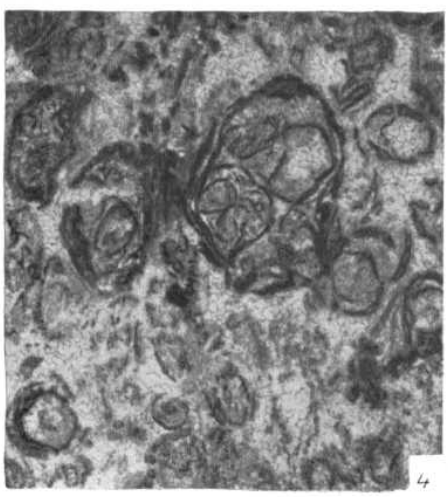

4

ТАБЛИЦА 117

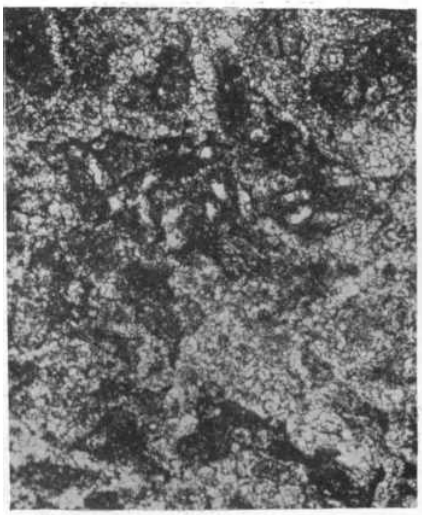
Фиг. 1. Известняк с проблематическими образованиями неправильной формы. Е. А. Рейтлингер относит эти образования к структурам типа *Vesicularites flexuosus* f. nov. Нижний кембрий, дикимдинская свита. Восточная Сибирь, бассейн р. Олёкмы. Шлиф. Х30, без анализатора. Е. А. Рейтлингер, 1959

Фиг. 2. Промежутки между проблематическими образованиями выполнены светлым разнозернистым кальцитом. По Е. А. Рейтлингер, катаграфии *Vesicularites lobatus* f. nov. Юдомский комплекс, тинновская свита. Восточная Сибирь, район г. Нохтуйска. Шлиф. Х20, без анализатора. Е. А. Рейтлингер, 1959

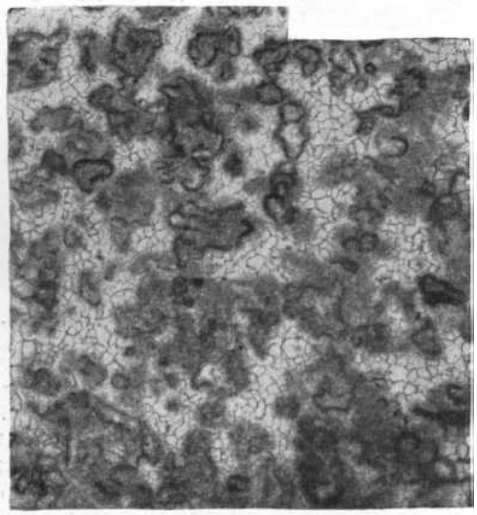
Фиг. 3. Промежутки между проблематическими образованиями выполнены разнозернистым кальцитом. По З. А. Журавлевой, *Nubecularites uniformis* Z. Zhur. Верхний рифей, торгинская свита. Восточная Сибирь, Иркутская обл., бассейн р. Торго. Шлиф. Х20, без анализатора. З. А. Журавлева, 1964

Фиг. 4. Проблематические образования покрыты крустификационными кальцитовыми оболочками. По З. А. Журавлевой, катаграфии *Nubecularites catagraphus* Reill. Нижний кембрий, эльгянская свита. Восточная Сибирь, Иркутская обл., бассейн р. Торго. Шлиф. Х 12, без анализатора. Из колл. З. А. Журавлевой

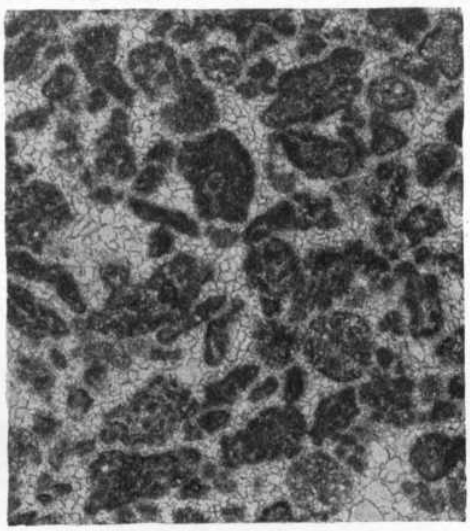
Таблица 117



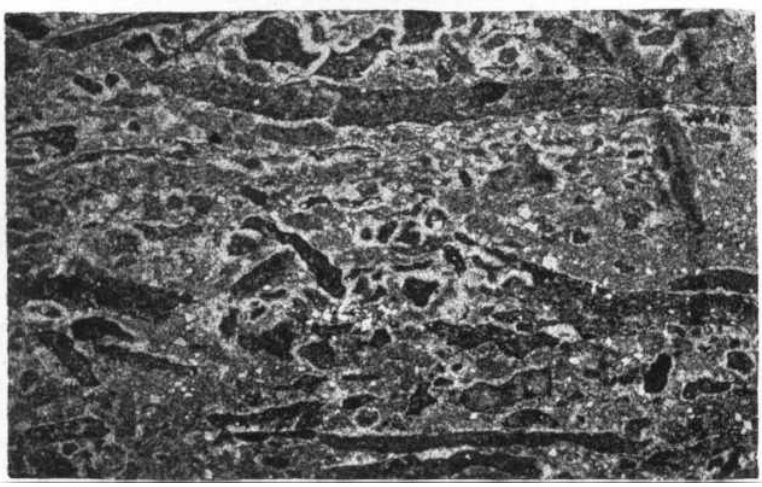
1



2



3



4

ОРГАНОГЕННАЯ КОПРОЛИТОВАЯ СТРУКТУРА В ИЗВЕСТНЯКАХ (табл. 118, 119)

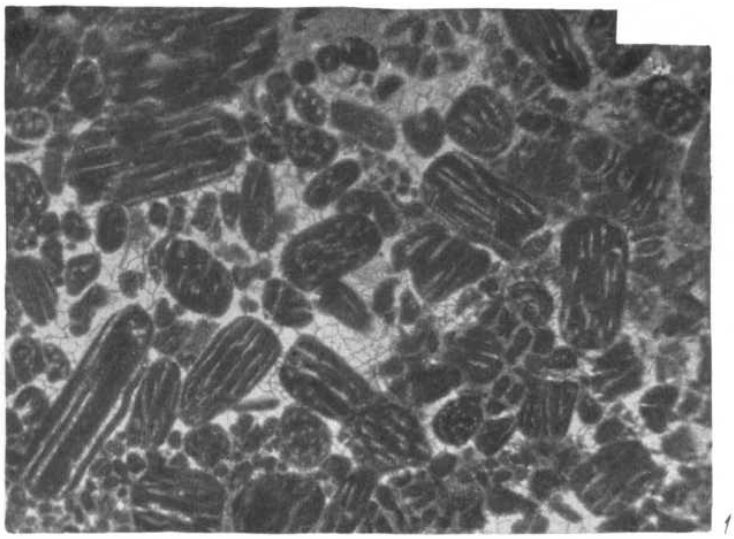
ТАБЛИЦА 118

Фиг. 1. Копролитовый известняк. Структура породы обусловлена наличием многочисленных копролитов *(Coprolitus salevensis* P a r e j a s .) . Видны продольные и поперечные сечения. Цементирующая масса представлена тонкозернистым кальцитом. Верхняя юра, Оксфорд. Украинская ССР, Львовская обл., окрестности г. Нестерова. Шлиф. Х20, без анализатора. Из колл. Г. П. Вороны

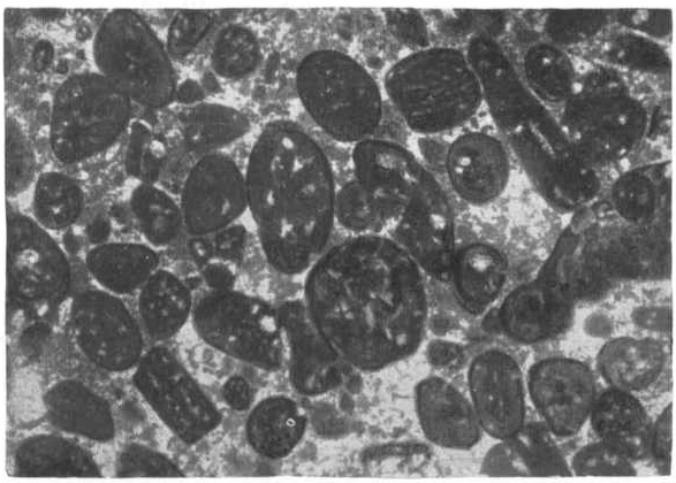
Фиг. 2. Копролитовый известняк. Для породы характерно обилие копролитов с преобладанием поперечных сечений. Цементирующая масса представлена тонкозернистым кальцитом. Мел, готерив. Туркменская ССР, Центральный Копет-Даг, ущелье Фирюза. Шлиф. Хзо, без анализатора. Из колл. В. И. Марченко

Фиг. 3. Копролитовый известняк. Видны продольные и поперечные срезы копролитов с более светлыми внутренними канальцами. Средний эоцен, алайский ярус. Таджикская ССР, среднее течение р. Вахт, кишлак Тут-Каул. Шлиф. Х46, без анализатора. О. И. Зеленова, 1961

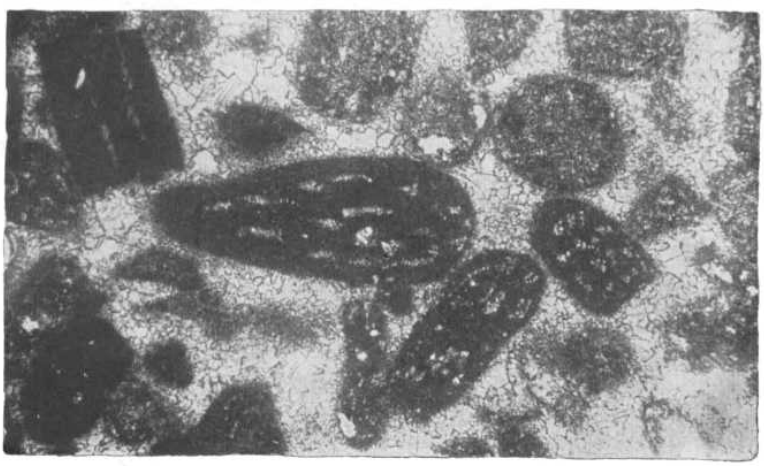
Таблица 118



1



2



3

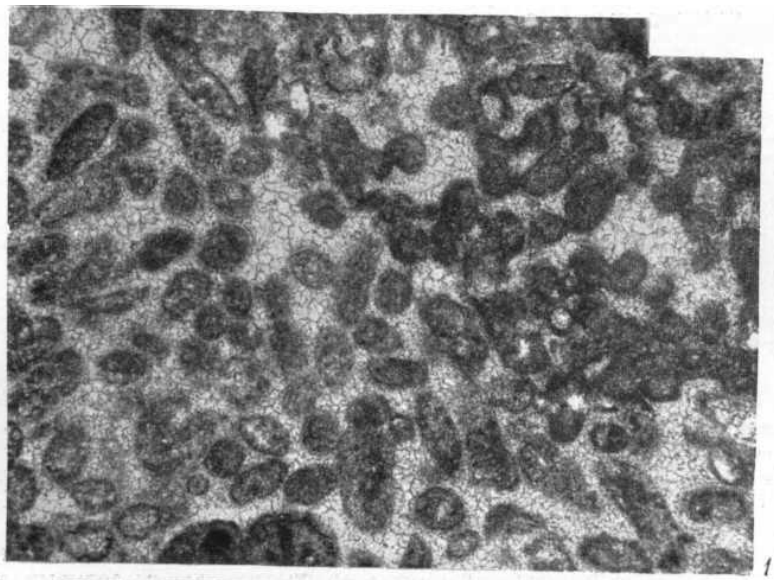
ТАБЛИЦА 119

Фиг. 1. Копролитовый известняк. Видны преимущественно поперечные и округлые сечения копролитов моллюсков, сложенных микрозернистым темно-серым кальцитом. Цементирующая масса представлена перекристаллизованным тонкозернистым кальцитом (светлосерое). Эоцен, сузакский ярус. Северная Фергана. Шлиф. Х40, без анализатора. Из колл. А. И. Осиповой

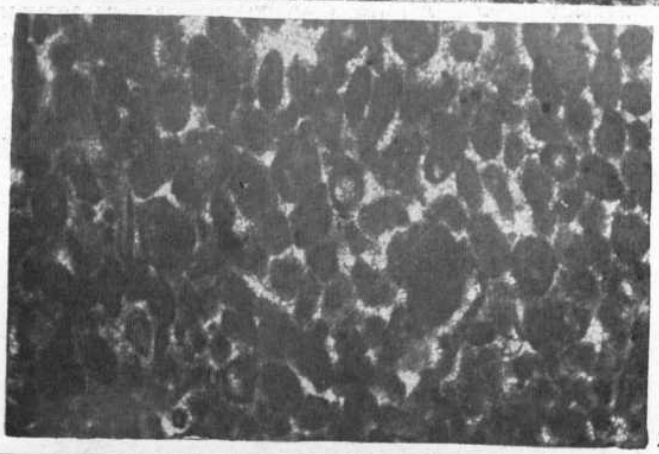
Фиг. 2. Копролитовый известняк. Порода состоит из копролитов, сложенных пелитоморфным кальцитом. Цемент – микрозернистый кальцит. Палеозой. Средняя Азия, горы Чумкуртау. Шлиф. Хзо, без анализатора. Из колл. Л. Г. Луниной

Фиг. 3. Копролитовый известняк. Копролиты разной формы и размера сцементированы микрозернистым кальцитом. Палеоген, бухарский ярус. Таджикская ССР, р. Вахш. Шлиф. Х20, без анализатора. Из колл. Н. А. Архангельской

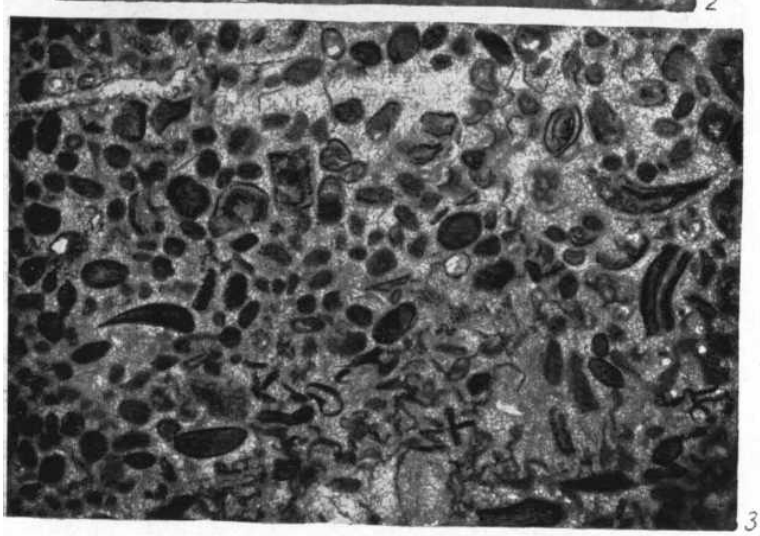
Таблица 119



1



2



3

КОМКОВАТЫЕ И СГУСТКОВЫЕ СТРУКТУРЫ В ИЗВЕСТНЯКАХ

(табл. 120–124)

ТАБЛИЦА 120

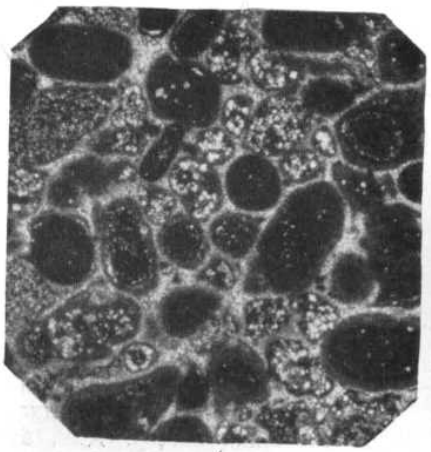
Фиг. 1. Известняк мелкокомковатый, слабо доломитизированный (мелкие зерна доломита в комках). Юра, Оксфорд. Шлиф. X18, без анализатора. Из колл. Г. П. Вороны

Фиг. 2. Известняк псевдоолитовый (комковатый). Верхний олигоцен, пестроцветная свита. Армянская ССР, Вединский р-н. Шлиф. X50, без анализатора. Из колл. И. Г. Гаспарян

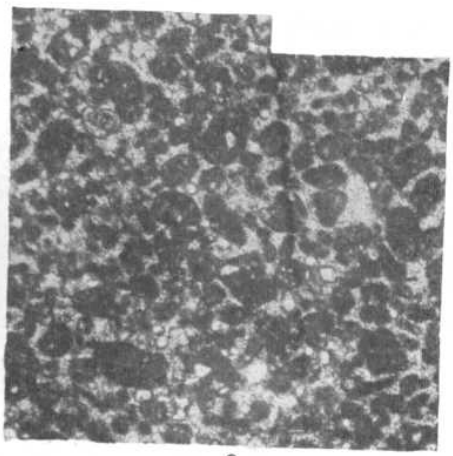
Фиг. 3. Известняк комковатый, доломитизированный. Поры между комками пелитоморфного кальцита (черное) заполнены зернами доломита и кальцита. Верхняя юра, куба-сенгирская свита. Горы Куба- Даг. Шлиф. X20, без анализатора. Из колл. 3. Е. Барановой

Фиг. 4. Сгустково-комковатый известняк. Крупные сгустки кальцита напоминают обрывки слабо сцементированных прослоев пелитоморфного карбоната, промежутки между которыми заполнены мелкокристаллическим кальцитом. Кроме того, здесь же наблюдаются меньших размеров сгустки пелитоморфного карбоната. Верхний докембрий. Восточная Сибирь, р. Тунгуска. Шлиф. X20, без анализатора. Из колл. В. И. Драгунова

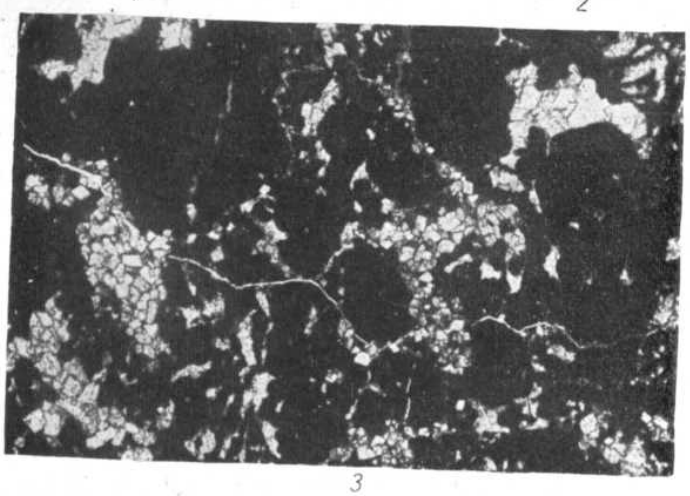
Таблица 120



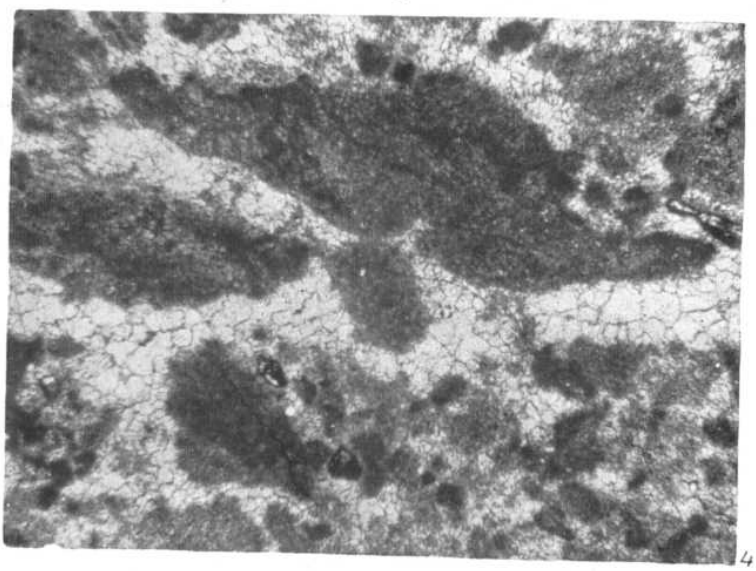
1



2



3



4

ТАБЛИЦА 121

Фиг. 1. Крупнокомковатый известняк. Некоторые комки с угловатыми очертаниями представляют собой обломки первичных комков. Средний кембрий. Восточная Сибирь, р. Хантайка. Шлиф. X20, без анализатора. Из колл. В. И. Драгунова

Фиг. 2. Ооидно-комковатый известняк. Некоторые комки или скопления комков покрыты оолитовыми оболочками. Пример структуры, образовавшейся в процессе многократного переотложения слабо сцементированного карбонатного ила. Средний кембрий. Восточная Сибирь, р. Хантайка. Шлиф. X20, без анализатора. Из колл. В. И. Драгунова

Фиг. 3. Комковатый известняк. В породе сочетаются крупные и мелкие комки. Средний кембрий. Восточная Сибирь, р. Хантайка. Шлиф. X20, без анализатора. Из колл. В. И. Драгунова

Таблица 121

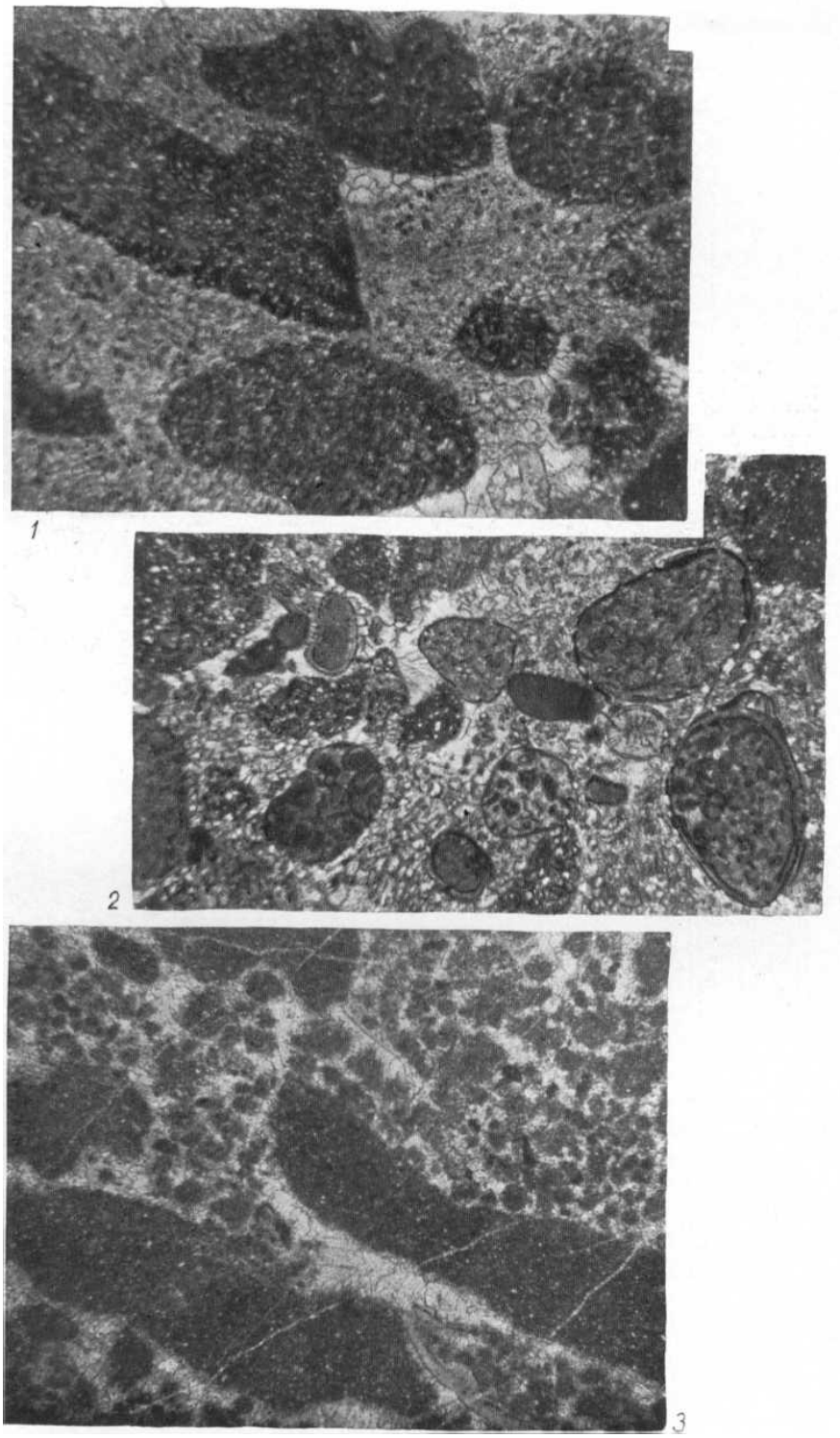


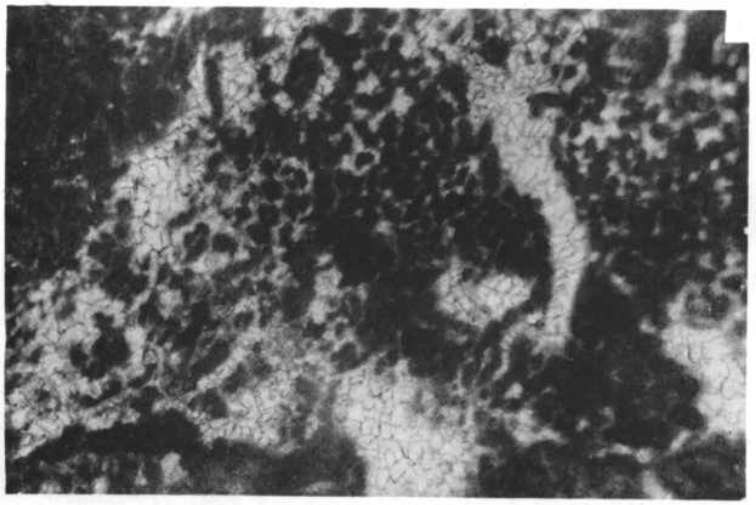
ТАБЛИЦА 122

Фиг. 1. Сгустковый известняк. Промежутки между скоплениями мелких сгустков пелитоморфного кальцита заполнены мелкозернистым кальцитом (светлое). Триас–юра. Хабаровский край, Бакинский р-н, к югу от разъезда Снарского. Шлиф. Хзо, без анализатора. Из колл. Н. С. Забалуевой

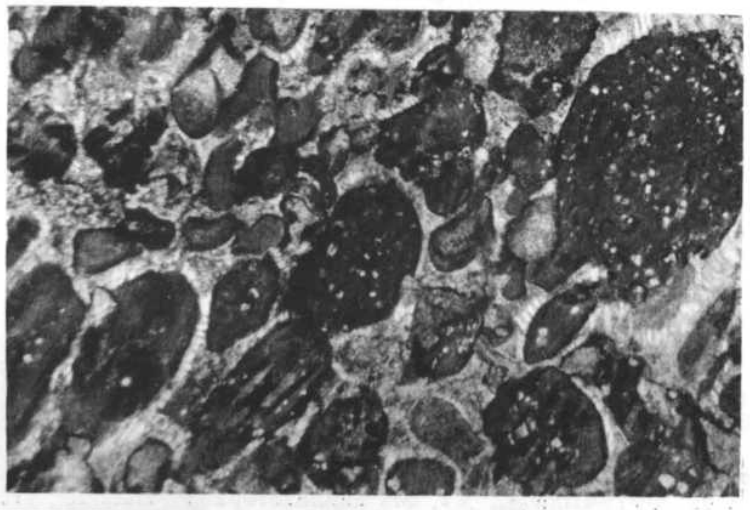
Фиг. 2. Комковатый известняк. Комки представляют собой оолиты, концентрическая слоистость которых почти нацело уничтожена грануляцией. В них заметны мелкие зерна доломита. Цемент – мелкозернистый кальцит. Триас–юра. Хабаровский край. Шлиф. Хзо, без анализатора. Из колл. Н. С. Забалуевой

Фиг. 3. Сферолитово-оолитовый известняк. Внешние оболочки сферолитов распадаются на мелкие сгустки, местами образующие скопления в крупнокристаллическом кальцитовом цементе. Протерозой, патомская серия, ченчинская свита. Восточная Сибирь, р. Чуя. Шлиф. Х20, без анализатора. Из колл. В. К. Головенка

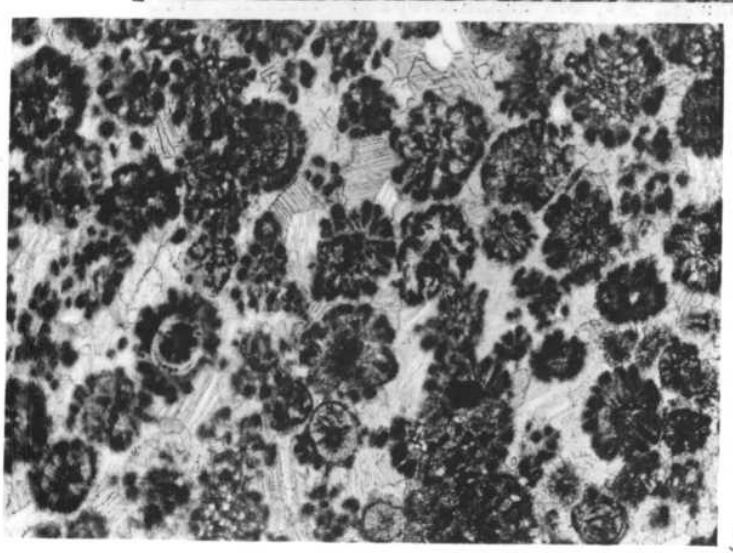
Таблица 122



1



2



3

ТАБЛИЦА 123

Фиг. 1. Псевдоолитовый (комковатый) известняк. Виден постепенный «распад» прослойка известняка (внизу) с образованием псевдоэлитов. Верхняя юра. ФРГ. Шлиф. X7, без анализатора. P. Hummel, 1960

Фиг. 2. Известняк, сходный с изображенным на фиг. 1, однако здесь более отчетливо виден размыв прослойка известняка (внизу) с образованием мелких остроугольных обломков, местами покрытых эолитовыми оболочками. Верхняя юра. ФРГ. Шлиф. X7, без анализатора. P. Hummel, 1960

Фиг. 3. Псевдоолиты (копролиты?) в жилой камере аммонита. Видно, что эти образования не заходят дальше перегородки, отделяющей жилую камеру от воздушной. Воздушные камеры аммонита заполнены зернистым кальцитом. Это свидетельствует о механическом попадании псевдоолитов (копролитов?) в открытую жилую камеру после смерти животного. Хемогенное отложение кальцита в воздушных камерах не приводило к образованию псевдоолитов. Неоком. ФРГ. Шлиф. X4, без анализатора. K. Vogel, 1959

Фиг. 4. Совмещение псевдоолитов и микробрекчиевидных образований, изображенных на фиг. 1 и 2, в одном участке шлифа известняка. Верхняя юра. ФРГ. Шлиф. X7, без анализатора. P. Hummel, 1960

Фиг. 5–7. Различные стадии образования псевдоолитов (комков) путем растворения и распада карбонатных остатков организмов. Верхняя юра. ФРГ. Шлифы. X7, без анализатора. P. Hummel, 1960

Таблица 123

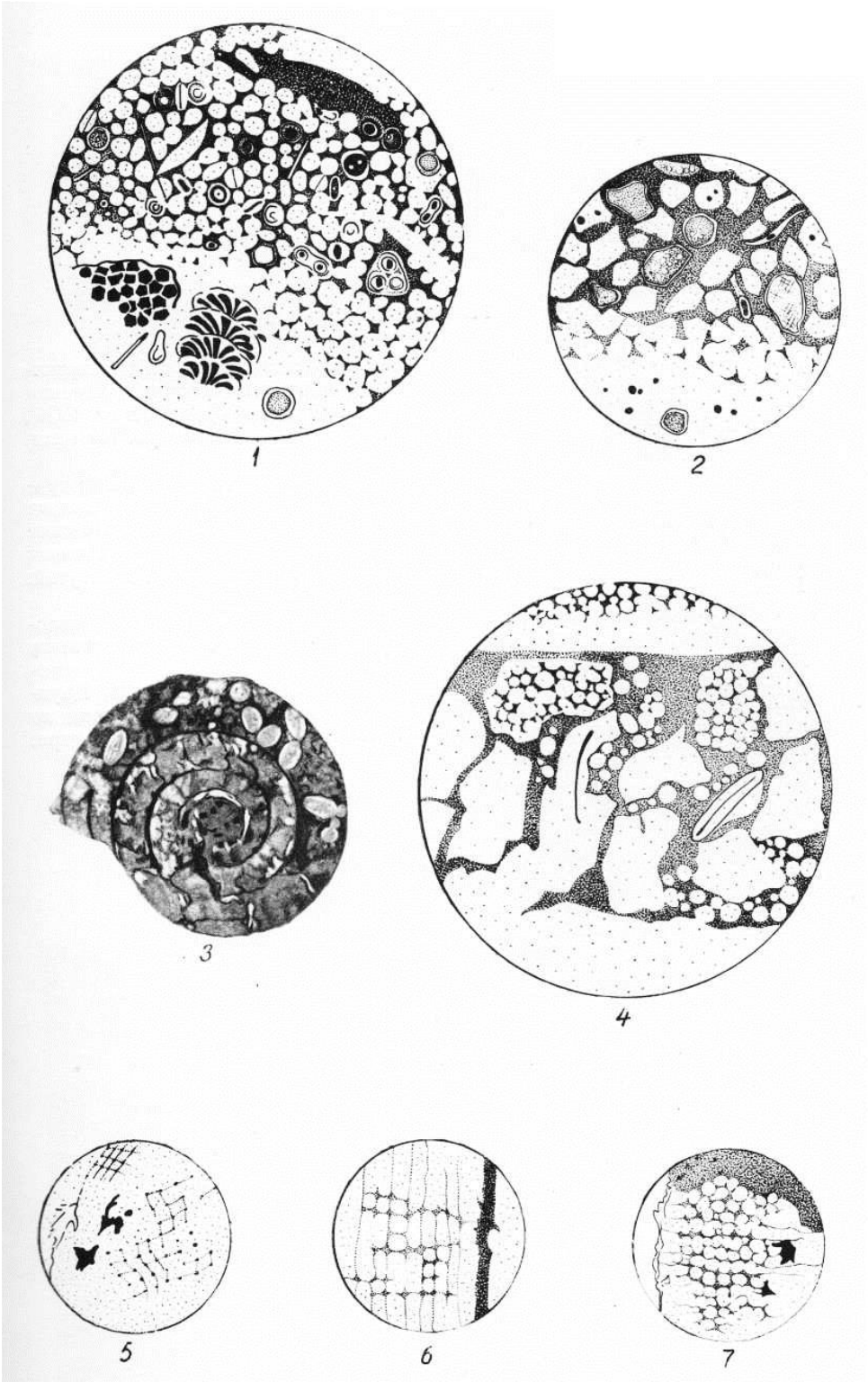


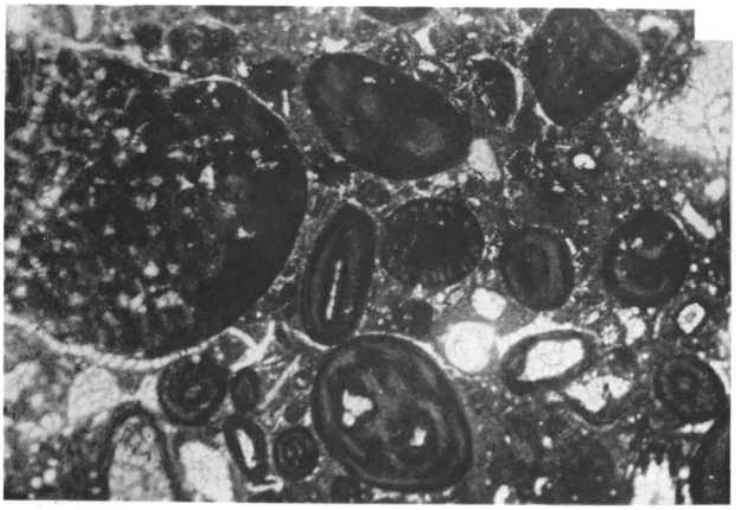
ТАБЛИЦА 124

Фиг. 1. Комковатый известняк. Комки представляют собой первичные оолиты, гранулированные вплоть до почти полного исчезновения следов концентрического строения. Нижний мел. Туркменская ССР, Северный склон хр. Копет-Даг. Шлиф. X20, без анализатора. Из колл. В. Л. Либровича

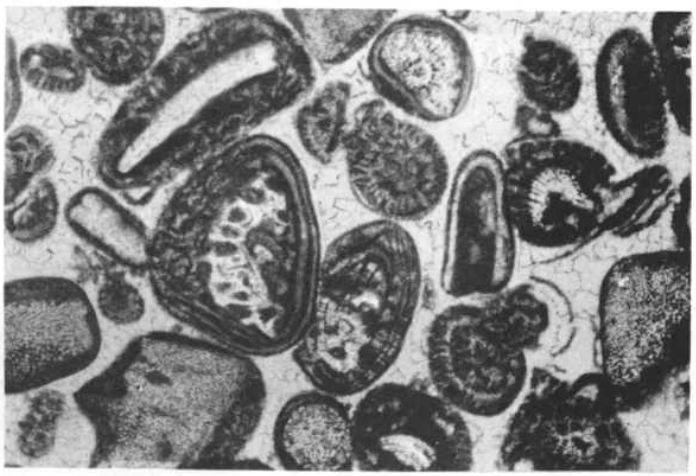
Фиг. 2. Псевдоолитовый известняк. Первичные оолиты сильно гранулированные вплоть до исчезновения концентрического строения (псевдоолиты, комки). В центре оолитов заключены органические остатки, представленные обломками мшанок и криноидей. Цемент кальцитовый, тонкозернистый. Нижний мел. Дагестан, с. Дженгутай. Шлиф. Хзо, без анализатора. Из колл. Г. И. Ершовой

Фиг. 3. Детритусово-псевдоолитовый известняк. Состоит из псевдоолитов (комков), внутри которых заключены органические остатки, представленные обломками иглокожих, мшанок, пелеципод и гастро- под. Псевдоолиты (комки) возникли путем грануляции оолитов. Крупный обломок раковины гастроподы(Р) также сильно гранулирован по периферии. Нижний мел. Копет-Даг. Шлиф. X20, без анализатора. Из колл. В. Л. Либровича

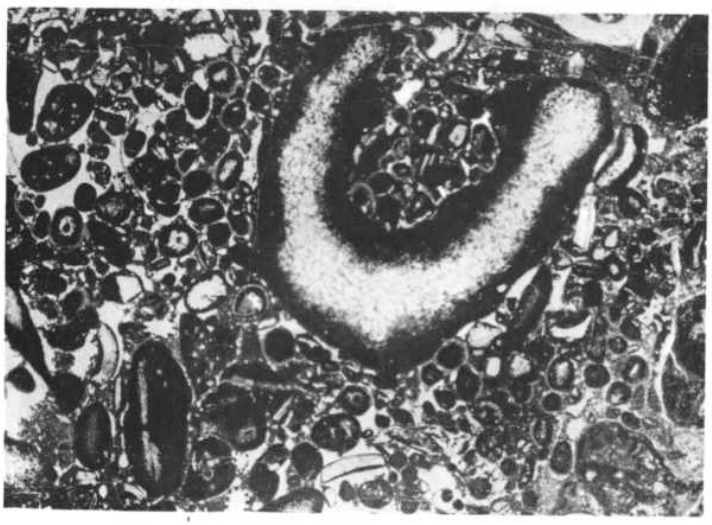
Таблица 124



1



2



3

КРИСТАЛЛИЧЕСКИ-ЗЕРНИСТЫЕ СТРУКТУРЫ ИЗВЕСТНЯКОВ

ТАБЛИЦА 125

Фиг. 1. Пелитоморфная структура. Размер зерен кальцита менее 0,01 *мм.* Верхняя пермь, казанский ярус. Среднее Поволжье, район г. Свияжска. Шлиф. Х100, без анализатора. Из колл. М. М. Толстихиной

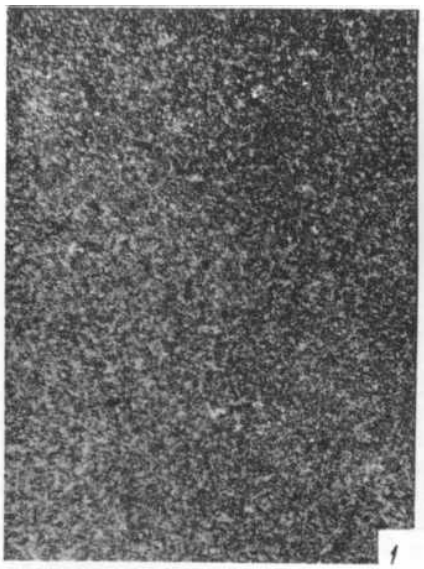
Фиг. 2. Электронномикроскопический снимок (реплика) поверхности пелитоморфного известняка. Видны кристаллы кальцита с трещинками спайности. Юра, портландский ярус. Франция. Х4600. M. d'Albissin, 1963

Фиг. 3. Мелкозернистая структура. Размеры зерен кальцита 0,01 – 0,02 *мм,* редко до 0,03–0,04 *мм.* Присутствует незначительное количество пелитоморфного кальцита. Нижний кембрий, пестроцветная свита. Восточная Сибирь, р. Лена, ниже с. Жура. Шлиф. Х46, без анализатора. Из колл. К. К. Зеленова (Архангельская и др., 1960)

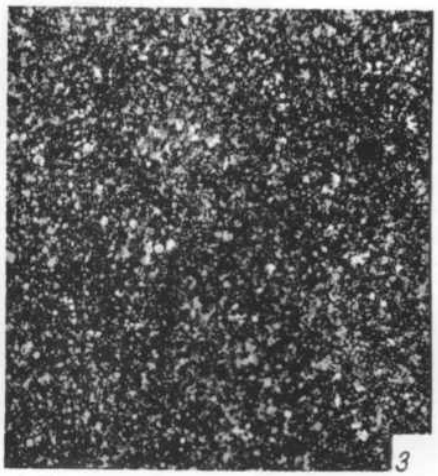
Фиг. 4. Мелкозернистая структура. Размер зерен кальцита 0,05 – 0,1 *мм.* Верхний девон. Верховье р. Печоры, близ Шежима. Шлиф. Х45, без анализатора. Из колл. А. Г. Кондиайн

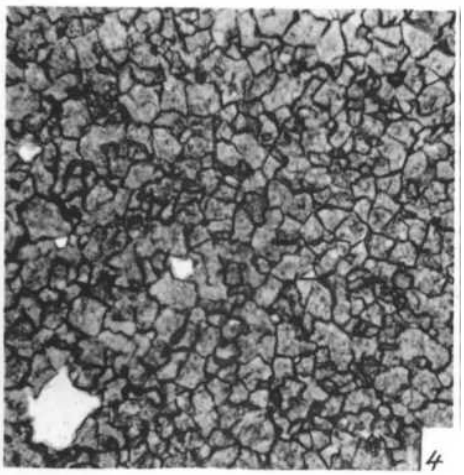
Фиг. 5. Среднезернистая структура. Размер зерен кальцита в среднем 0,2–0,5 *мм.* Средний девон, ардатовский горизонт. Волго-Уральская обл. Шлиф. Хзо, без анализатора. Из колл. М. Ф. Филипповой Фиг. 6. Крупнозернистая структура. Размер зерен кальцита в основном от 0,5 до 1 *мм.* Нижний кембрий, иниканская свита. Восточная Сибирь, р. Юдома. Шлиф. Х8, без анализатора. Из колл. Я. К. Писарчик

Таблица 125

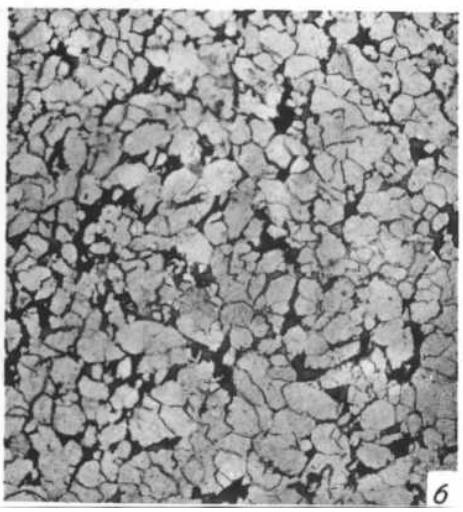

1

2


3


4

5


6

ООЛИТОВЫЕ СТРУКТУРЫ В ИЗВЕСТНЯКАХ (табл. 126-136)

ТАБЛИЦА 126

Фиг. 1. Современный крупноолитовый известняк, образованный водами горячего минерального источника. Дагестан, близ с. Берекей. Нат. вел. Из колл. В. Д. Голубятникова (ЦНИГР музей)

Фиг. 2. Концентрически-скорлуповатое сложение крупного оолита из образца, изображенного на фиг. 1. Шлиф. X12, без анализатора Фиг. 3. Известняк крупноолитовый. Структура породы обусловлена присутствием крупных оолитов от 3 до 5 *мм* в диаметре, правильной округлой формы, с плохо сохранившимися концентрами вследствие перекристаллизации пелитоморфного кальцита, первоначально слагавшего оолиты. Скрепляющая их масса представлена пелитоморфным кальцитом, значительно доломитизированным. В небольшом количестве в цементе присутствует примесь терригенного песчаного материала, представленного кварцем, глауконитом и обломками кварцита. Нижний ордовик, чуньский ярус. Восточная Сибирь, р. Подкаменная Тунгуска. Нат. вел. Из колл. О. И. Никифоровой

Фиг. 4. Известняк крупноолитовый, состоящий из слегка деформированных оолитов от 1,5 до 3 *мм* в диаметре. Нижняя пермь, кунгурский ярус. Русская платформа, Тиман. Нат. вел. Из колл. ЦНИГР музея

Таблица 126

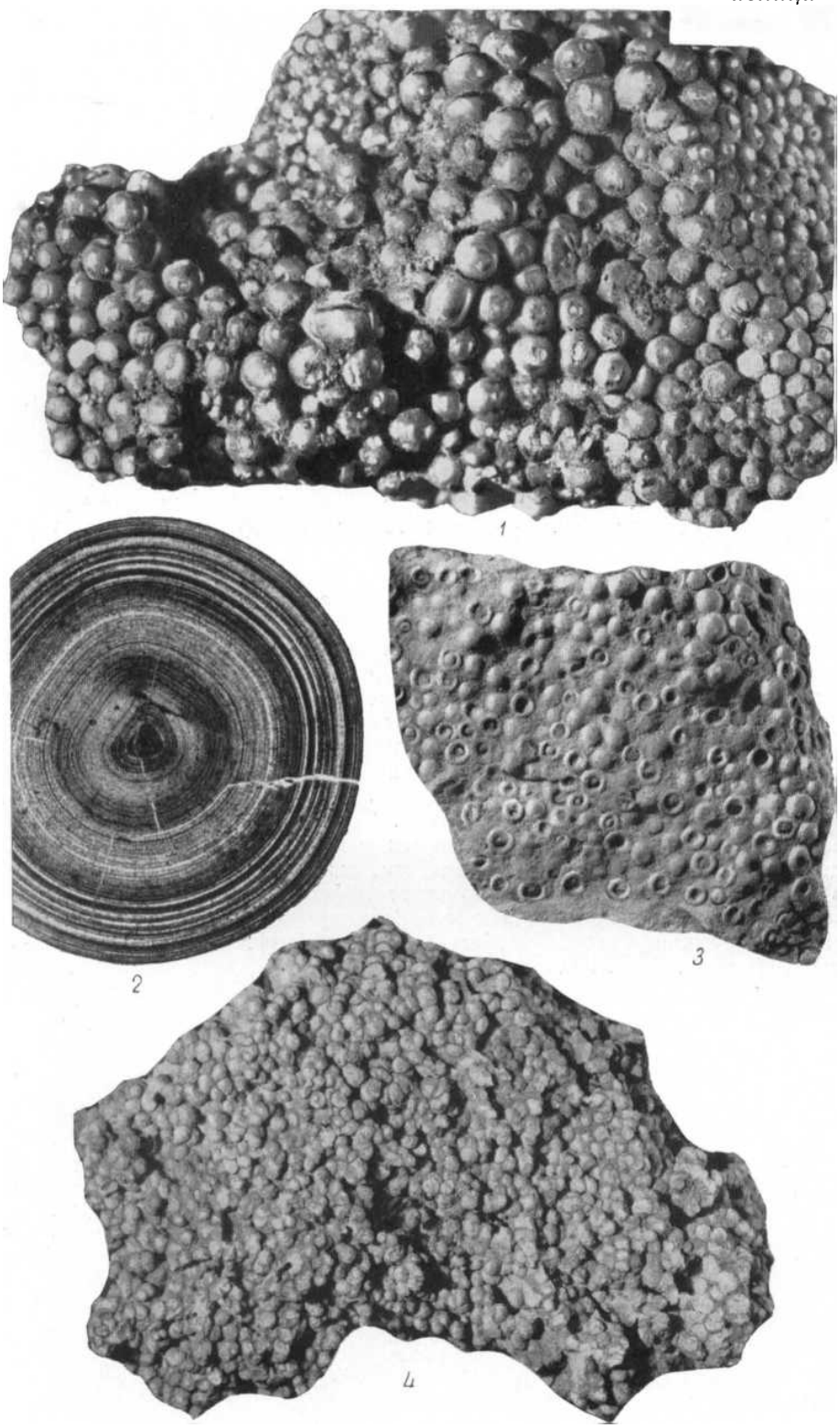


ТАБЛИЦА 127

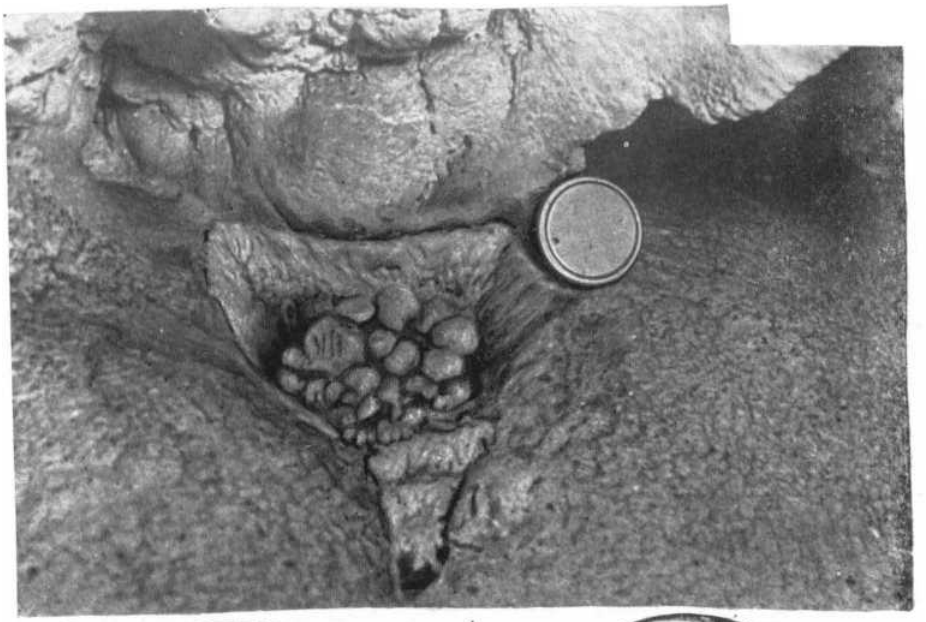
Фиг. 1. Скопление оолитов («пещерный жемчуг») в небольшой «ванночке», образовавшейся в известняке на дне карстовой пещеры. Крым, Долгоруковская яйла, пещера Ени-сала. Из колл. В. Н. Дублинского

Фиг. 2 и 3. Характерное концентрически-скорлуповатое строение оолитов («пещерного жемчуга»). Поперечный разрез, пришлифованная поверхность. Фиг. 2 – Крым, Ставрикайская пещера на Ялтинской яйле, 1,5 нат. вел.; фиг. 3 – Крым, шахта Крубера на Караби-яйле, 1/5 нат вел. Из колл. В. Н. Дублинского

Фиг. 4. Разноолитовая структура в оолитовом известняке, обусловленная одновременным присутствием в породе крупных и мелких оолитов. Сложные оолиты, размером от 5 до 8 *мм* в поперечнике, состоят из нескольких оолитов, сцементированных микрозернистым кальцитом и окруженных единой оболочкой концентрическн-зонального строения. Возможно, эти оболочки органогенного происхождения (обволакивающие водоросли). Оолиты сцементированы микро- и тонкозернистым кальцитом. Верхний протерозой, ченчинская свита. Восточная Сибирь, р. Чая. Шлиф. X20, без анализатора. Из колл. В. К. Головенка

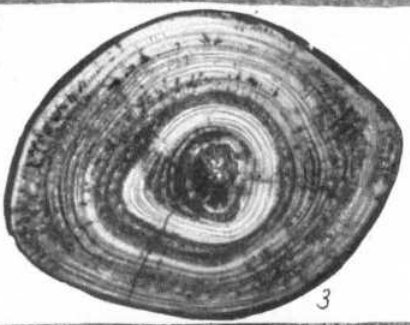
Фиг. 5. Мелкоолитовая структура. Оолитовый известняк. Порода состоит из оолитов сферической формы, с хорошо сохранившимся концентрическим строением. Наблюдается вдавленность одних оолитов в другие (инкорпорационная структура). Цемент кальцитовый, разнозернистый, типа выполнения пор. Верхний протерозой, ченчинская свита. Восточная Сибирь, р. Малый Патом. Шлиф. X50, без анализатора. Из колл. В. К. Головенка

Таблица 127

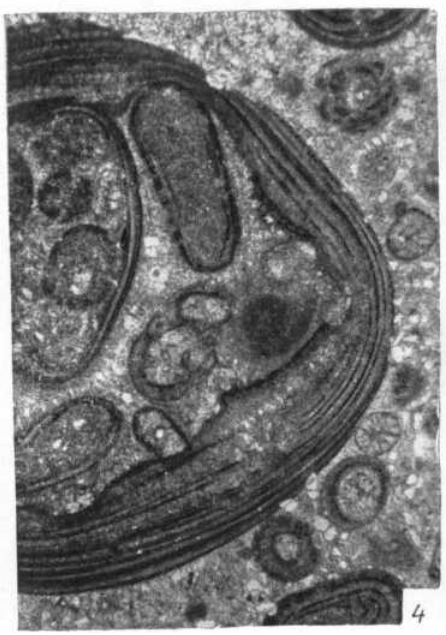


1

2



3



4

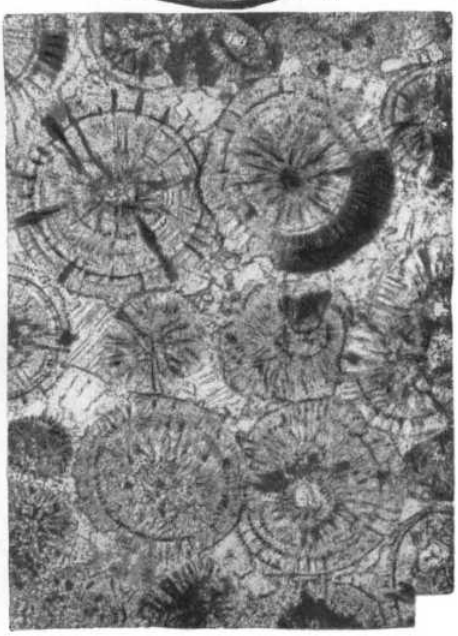


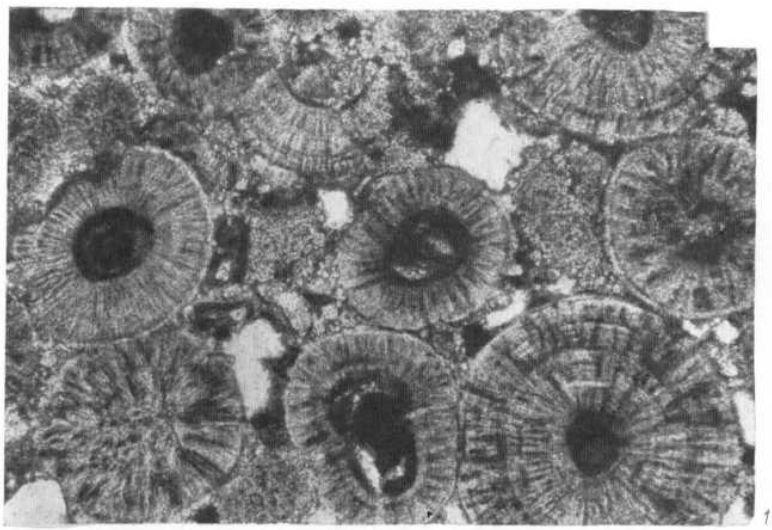
ТАБЛИЦА 128

Фиг. 1. Крупноолитовый известняк с пористой текстурой. Для структуры породы характерно обилие крупных (от 0,5 до 1 *мм)* кальцитовых оолитов округлой, реже овальной формы, с радиально-лучистым и концентрическим строением. В центре каждого оолита наблюдается раковина милиолид. Цемента мало и представлен он микро- и тонкозернистым кальцитом. Большая часть пор не заполнена кальцитом, что и обусловливает пористую текстуру породы. Эоцен, туркестанский ярус. Северная Фергана. Шлиф. Х40, без анализатора. Из колл. А. И. Осиповой (Геккер и др., 1962, кн. 1)

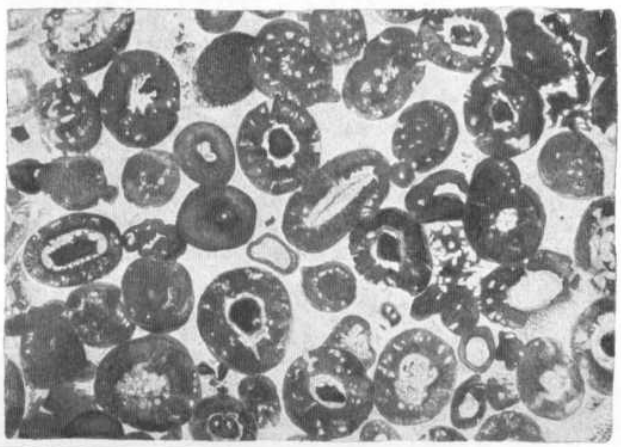
Фиг. 2. Оолитовый известняк. Оолиты состоят из ктипеита. Цемент (белое)– кальцит. Третичные осадки, спаниодонтовая свита. Грузинская ССР, г. Чиатура. Шлиф. Х30, без анализатора. А. Г. Бетехтин, 1958

Фиг. 3. Крупноолитовый известняк. Структура породы обусловлена присутствием многочисленных крупных оолитов удлиненной и округлой формы концентрического строения. В центре оолитов заключены обломки органических остатков и пелитоморфных, местами перекристаллизованных известняков. Наблюдается вдавленность одних оолитов в другие (структуры растворения) и гранулированные оолиты. Цемент выполнения пор представлен тонкозернистым кальцитом. Наблюдается незначительная примесь кварцевых песчаных зерен. Верхний девон, фамен, лебедянская толща. Тульская обл., окрестности г. Ефремова. Шлиф. Х20, без анализатора. Из колл. В. Г. Махлаева

Таблица 128



1



2

3

ТАБЛИЦА 129

Фиг. 1. Известняк оолитовый с примесью детрита. Ядрами некоторых оолитов являются обломки скелета иглокожих и мшанок. Цемент кальцитовый разнозернистый. Нижний мел, нижний баррем. Дагестанская АССР, р. Уллучай. Шлиф. Х40, без анализатора. Из колл. Г. И. Ершовой

Фиг. 2. Оолитовый известняк. В центре крупный оолито-сферолит, который по ряду радиальных трещин подвергся грануляции (темные зоны). По В. И. Маслову (1955), подобные темные радиальные зоны являются следами сверления водорослей. Нижний мел. Туркменская ССР, северный склон хр. Копет-Даг. Шлиф. Х20, без анализатора. Из колл. В. Л. Либровича

Фиг. 3. Оолитовый доломитизированный известняк. В центре один оолит содержит обломки зерен доломита, образовавшихся в стадию, предшествующую оолитообразованию. Видны «хвостатые оолиты» – результат растворения породы по стилолитовому шву. Палеозой. Узбекская ССР. Шлиф. Хзо, без анализатора. Из колл. М. И. Слюсаревой

Фиг. 4. Крупноолитовый известняк. Оолиты большей частью гранулированы и залечены. Иногда вдавлены друг в друга (структуры растворения). Цемент – кальцитовый, перекристаллизованный, разнозернистый, с реликтами темно-серого пелитоморфного кальцита. Карбон. Средняя Азия. Шлиф. Х15, без анализатора. Из колл. М. Н. Слюсаревой.

Фиг. 5. Оолитовый известняк. Радиально-лучистая и концентрическая структуры оолитов. Видна зависимость формы оолитов от формы и размеров ядра. Цемент кальцитовый. Нижний кембрий, журинский подъярус. Восточная Сибирь, р. Лена, ниже г. Олёкминска. Шлиф. Х46, без анализатора. Из колл. К. К. Зеленова (Архангельская и др., 1960)

Таблица 129

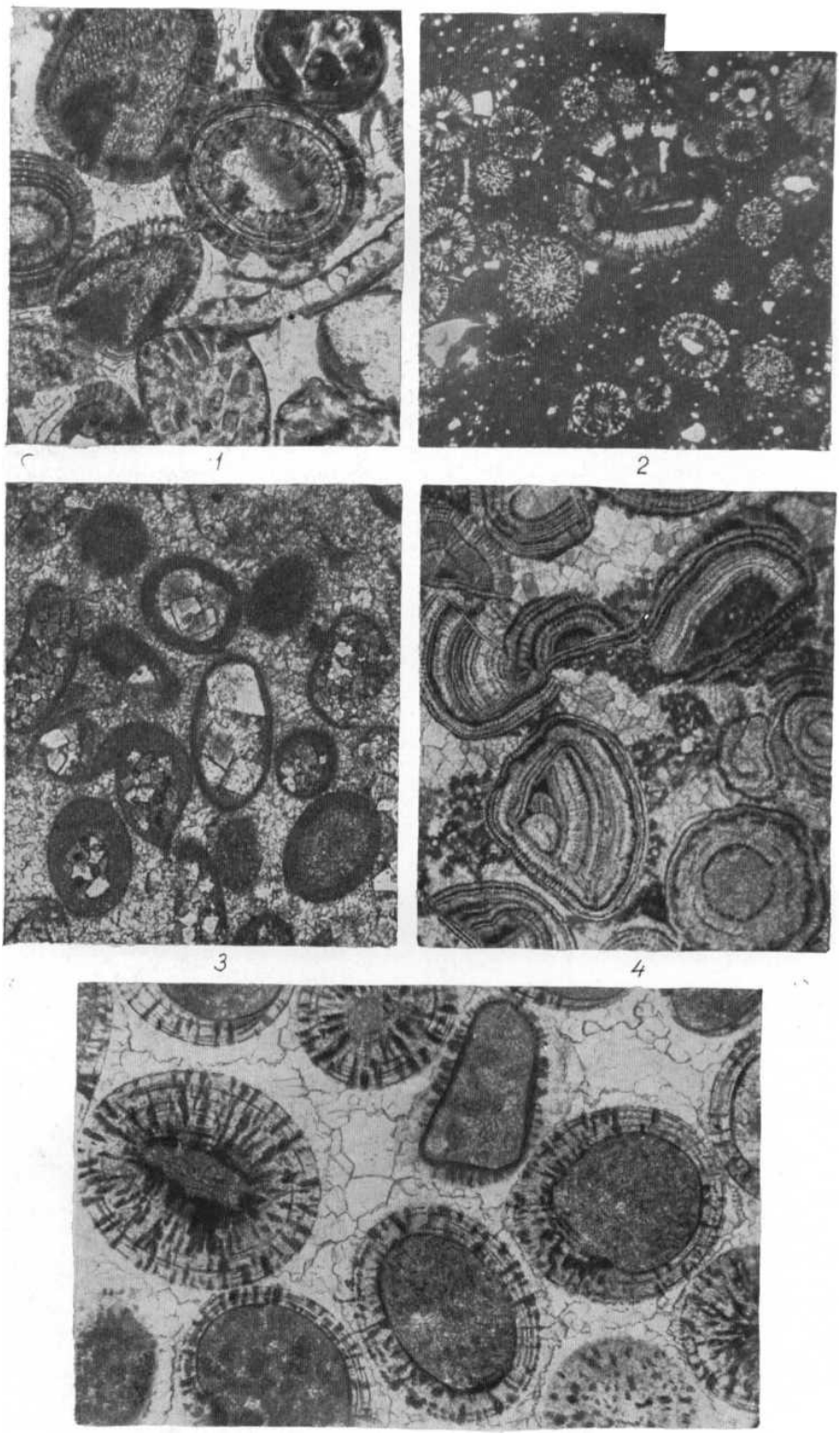
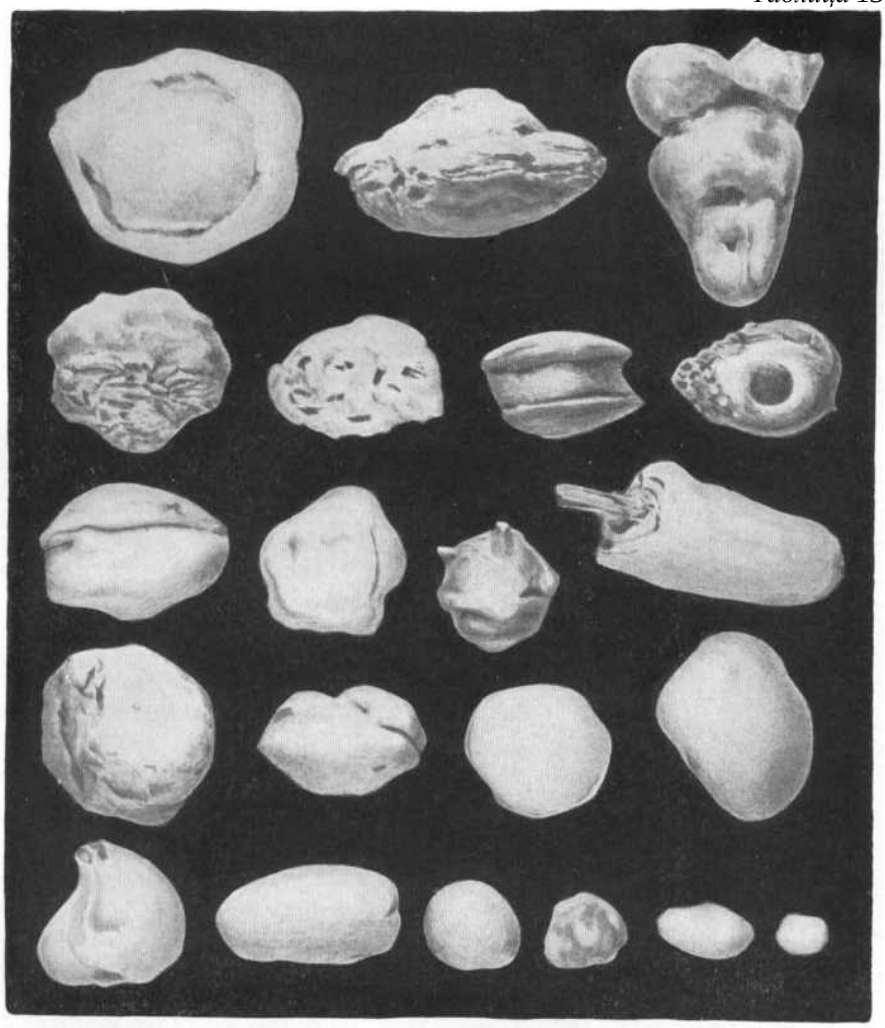


ТАБЛИЦА 130

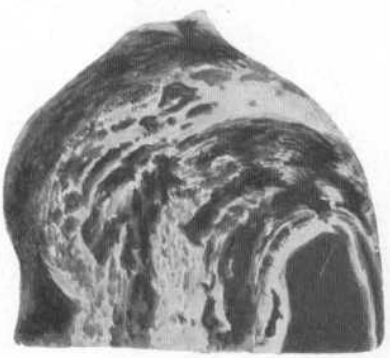
Фиг. 1. Различные формы кальцитовых оолитов. Современные отложения. Узбекская ССР, рудник Шор-су. 3/4 нат. вел. Н. С. Скиба, Н. П. Юшкин, 1961

Фиг. 2 и 3. Различные генетические типы кальцитовых оолитов. Фиг. 2 – оолит, росший неподвижно, отличается асимметричным строением; фиг. 3 – оолит, образованный путем вращения при падении капель воды в лунку на дне рудника, имеет более симметричное строение. Современные отложения. Узбекская ССР, рудник Шор-су. Х2. Н. С. Скиба, Н. П. Юшкин, 1961

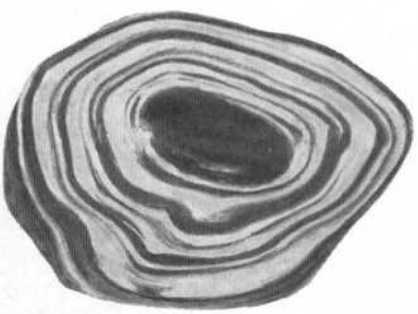
Таблица 130



1



2



3

ТАБЛИЦА 131

Фиг. 1. Оолитовый известняк. Оболочки оолитов и сферолитовая центральная часть состоят из арагонита. Цемент – мелкозернистый кальцит. зона между центральной сферолитовой частью и оболочкой оолита сложена пелитоморфным кальцитом. Четвертичный – современный эолианит. Остров Пуэрто-Рико. Шлиф. X480, без анализатора. С.Кауе, 1959

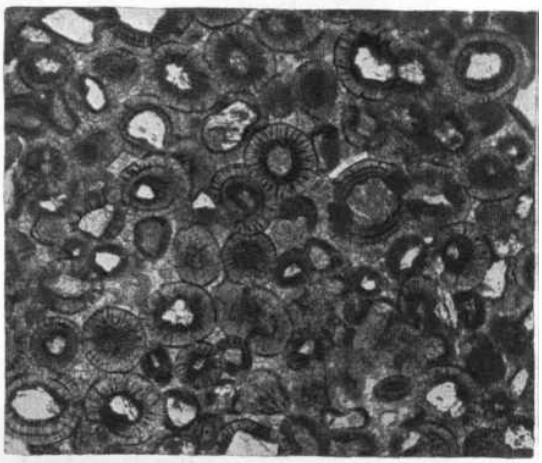
Фиг. 2. Оолитовый известняк. Каждый оолит покрыт оболочкой радиально-лучистого крустификационного кальцита. Средний ордовик, мангазейская свита. Восточная Сибирь, Туруханский р-н, р. Летняя. Шлиф. X55, без анализатора. Из колл. А. А. Высоцкого

Фиг. 3. Оолитовый известняк. Структура породы обусловлена присутствием многочисленных оолитов от 0,зо до 0,50 *мм,* редко до 0,70 *мм* в диаметре, с хорошо сохранившимся концентрическим радиально-лучистым строением. Ядра оолитов представлены обломками горных пород (главным образом кварцитами, иногда слюдистыми, реже обломками микрозернистых известняков) и зернами кварца. Цемент соприкосновения и выполнения пор представлен разнозернистым кальцитом. Средний карбон. Казахская ССР, Центральные Кызылкумы. Шлиф. X20, без анализатора. Из колл. З. С. Румянцевой Фиг. 4. Крупный кальцитовый оолит с глауконитом (светло-серое) и ромбоэдрами доломита в центре. Нижний ордовик. Иркутский амфитеатр, р. Лена. Шлиф. X46, без анализатора. Из колл. В. Н. Доминиковского и В. Л. Либровича

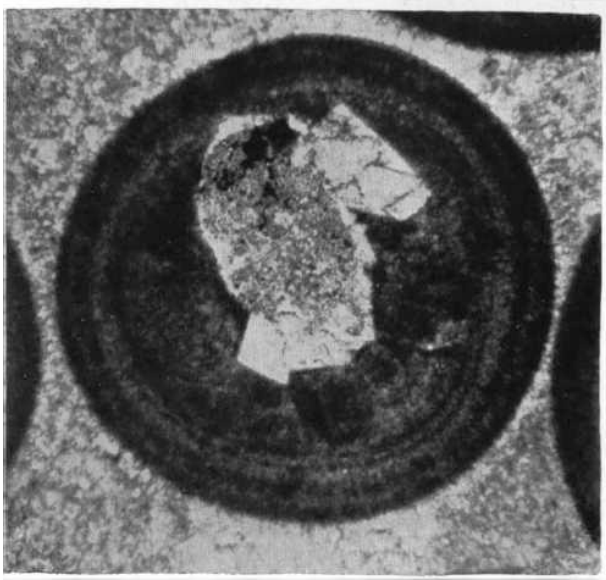
Таблица 131

1

2



3



4

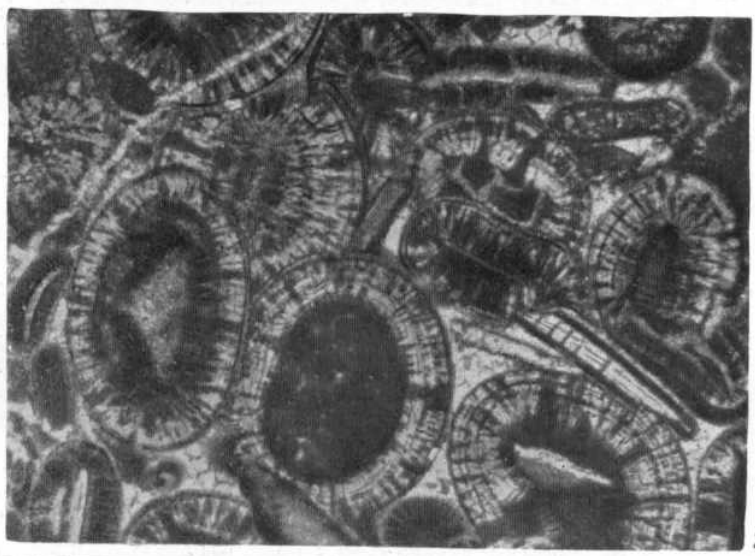
ТАБЛИЦА 132

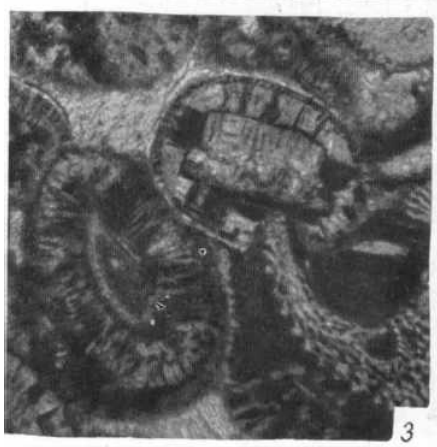
Фиг. 1. Оолиты от 0,25 до 0,5 *мм* в диаметре, выделенные из оолитового известняка. Видны ямки от вдавливания оолитов друг в друга. Плиоцен, заунгузская свита. Туркменская ССР, Каракумы. Х20. Из колл. А. И. Животовской

Фиг. 2. Оолитовый известняк с вторичными (диагенетическими) оолитами. Видно нарастание оолитов одних на другие, а также на детрит пелеципод и иглокожих. Нижний мел. Туркменская ССР, хребет Копет-Даг. Шлиф. Х45, без анализатора. Из колл. В. Л. Либровича Фиг. 3 и 4. Участки того же шлифа. Видно «внедрение» обломков скелета иглокожих и «копролитов» в оолиты. Шлиф. Х80, без анализатора

Таблица 132

1


2


3

4

ТАБЛИЦА 133

Фиг. 1. Неполные и полные кальцитовые оолиты, образовавшиеся в полостях кальцитизированной костной ткани рыб. Пример образования вторичных (диагенетических) карбонатных оолитов. Девон. Сибирская платформа. Нижнее течение р. Енисея. Шлиф. X45, с анализатором. Из колл. В. Л. Либровича

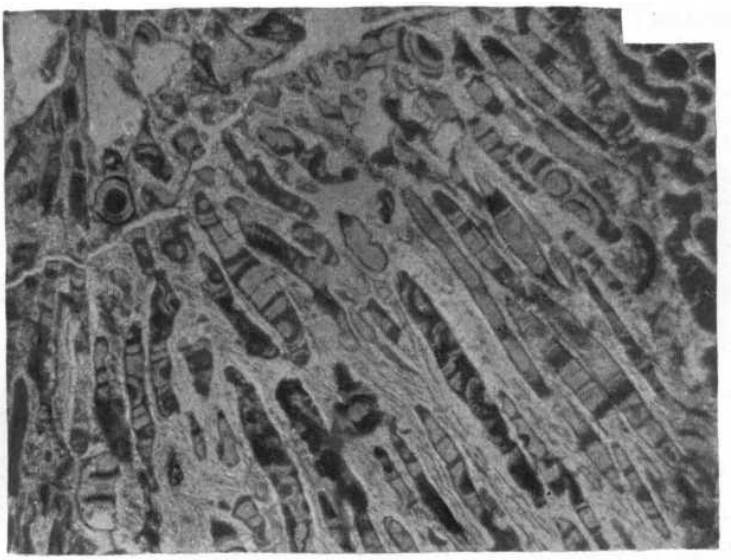
Фиг. 2. Оолитовый известняк зернистой структуры. Внутренняя часть зерен представлена оолитами, обрастающими с поверхности бесцветным кальцитом (белое) сферолитовой структуры. Тонкие черные полоски – линии разграничения между зернами. Юра. Восточный склон Урала, Ирбитский р-н. Шлиф. X20, без анализатора. Л. А. Умова, 1955

Фиг. 3. Деформированный сферолит, образовавшийся из оолита путем перекристаллизации под влиянием тектонического давления. Процессы перекристаллизации захватили не только оолит, но и прилегающие участки породы, в которые проникают сферолитовые «лучи». Кембро-ордовик. Северная Америка, Мэриленд. Зарисовка шлифа по фото. E. Cloos, 1947

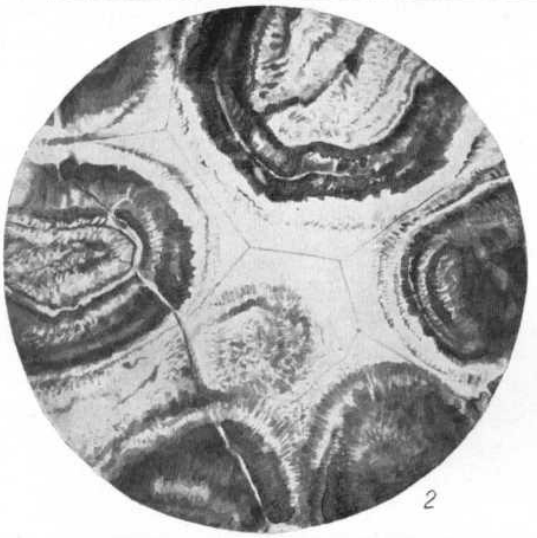
Фиг. 4. Оолитовый известняк, состоящий из интенсивно деформированных в результате тектонических процессов гранулированных оолитов, разделенных стилолитовыми швами. Триас–юра. Хабаровский край, Бикинский р-н, к югу от разъезда Снарского. Шлиф. Хзо, без анализатора. Из колл. Н. С. Забалуевой

Фиг. 5. Известняк с недеформированными обломочными зернами известняка (вверху) и деформированными в результате тектонического давления оолитами (внизу). Пример дифференцированного воздействия тектонического давления на разные по составу, крепости и плотности карбонатные образования. Ордовик. Северная Америка. Мэриленд. Шлиф. Хзо, без анализатора. E. Cloos, 1947

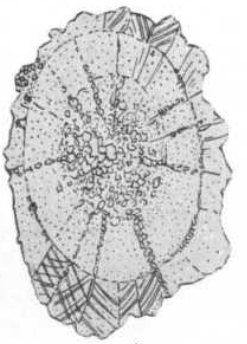
Таблица133



1

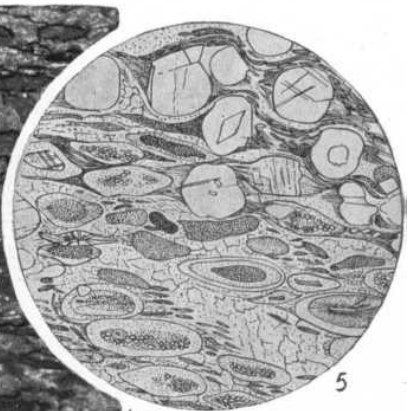


2



3

4



5

ТАБЛИЦА 134

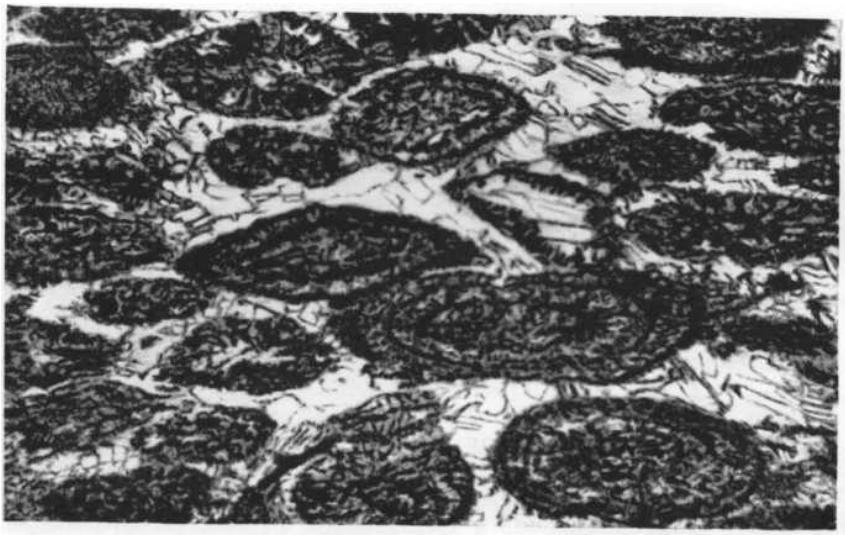
Фиг. 1. Сильно деформированные оолиты в известняке. Ордовик. Северная Америка, Мэриленд. Шлиф. Хзо, без анализатора. E. Cloos, 1947

Фиг. 2. Интенсивно деформированный карбонатный сферолит. Ордовик. Северная Америка, Мэриленд. Зарисовка шлифа по фото. E. Cloos, 1947

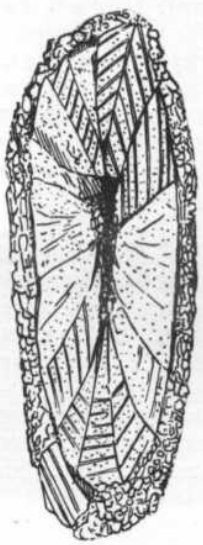
Фиг. 3. Известняк с интенсивно деформированными в результате тектонического давления «хвостатыми» оолитами. Ордовик. Северная Америка, Мэриленд. Х20, без анализатора. Зарисовка шлифа по фото. E. Cloos, 1947

Фиг. 4. Разросшиеся в результате кристаллизации под давлением и соединяющиеся по стилолитовым швам сферолиты в известняке. Слева, внизу, известняк, поверхность напластования которого сильно деформирована. Ордовик, Северная Америка, Мэриленд. Шлиф. Х20, без анализатора. E. Cloos, 1947

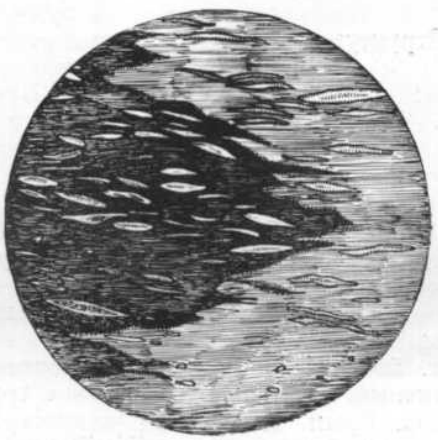
Таблица 134



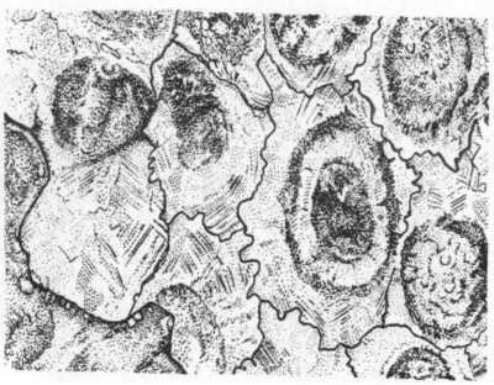
1



2



3



4

ТАБЛИЦА 135

Фиг. 1. Известняк оолитовый с раковинами гастропод и форами- нифер. Для структуры характерно одновременное присутствие в породе оолитов и органических скелетных остатков (гастропод и фораминифер). Неоген, сармат. Украинская ССР, р. Днепр, близ г. Борислава. Х2. Из колл. Н. А. Соколова (ЦНИГР музей)

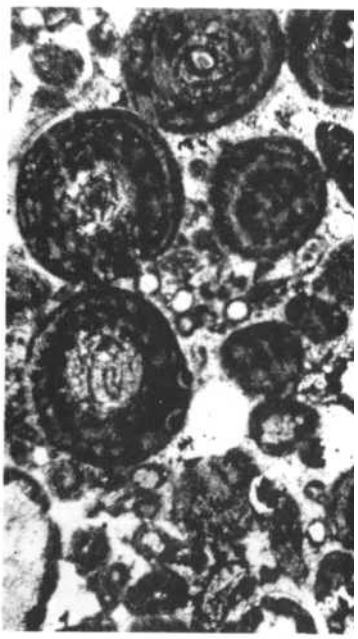
Фиг. 2. Шлиф оолитового известняка, изображенного на фиг. 1. Видны оолиты эллипсоидальной и сферической формы. В центре оолитов содержатся песчинки кварца, обломочки известняка либо раковинки фораминифер (последние наблюдаются и в цементе). Цемент представлен тонкозернистым кальцитом. Шлиф. Хзо, без анализатора Фиг. 3. Известняк оолитовый с органическими скелетными остатками. Структура обусловлена одновременным присутствием в породе наряду с многочисленными оолитами обломков полипняка (*Calomophyllia* aff. *radiata* E d w. et Heim.). Верхняя юра, кременецкая свита. Украинская ССР, Донецкий каменноугольный бассейн, с. Тарапеевка. Нат. вел. Из колл. Л. Ф. Лунгерсгаузена (ЦНИГР музей)

Фиг. 4. Шлиф оолитового известняка, изображенного на фиг. 3. Порода сложена оолитами размером от 0,1–0,2 до 0,5–1,0 *мм* в диаметре. В центральной части мелких оолитов заключены обломки мик- розернистого известняка, а в центре крупных – обломки иглокожих и пелитоморфного известняка. Нередко в мелких оолитах центральная часть ничем не заполнена. Цемент кальцитовый. Шлиф. Х25, без анализатора

Фиг. 5. Смешанная обломочно-органогенно-оолитовая структура. Четвертичный оолитовый известняк с гравием и мелкими раковинами пелеципод. Крым, Керченский полуостров, Узунларское озеро. Нат. вел. Из колл. Г. Ф. Вебер (ЦНИГР музей)

1

3



4

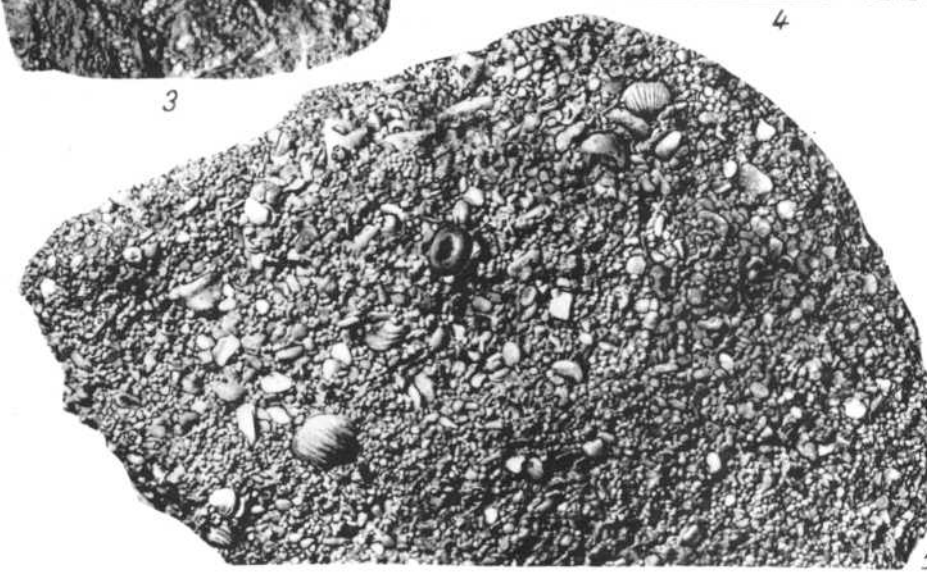


ТАБЛИЦА 136

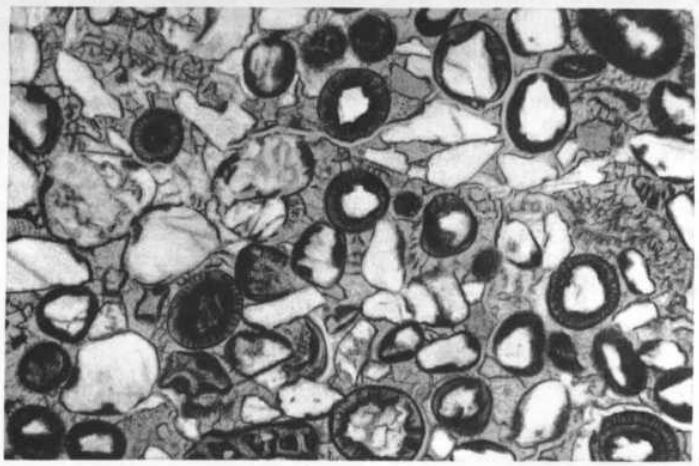
Фиг. 1. Органогенно-оолитовая структура. Оолитовый известняк с обломками трилобитов. Для структуры характерно присутствие в породе одновременно с многочисленными оолитами обломков трилобитов. Нижний ордовик, чуньский ярус. Сибирь, бассейн р. Подкаменной Тунгуски, правый берег р. Тычаны, ниже устья р. Сунгтапчу. Нат. вел. Из колл. О. И. Никифоровой

Фиг. 2. Оолитовый песчанистый известняк. Порода состоит из мелких оолитов (0,1–0,3 *мм)*. В ядрах оолитов содержатся песчинки кварца, реже полевого шпата, обломки кремнистых пород, микрокварцитов и микрозернистого известняка. В породе присутствует небольшая примесь терригенного материала, редкие обломки органических остатков (мшанок). Цемент базальный, кальцитовый, тонкозернистый. Нижний мел, верхний баррем. Северный Кавказ, район Минеральных Вод. Шлиф. X40, без анализатора. Из колл. В. Д. Голубятникова

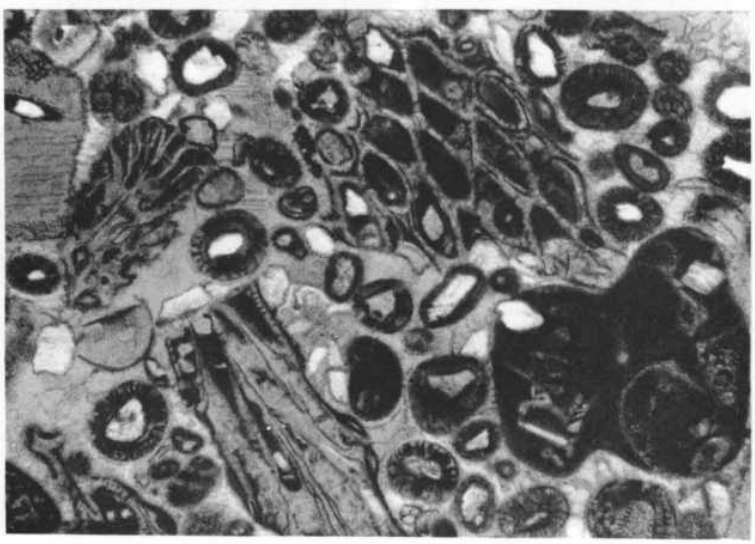
Фиг. 3. Псаммоорганогенно-оолитовая структура. Известняк песчанистый, органогенно-оолитовый. Главную часть породы составляют оолиты размером от 0,15 до 0,60 *мм*. В ядрах оолитов содержатся песчинки кварца, полевого шпата и обломки пород. Присутствует примесь терригенного материала того же состава, что и в ядрах оолитов, а также окатанные обломки детрита (мшанок, иглокожих, пластинчатожаберных). Цемент – перекристаллизованный тонкозернистый кальцит. Нижний мел, нижний баррем. Дагестан, р. Андийское Койсу, близ с. Чирката. Шлиф. X25, без анализатора. Из колл. Г. И. Ершовой

Таблица 136

1



2



3

СФЕРОЛИТОВЫЕ СТРУКТУРЫ В ИЗВЕСТНЯКАХ

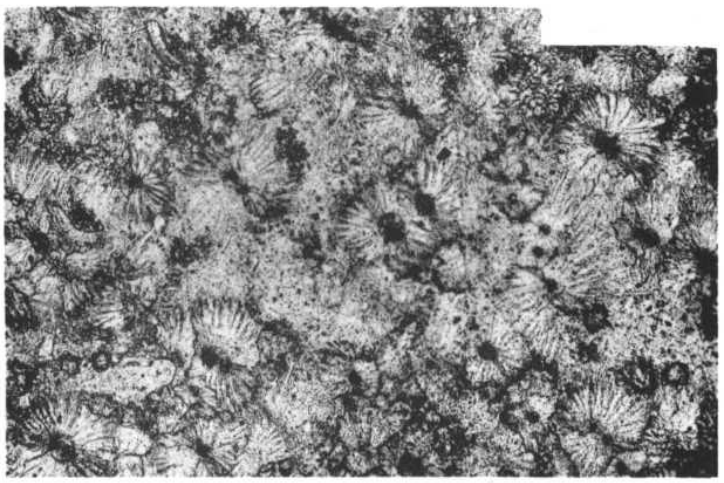
ТАБЛИЦА 137

Фиг. 1. Известняк сферолитовый. Для структуры характерно обилие в породе сферолитов, сложенных кальцитом. Центральная часть сферолитов состоит из тонкозернистого карбоната. Помимо хорошо образо ванных сферолитов, в шлифе наблюдаются как бы недоразвитые сферолиты в виде отдельных радиально-лучистых пучков тонковолокнистого кальцита. Нижний мел, нижний – средний альб. Юго-Восточный Кавказ, район г. Советабада. Шлиф. Х52, без анализатора. Э. А. Даидбекова, 1959

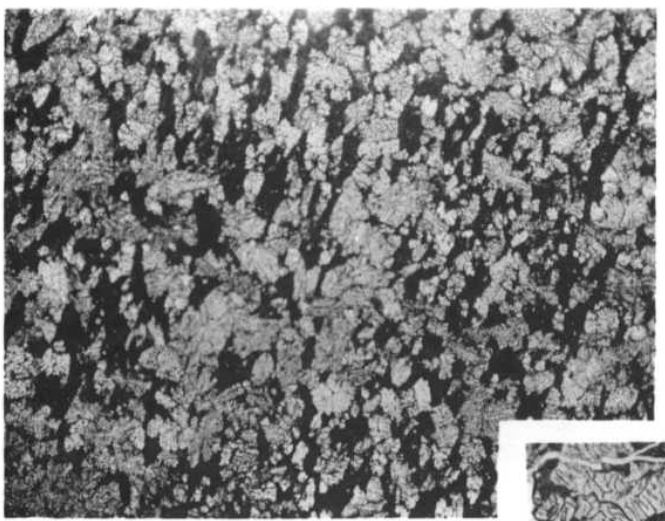
Фиг. 2 и 3. Фиг. 2 – известняк сферолитовый, сильноглинистый. Недоразвитые сферолиты (светло-серое) заключены в глинистой массе (темное). По М. Ф. Филипповой – известняк с «нарушенной кристаллизацией». Верхний девон, сергеевско-шугуровские слои. Татарская АССР, район г. Нурлат. Фиг. 2 – шлиф, Х20, без анализатора; фиг. 3 – шлиф, Х 150, без анализатора. Из колл. М. Ф. Филипповой

Фиг. 4. Известняк сферолитовый с включениями пирита. Верхний мел, турон. Западная Сибирь, пос. Новый Васюган, на р. Васюган (приток р. Оби). Шлиф. Х50, с анализатором. Из колл. Е. Т. Сорокиной

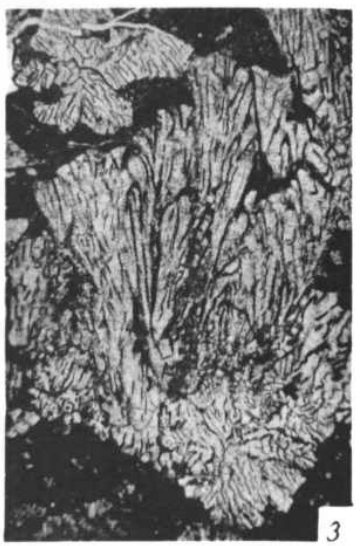
Таблица 137



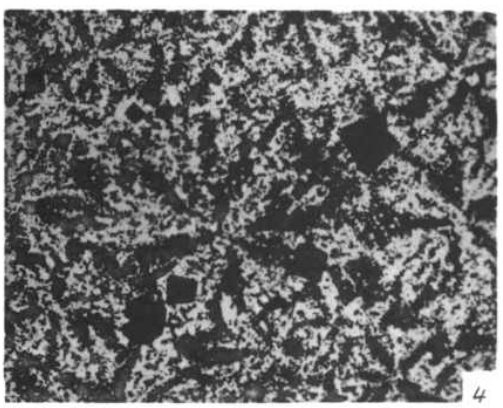
1



2



3



4

ИНКРУСТАЦИОННЫЕ И НАТЕЧНЫЕ (ТУФОВЫЕ) СТРУКТУРЫ В ИЗВЕСТНЯКАХ (табл. 138–145)

ТАБЛИЦА 138

Фиг. 1. Обломок инкрустации, состоящей из радиально-лучистого кальцита, образовавшейся в полости кавернозного доломитизирован- ного известняка. Верхний карбон. Среднее Поволжье, Самарская Лука, 1/2 нат. вел. М. Э. Ноинский, 1913

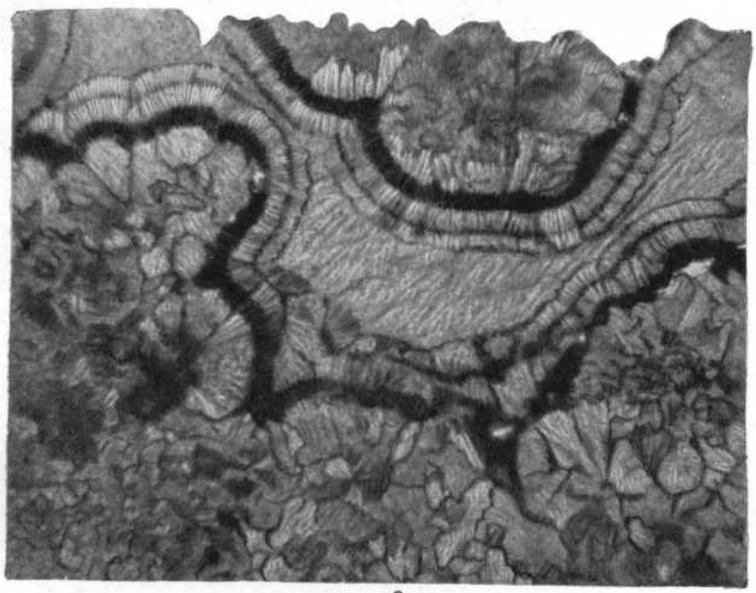
Фиг. 2. Известняк, участками сферолитовый, с кальцитовой инкрустацией. Кембрий. Восточная Сибирь, р. Курейка. Шлиф. Х40, без анализатора. Из колл. В. И. Драгунова

Фиг. 3. Инкрустационный известняк с биоморфным мшанковым остовом. Верхний карбон. Башкирская АССР, гора Воскресенка. Шлиф. Х10, без анализатора. Г. И. Теодорович, 1950

Фиг. 4. Корочка из шестоватого кальцита на корродированной поверхности пласта известняка. Корочка перекрыта следующим слоем известняка. Ордовик. Эстонская ССР. Х4. К. Orviku, 1940

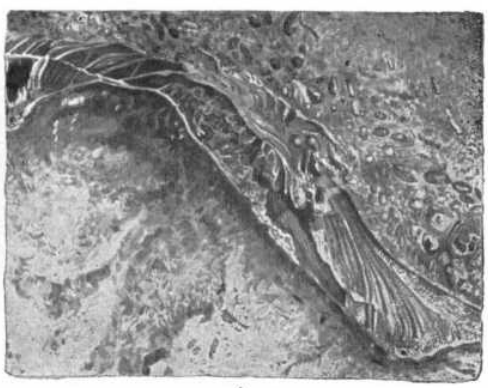
Таблица 138

1



2

3



4

ТАБЛИЦА 139

Фиг. 1. Инкрустационный известняк с детритусово-биоморфным остовом. Темный участок внизу рисунка – микрозернистый $CaCO_3$, отложившийся вместе с органогенными остатками в первую очередь. Затем отложилась мощная зональная известковая инкрустация. После некоторого перерыва оставшиеся пустоты были заполнены микрозернистым $CaCO_3$, подвергшимся затем частичной доломитизации. Верхний карбон. Башкирия, гора Воскресенка. Шлиф. X10, без анализатора. Г. И. Теодорович, 1950

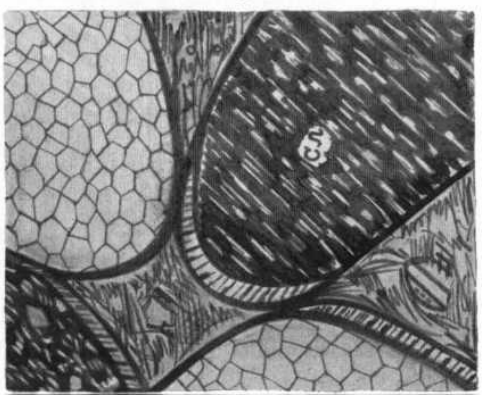
Фиг. 2. Инкрустационный известняк с биоморфным мшанковым остовом. В нем содержатся небольшие участки более чистого $CaCO_3$ (белое), выделившегося после инкрустационного $CaCO_3$. Верхний карбон. Башкирия, гора Воскресенка. Шлиф. X10, без анализатора. Г. И. Теодорович, 1950

Фиг. 3. Известняковый гравелит, в котором инкрустации в виде корочек кальцита покрывают гравийные зерна. Юра, бат–келловей. Якутская АССР, р. Догдо (приток р. Яны). Шлиф. X15, без анализатора. В. З. Блистаковский, Ю. А. Леин, 1962

Таблица 139

1.

2



3

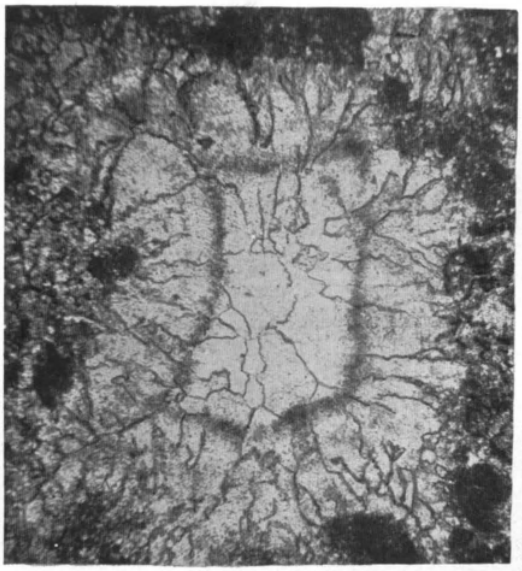
ТАБЛИЦА 140

Фиг. 1. Кальцитовая инкрустация в мелкозернистом известняке. Инкрустационный кальцит первоначально, вероятно, имел сферолитовое или шестоватое строение. Впоследствии он был перекристаллизован – различной формы новообразованные кристаллы в разных направлениях пересекают реликтовые каемки первоначальных инкрустационных образований. Средний кембрий, майский ярус. Восточная Сибирь, северная часть Вилюйской синеклизы, район р. Мархи. Шлиф. Х30, без анализатора. Из колл. Я. К. Писарчик

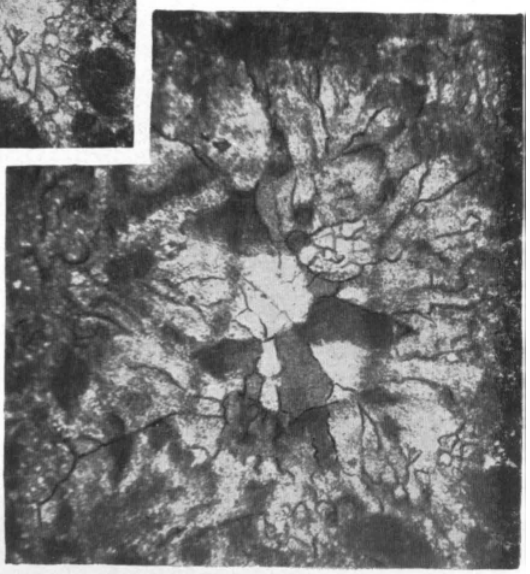
Фиг. 2. То же, что и на фиг. 1, с анализатором

Фиг. 3. Известняк доломитизированный обломочно-комковатый. Некоторые комки покрыты перекристаллизованными инкрустационными корочками кальцита. Нижний кембрий, нижняя подсвита литвинцевской свиты. Восточная Сибирь, район Каймоново. Шлиф. Х30, с анализатором. Из колл. Я. К. Писарчик

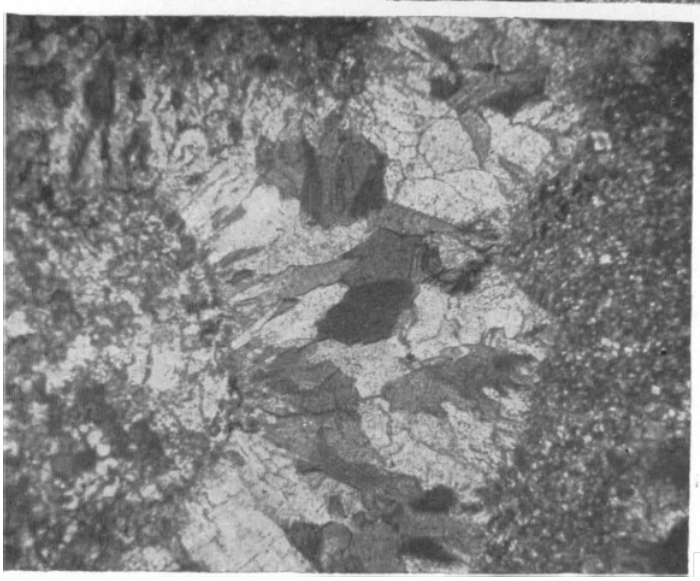
Таблица 140



1



2



3

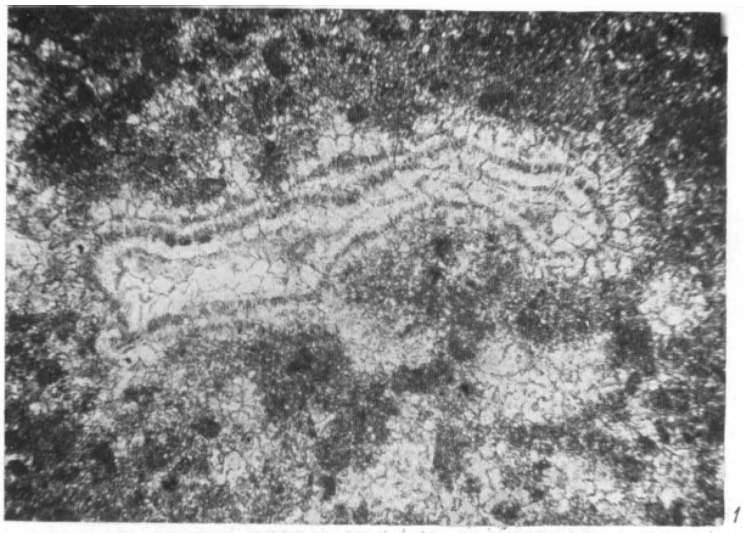
ТАБЛИЦА 141

Фиг. 1. Кальцитовая инкрустация (вероятно, частично перекристаллизованная) в мелкозернистом сгустковом известняке. Средний кембрий, майский ярус. Восточная Сибирь, северо-восточная часть Вилюйской впадины, р. Мархa. Шлиф. X30, без анализатора. Из колл. Я. К. Писарчик

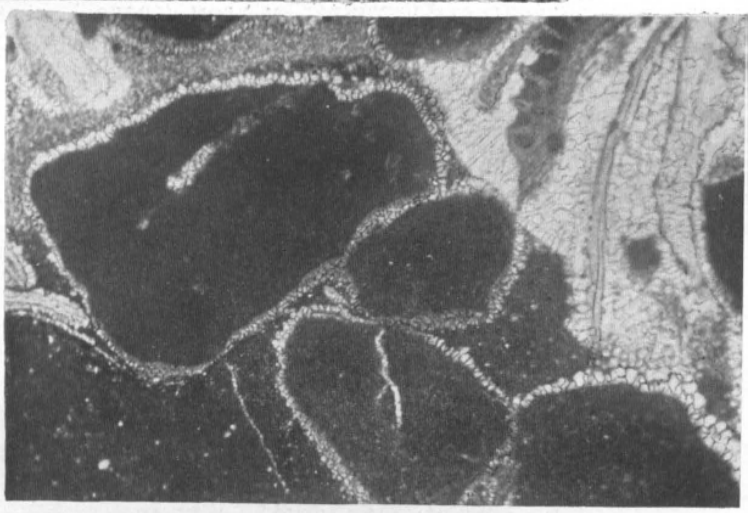
Фиг. 2. Шлиф из конгломерата. Видны мелкие обломки пелитоморфного известняка (заполняющий материал), покрытые корочками кальцитовой инкрустации (цемент). Верхний кембрий, чопкинская свита. Восточная Сибирь. Норильский р-н. Шлиф. X20, без анализатора. Из колл. В. И. Драгунова

Фиг. 3. Обломок кальцитовой инкрустации сферолитового строения в оолитовом известняке. Оолиты и обломок инкрустации пропитаны окислами железа. Триас–юра. Дальний Восток, Хабаровский край. Шлиф. X45, без анализатора. Из колл. Н. С. Забалуевой

Таблица 141



1



2

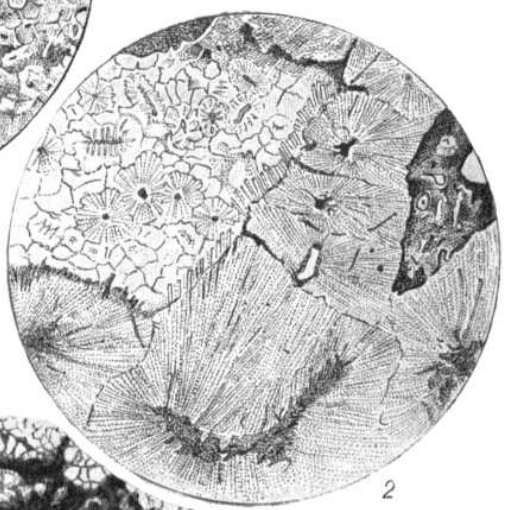
ТАБЛИЦА 142

Фиг. 1. Современный рифогенный известняк, в кавернах которого развиты инкрустации в виде корочек скаленоэдрического кальцита. Остров Макатеа, Тихий океан. Шлиф. X80, без анализатора. E. Skeats, 1903

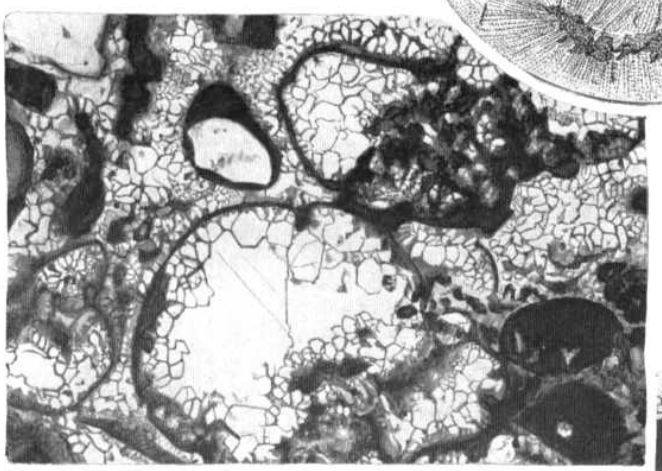
Фиг. 2. Коралловый известняк рифа Ниуз (Тихий океан). Часть каверн в нем заполнена известковым илом (черное), а часть – сферо- литами кальцита (слева вверху). Арагонит инкрустирует стенки каверн и развивается вокруг трубочек сверлящих водорослей. Возраст третичный – современный. Шлиф. X80, без анализатора. E. Skeats, 1903 Фиг. 3 и 4 (схема к фиг. 3). Известняк с интракластами (черное на фиг. 4), внутри которых кальцит, инкрустирующий каверны. Интракласты в свою очередь покрыты щеткой кристаллов кальцита, инкрустирующего их поверхность. Пермь, формация Магдалена. Северная Америка, Канзас. Шлиф. X25, без анализатора. J. Harbaugh, 1961

Таблица 142

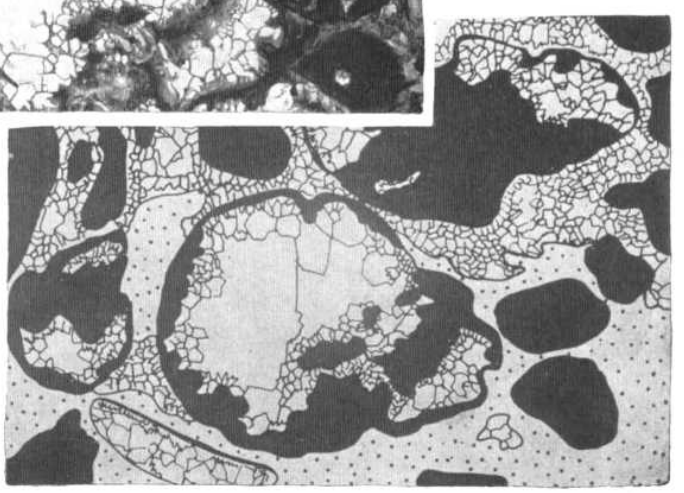
1



2



3



4

ТАБЛИЦА 143

Фиг. 1. Корка, покрывающая участки дна из оз. Севан; состоит из раковин гастропод и мелкообломочного материала, сцементированных кальцитом. Современные отложения. Нат. вел. Из колл. Е. В. Дмитриевой

Фиг. 2. Известковый туф (травертин). Порода состоит из инкрустированных кальцитом переплетающихся стебельков растений, многочисленные пустоты между которыми обусловливают пористую текстуру. Возраст породы четвертичный. Армянская ССР, близ ст. Арарат. >/з нат. вел. Из колл. Геологического музея им. О. Т. Карапетяна

Фиг. 3. Пресноводный травертин (туф), заключающий обломки раковин пресноводных моллюсков и других животных, сцементированных кальцитом. Четвертичные отложения. Армянская ССР, район Давалу. Шлиф. Х50, без анализатора. И. И. Смирнов, 1938

Фиг. 4. Современный известковый туф, тонкослоистый, состоящий из арагонита. Туф представляет собой отложения источников. Чехословакия, г. Карловы Вары. 1/2 нат. вел. Из колл. Д. И. Григорьева (музей Ленинградского горного ин-та)

Фиг. 5. Известковая кора выветривания (каличе), образующаяся в пустынях. Многочисленные обломки разных пород инкрустируются корочками из зерен кальцита. Цемент (темное) представлен тонкозернистым кальцитом. Современные – четвертичные отложения. Мексика. Шлиф. Х20, без анализатора. А. В. Сидоренко, 1958

Таблица 143

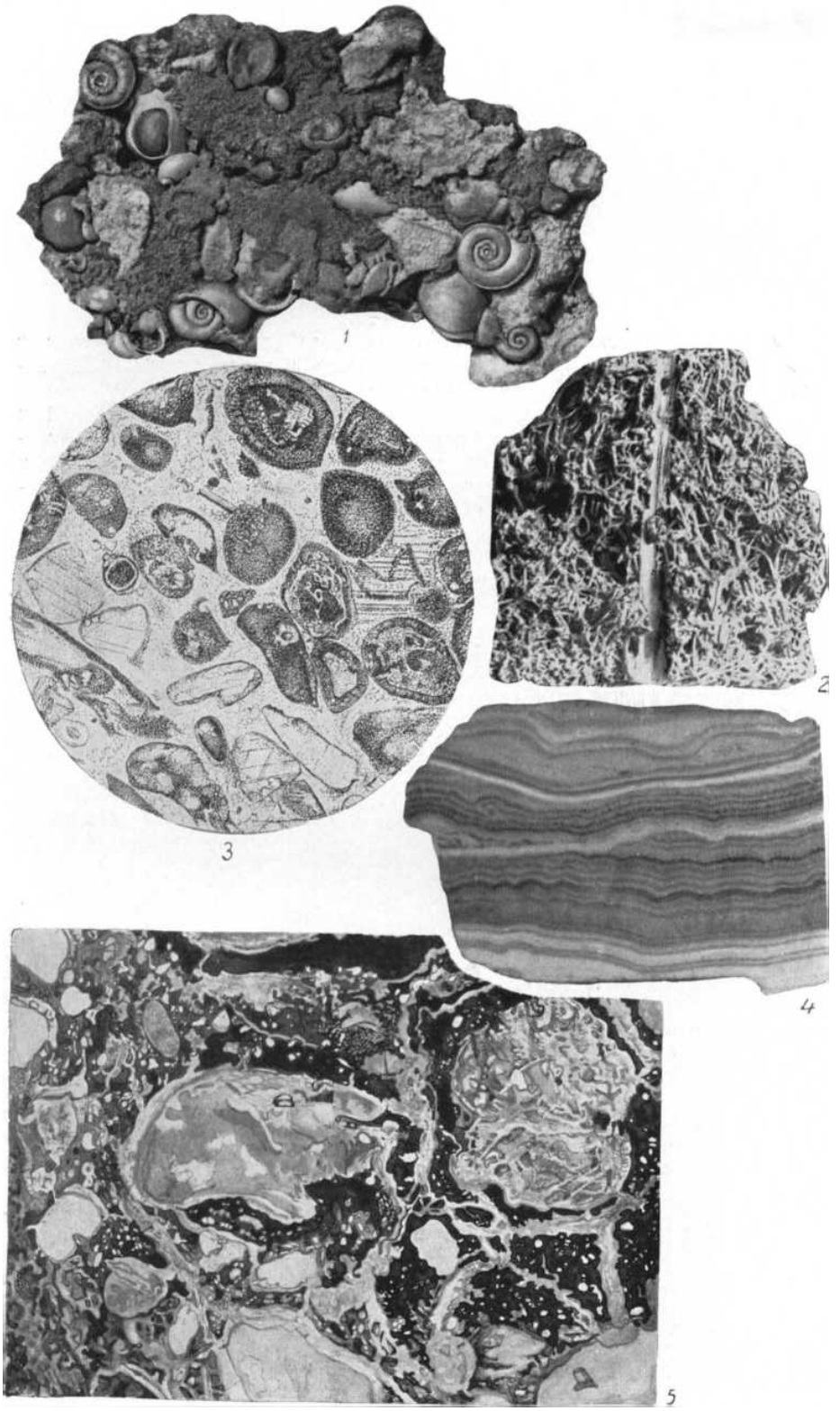


ТАБЛИЦА 144

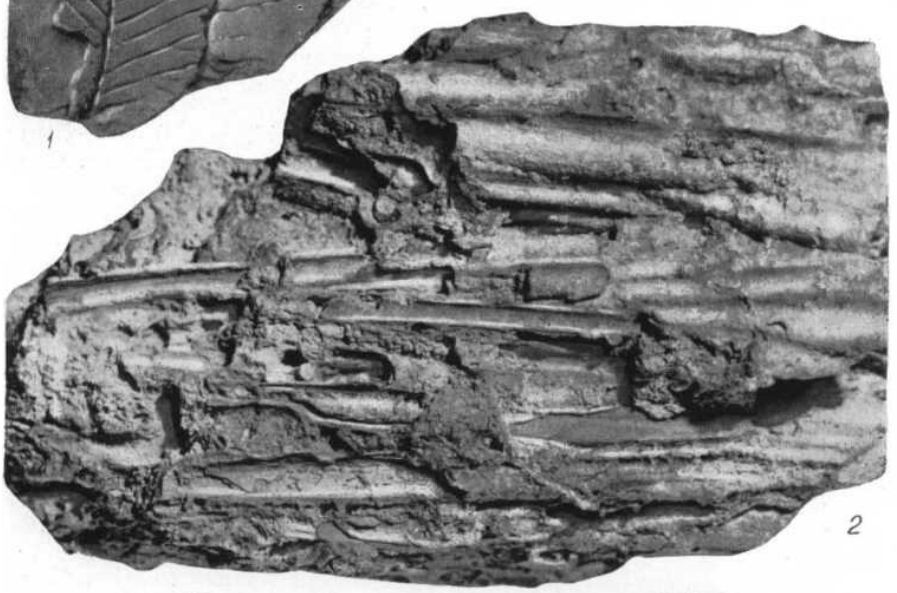
Фиг. 1. Известковый туф с отпечатками листьев (инкрустации кальцита по листьям) четвертичного возраста. Латвийская ССР, Цесисский р-н. Нат. вел. И. Я. Даниланс, 1957

Фиг. 2. Известковый туф. Порода состоит из инкрустированных кальцитом стеблей осок. Пористая (главным образом трубчатая) текстура обусловлена наличием пустот в центральной части стеблей и между ними. Возраст породы четвертичный. Ленинградская обл., правый берег р. Ижоры. Нат. вел. Из колл. И. В. Даниловского

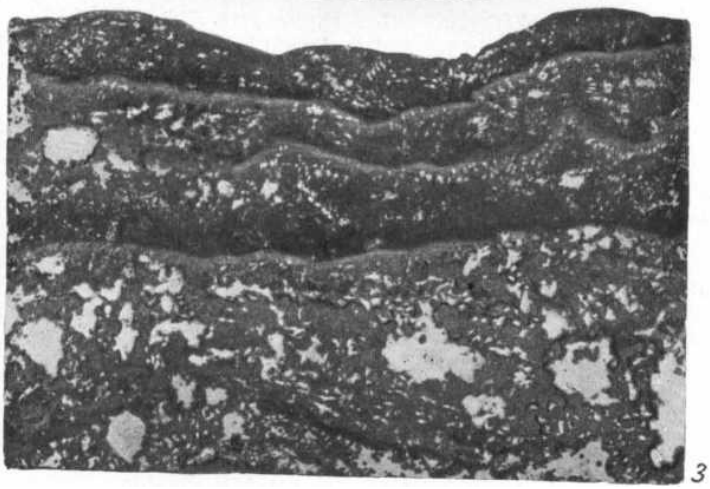
Фиг. 3. Известковый туф, тонкослоистый. Четвертичные озерные отложения. Эстонская ССР. Шлиф. Х5, без анализатора. Из колл. Э. А. Юргенсон

Таблица 144

1



2



3

ТАБЛИЦА 145

Типы континентальных пресноводных известняков и характерные для них структуры (схематические зарисовки). E. Rutte, 1954

Фиг. 1. Оолитовый известняк, образовавшийся на дне пещеры. В его состав входят отдельные оолиты и обломки оолитового известняка. Четвертичные отложения. ФРГ. X10

Фиг. 2. Пещерный натечный известняк (Gehangetuff) с полыми трубочками от растительных остатков. Четвертичные отложения. ФРГ. Нат. вел.

Фиг. 3. Пещерный натечный известняк (Sinterkalk). Состоит из обломков подобного же известняка и раковин моллюсков, сцементированных кальцитом. Четвертичные отложения. ФРГ. Нат. вел.

Фиг. 4. Пещерный псевдоолитовый известняк. Состоит главным образо м из зерен (обломков?) известняка, покрытых оболочками кальцита органогенного)?) происхождения. Третичные отложения. ФРГ. X6

Фиг. 5. Травертин. Состоит из пелитоморфной известковой массы с крупными породами, заполненными слоистым вторичным кальцитом и кальцитом, инкрустирующим оставшиеся пустоты (Grossporenkalk). Представляет собой отложения источников. Четвертичные отложения. ФРГ

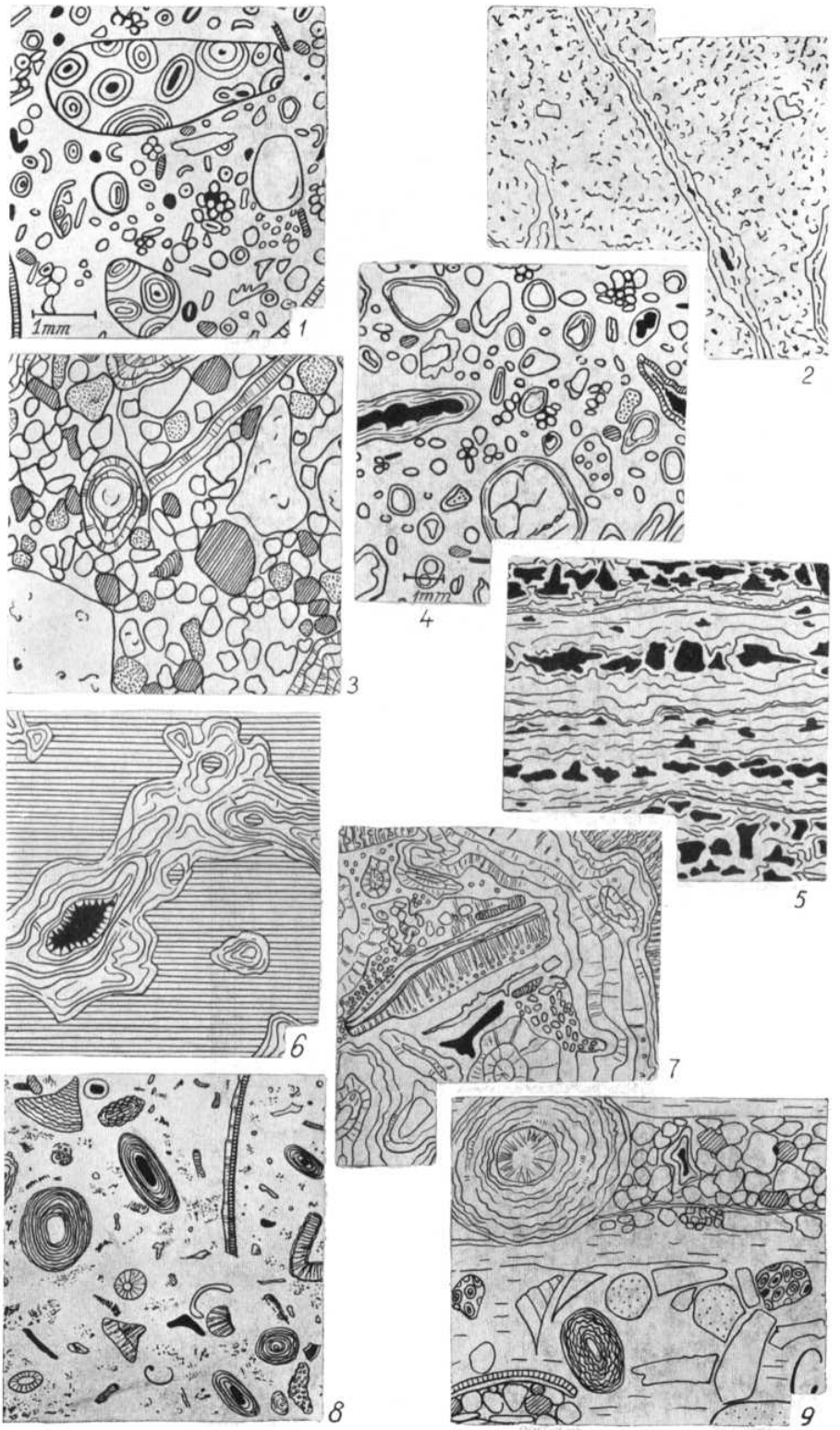
Фиг. 6. Травертин слоистый с порами, заполненными красным известковым материалом (черное). Представляет собой отложения источников. Четвертичные отложения. ФРГ 1/2 нат. вел.

Фиг. 7. Детритово-водорослевый озерный известняк мелоподобного облика. Четвертичные отложения. ФРГ 1/2 нат. вел.

Фиг. 8. Водорослевый озерный известняк с обильными остатками водорослей Chroococcaceae и Rivulariaceae. Четвертичные отложения. ФРГ 1/2 нат. вел.

Фиг. 9. Известняк озерный, состоящий из раковин, обломков колоний водорослей и обломков оолитового известняка. Третичные отложения. ФРГ. Нат. вел.

Таблица 145



ОБЛОМОЧНЫЕ СТРУКТУРЫ В ИЗВЕСТНЯКАХ

(табл. 146–154)

Щебневая структура (табл. 146, 147)

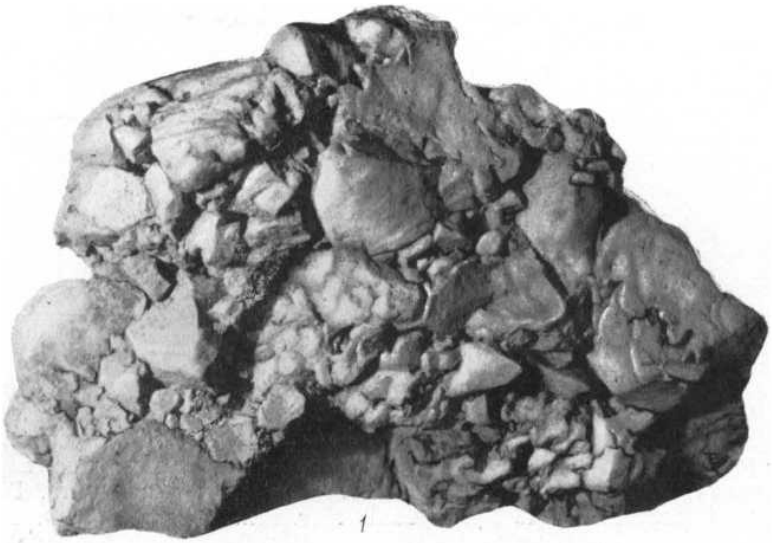
ТАБЛИЦА 146

Фиг. 1. Известняковая брекчия. Для структуры породы характерна угловатая форма слагающих ее обломков. Обломки представлены пелитоморфным известняком. Цемент кальцитовый типа соприкосновения. Верхняя пермь, казанский ярус. Архангельская обл., среднее течение р. Вель (приток р. Ваги). Нат. вел. Из колл. Б. К. Лихарева (ЦНИГР музей)

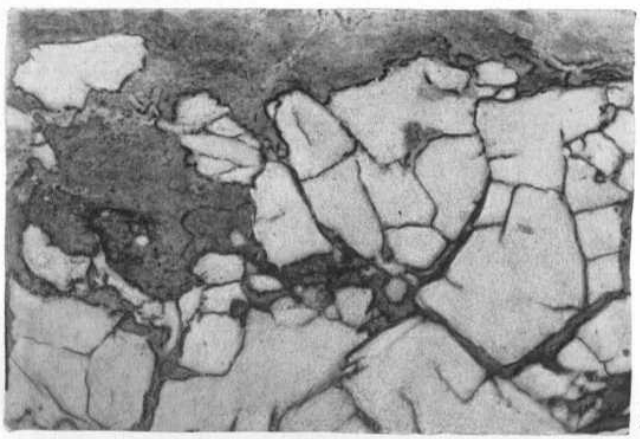
Фиг. 2. Известняковая брекчия растрескивания, состоящая из обломков белого микрозернистого известняка. Средний карбон, каширский горизонт. Московская обл., р. Лопасня. Пришлифовка. 4/5 нат. вел. И. В. Хворова, 1958

Фиг. 3. Внутриформационная конглобрекчия в известняках. Верхний протерозой, свита Серого ключа. Енисейский кряж, у о. Чуки, левый берег р. Каменки. Фото Л. М. Плотникова

Таблица 146



1



2

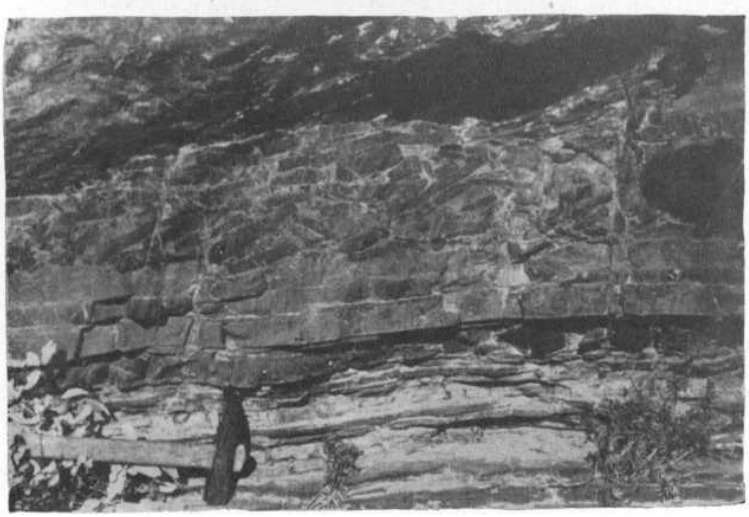
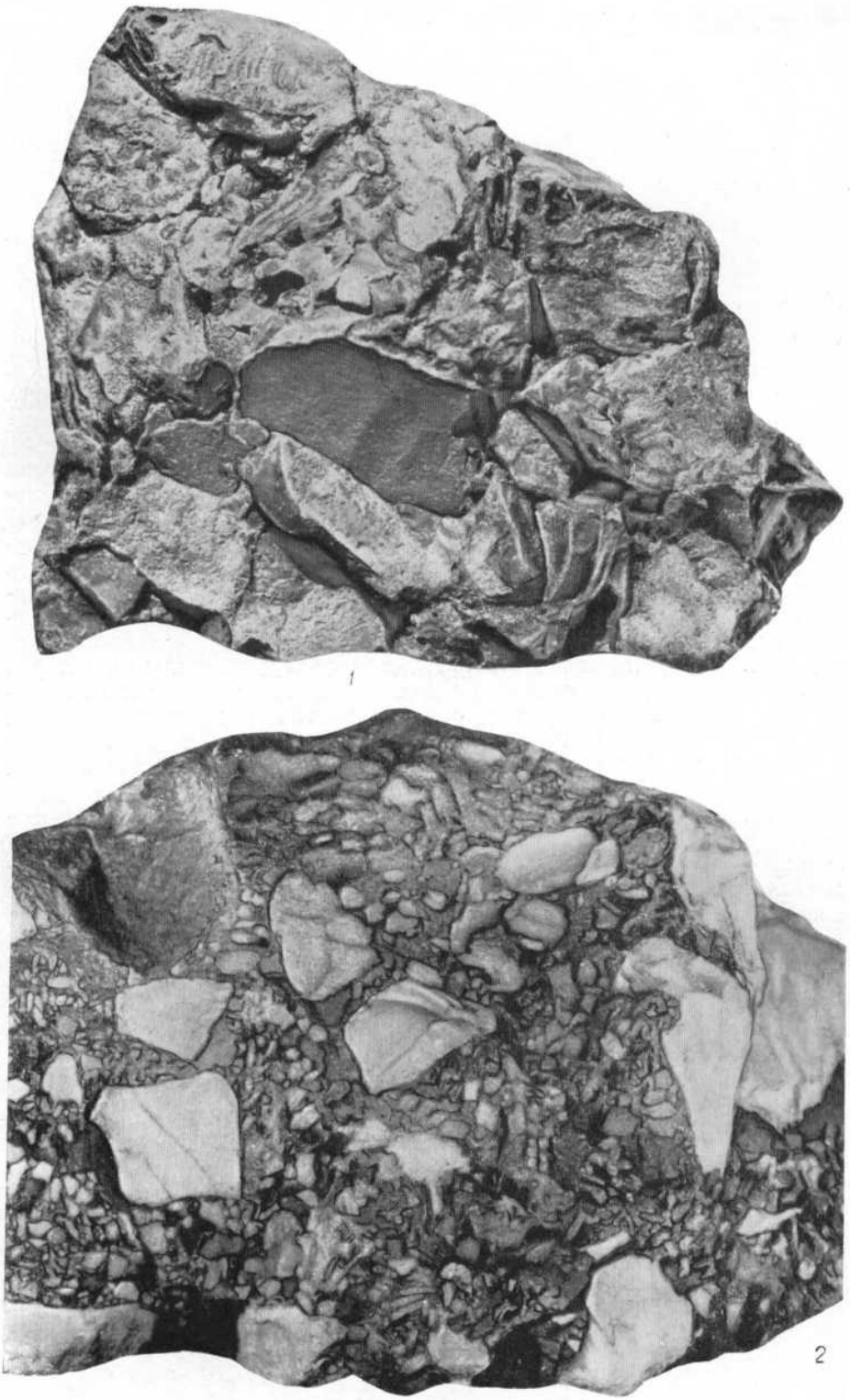


ТАБЛИЦА 147

Фиг. 1. Известняковая брекчия карстового происхождения, состоящая из угловатых обломков глинистого пелитоморфного известняка, плохо сортированных по величине (3–60 *мм).* Структура дресвянощебневая. Цемент крустификационный, кальцитовый. Порода пористая, стенки каверн покрыты коркой мелкозернистого кальцита. Верхняя юра. Северный Кавказ, р. Кубань. Нат. вел. Из колл. М. Ф. Викуловой

Фиг. 2. Известняковая брекчия, состоящая из угловатых обломков, плохо сортированных по величине (1–зо *мм,* редко до 60–80 *мм);* преобладают обломки щебневой размерности. Обломочный материал представлен детритовым и кристаллически-зернистым известняком и единичными обломками фауны. Сцементированы обломки микрозер- нистым, местами ожелезненным кальцитом. Пермь. Южный Урал, район г. Аша. Нат. вел. Из колл. В. Н. Доминиковского

Таблица 147



Галечная и гравийная структуры (табл. 148–152)

ТАБЛИЦА 148

Фиг. 1. Известняковый конгломерат. Структура неравногалечная. Для структуры породы характерна несортированность известняковых галек. Средний карбон, башкирский ярус. Московская обл., с. Красная Поляна. Пришлифовка. Нат. вел. И. В. Хворова, 1958

Фиг. 2. Обломочный известняк. Структура галечная. Известняк состоит из галек серого афанитового известняка, местами переполненного мелким раковинным детритом, фораминиферового, комковатого и иногда мелкообломочного известняка. Цемент образован тонкозернистым кальцитом. Наблюдается некоторая сортированность обломков снизу ввёрх. Нижняя пермь, курмаинская свита. Южный Урал, Оренбургская обл., гора Курмая. Пришлифовка, перпендикулярная слоистости. $^{3}/_{5}$ нат. вел. И. В. Хворова, 1961

Фиг. 3. Обломочный известняк. Для структуры породы характерна различная степень окатанности обломков, сложенных серым афанито- вым известняком. Цемента, состоящего из тонкозернистого кальцита, мало, и обломки местами соприкасаются. Нижняя пермь, курмаинская свита. Южный Урал, Оренбургская обл., гора Курмая. Пришлифовка, перпендикулярная слоистости. $^{3}/_{5}$ нат. вел. И. В. Хворова, 1961

Фиг. 4. Известняковый гравелито-конгломерат. Структура гравийногалечная. Для структуры породы характерна несортированность обломков – наряду с гальками присутствуют обломки гравийной размерности. Представлены обломки разнозернистым перекристаллизованным известняком. Цемент состоит из пелитоморфного карбоната, местами цемент гипсовый. Девон, жединский ярус. Казахская ССР, Карагандинская обл., гора Орта-Тау. Нат. вел. Колл. Е. Н. Сизовой (ЦНИГР музей)

Таблица 148

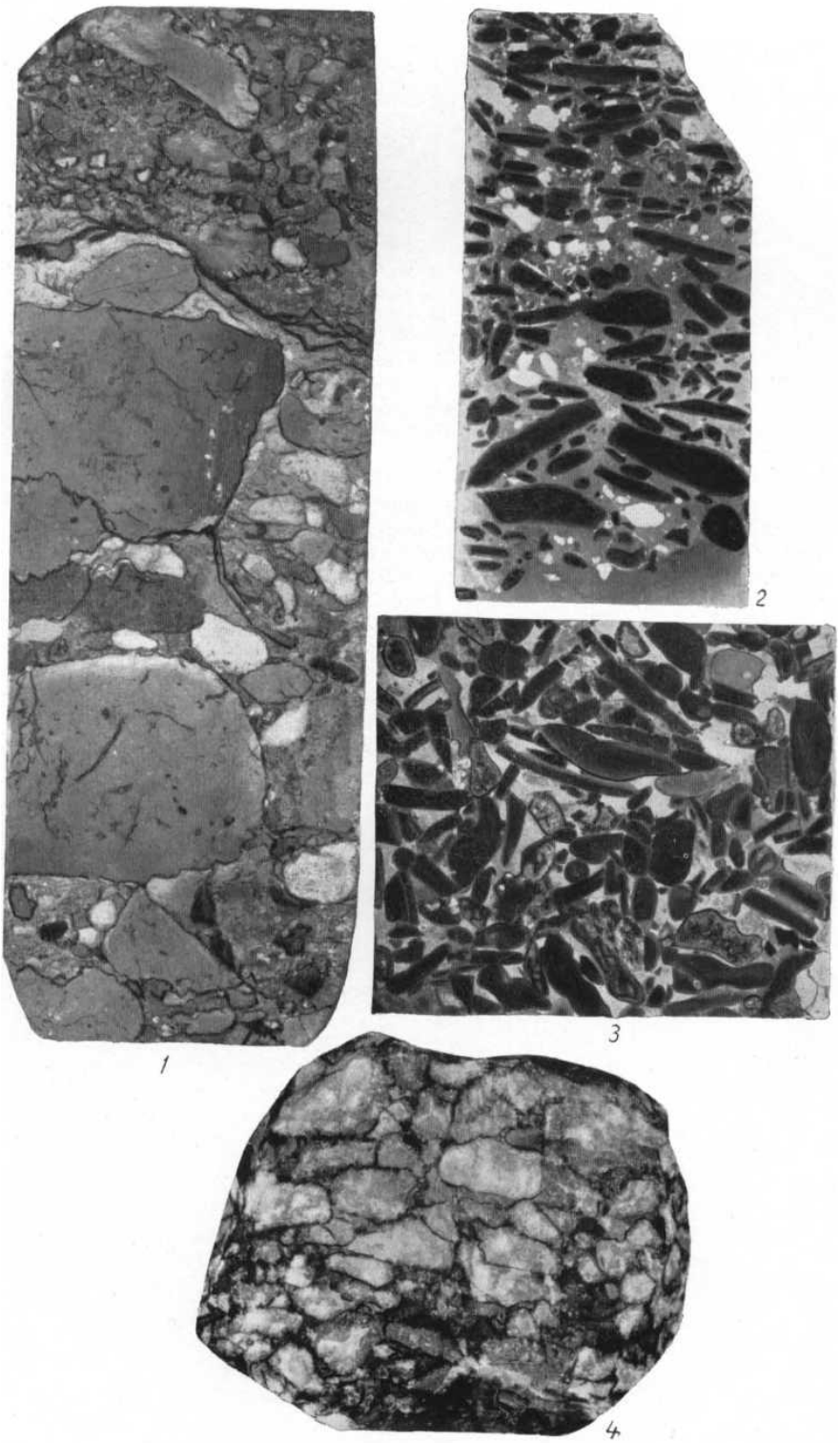


ТАБЛИЦА 149

Фиг. 1. Известняковый конгломерат. Структура галечная. Порода сложена хорошо окатанными гальками глобигеринового и глобигериново-сферового известняка. Гальки вдавлены друг в друга вследствие растворения карбоната под давлением (микростилолитовая и инкорпорационная структуры растворения). Присутствует мелкообломочный материал того же состава, что и гальки. Цемента мало, представлен он ожелезненным пелитоморфным карбонатом. Верхняя юра. Армянская ССР, Джорхеджское месторождение, 1/2 нат. вел. Из колл. ЦНИГР музея

Фиг. 2. Известняковый конгломерат. Структура галечная. Гальки несколько удлиненной формы состоят из перекристаллизованного тонко- и мелкозернистого кальцита. Цемент разнозернистый кальцитовый, местами окварцованный. Протерозой. Байкальская горная область. $^{3}/_{5}$ нат. вел. Из колл. Д. Я. Шилина (ЦНИГР музей)

Фиг. 3. Известняковый гравелито-конгломерат. Структура гравийногалечная. Обломки темно-серого пелитоморфного известняка сцементированы микрозернистым кальцитом. Верхний силур, венлок. Сибирь, р. Мойеро. Нат. вел. Из колл. А. А. Высоцкого

Таблица 149

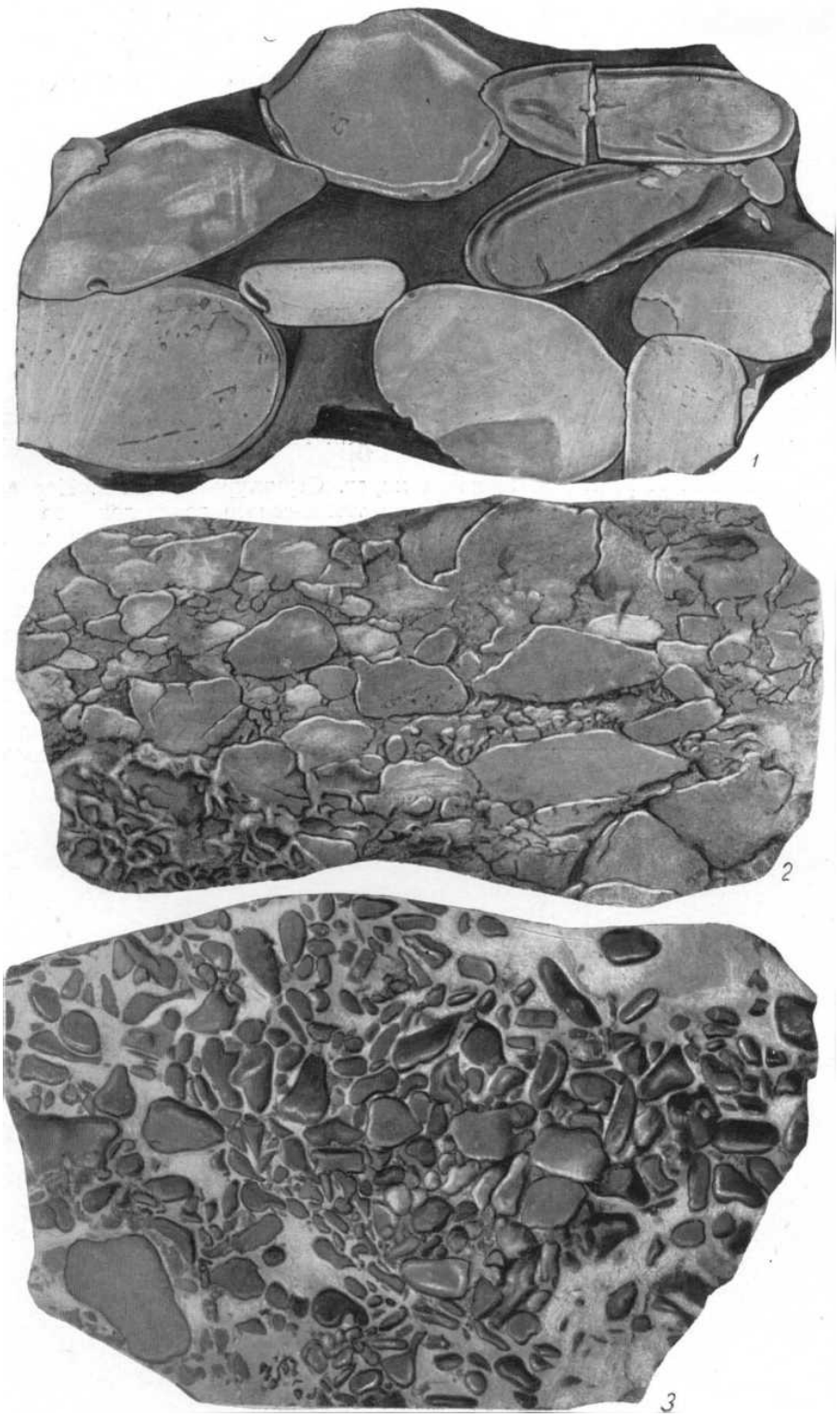


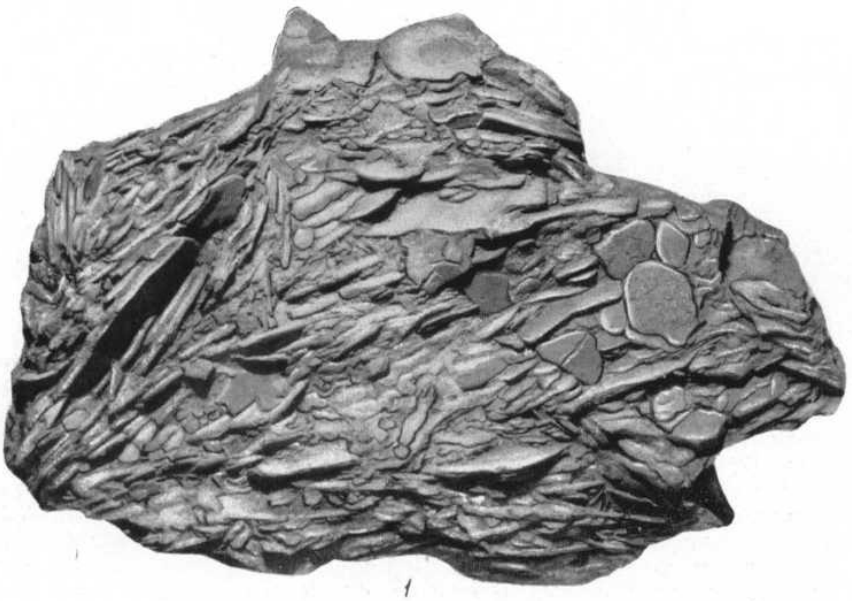
ТАБЛИЦА 150

Фиг. 1. Известняковый конгломерат. Структура плоскогалечная. Для структуры породы характерна уплощенная форма известняковых галек. Цемент контактный кальцитовый. Девон. Южный Тиман, р. Сюз-ю, приток р. Ижмы. 7/10 нат. вел. Из колл. Б. К. Лихарева (ЦНИГР музей)

Фиг. 2. Известняковый конгломерат. Структура галечная. Порода сложена обломками пелитоморфного темно-серого тонкослоистого известняка, местами доломитизированного. Форма обломков удлиненная со сглаженными углами. Цемент – светлый разнозернистый кальцит. Присутствует мелкообломочный заполняющий материал преимущественно того же состава, что и гальки. Верхний силур, венлок. Восточная Сибирь, р. Мойеро, 1 *км* выше устья р. Хакомы. Нат. вел. Из колл. А. А. Высоцкого

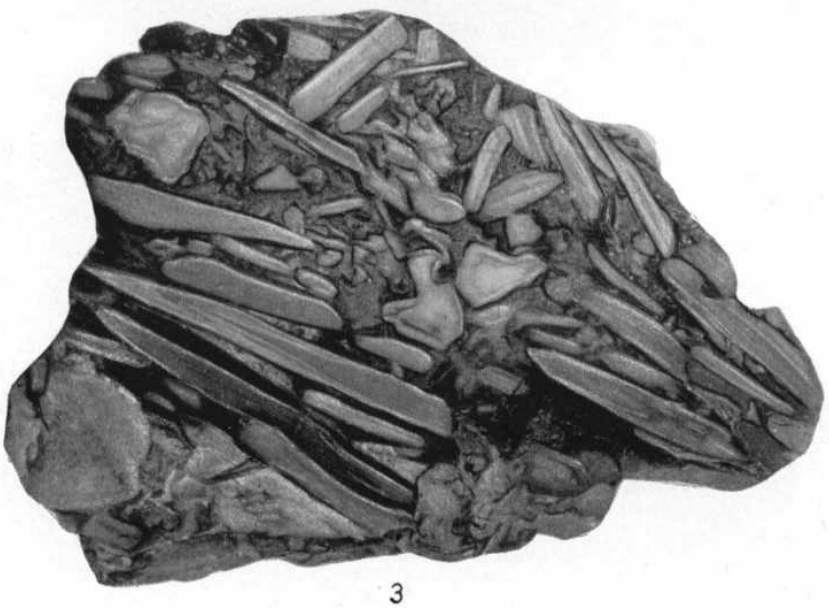
Фиг. 3. Известняковый конгломерат. Структура галечная. Порода сложена обломками известняка преобладающей удлиненной формы. Цемент кальцитовый. Верхний силур, лландовери. Восточная Сибирь, р. Мойеро, 2 *км* выше устья р. Мойерокана. Нат. вел. Из колл. А. А. Высоцкого

Таблица 150



1

2



3

ТАБЛИЦА. 151

Фиг. 1. Известняковый конглогравелит. Структура галечно-гравийная; характеризуется присутствием окатанных обломков известняка гравийной и в подчиненном количестве галечной размерности. Верхний девон, мценская толща. Река Дон, ниже с. Волотово. Нат. вел. Из колл. В. Г. Махлаева

Фиг. 2. Крупнообломочный известняк. Для структуры породы характерно наличие угловатых обломков наряду с окатанными. Обломки величиной от 2–3 *мм* до 1,5–2,5 *см* представлены пелитоморфным известняком с редким перекристаллизованным детритом. Цемент микрозернистый кальцитовый. Верхняя юра, титон. Большой Кавказ. Нат. вел. Из колл. ЦНИГР музея

Фиг. 3. Известняковый конглогравелит. Структура галечно-гравийная. Порода состоит из окатанных обломков известняка величиной 3–10 *мм,* реже 10–зо *мм* в поперечнике и карбонатного цемента. Верхний силур, венлок. Восточная Сибирь, р. Мойеро, ниже устья р. Хогсо-Хан. Нат. вел. Из колл. А. А. Высоцкого

Фиг. 4. Известняковый гравелит. Структура неравногравийная, обусловленная одновременным присутствием в породе окатанных обломков известняков, плохо сортированных по величине (от 0,02 до 10 *мм).* Средний карбон, каширский горизонт. Владимирская обл., окрестности г. Судогда. Пришлифовка. Нат. вел. И. В. Хворова, 1958

Таблица 151

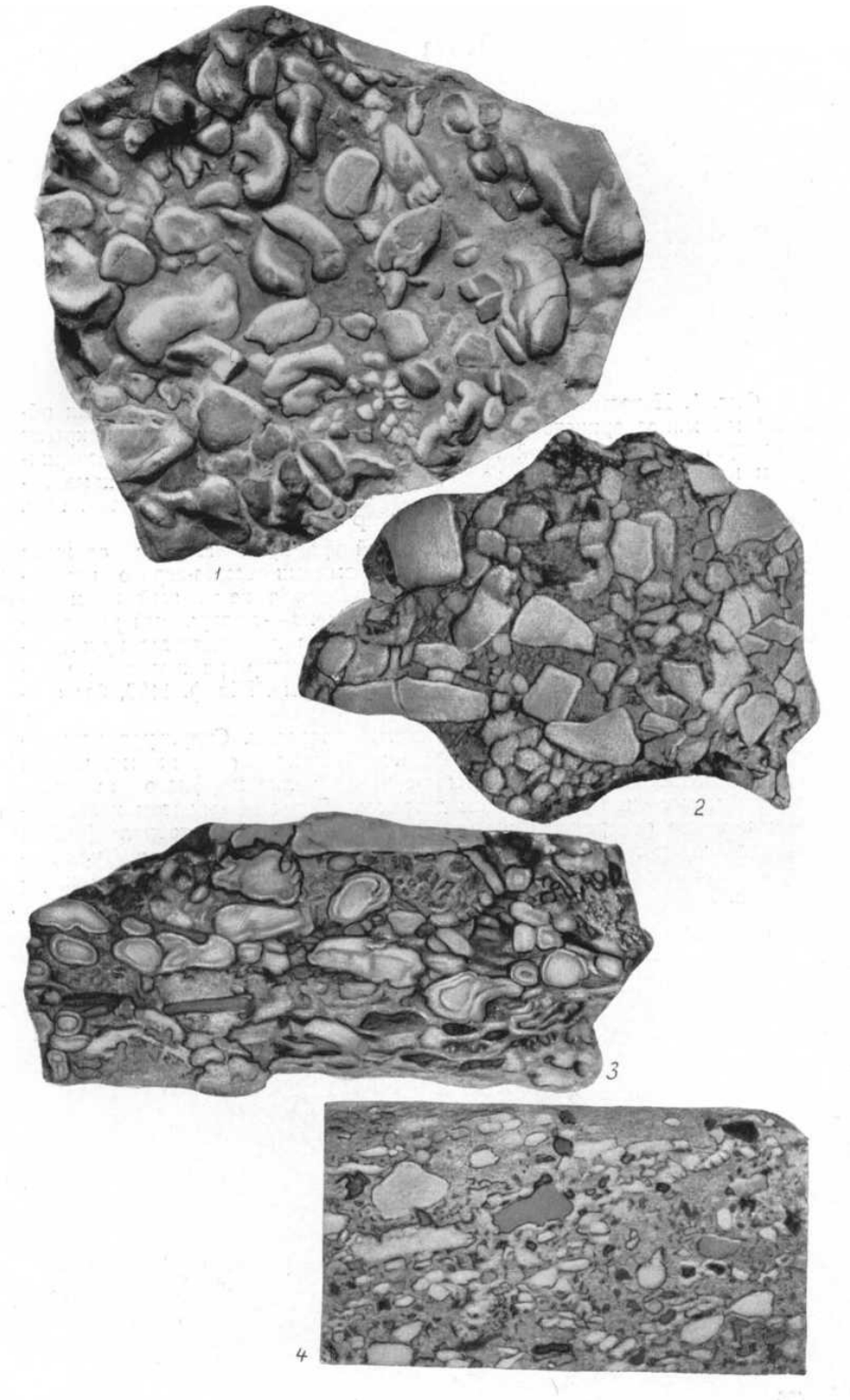


ТАБЛИЦА 152

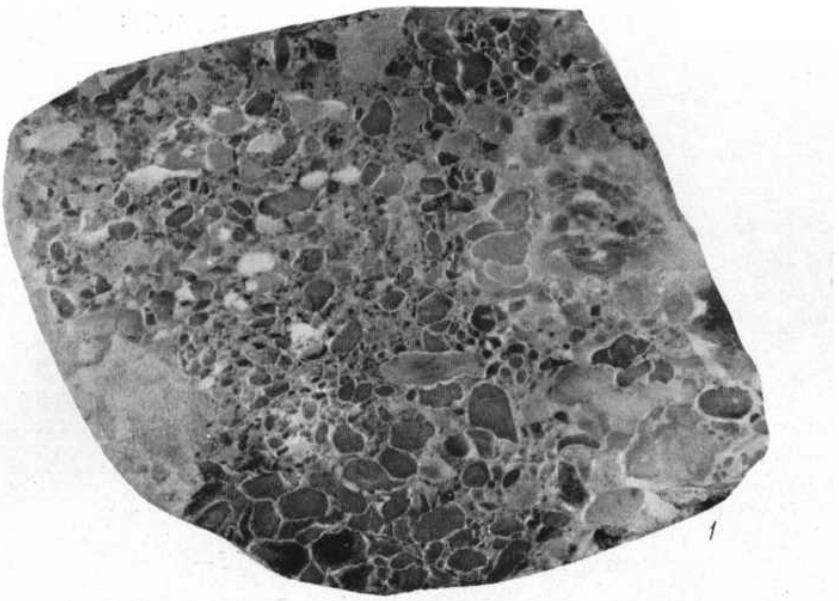
Гравийная структура (фиг. 1, 2)

Фиг. 1. Известняковый гравелит. Порода сложена окатанными обломками микрозернистого известняка. Некоторые обломки покрыты с поверхности железистой корочкой. Цемент представлен разнозернистым кальцитом. Верхний девон, франский ярус. Кузнецкий каменноугольный бассейн, правый берег р. Томь, выше устья р. Бельец. Нат. вел. Из колл. В. И. Яворского (ЦНИГР музей)

Фиг. 2. Известняковый песчанистый гравелит. Порода сложена хорошо окатанными, удлиненными обломками темно-серого пелитоморфного известняка гравийной размерности с небольшой примесью песчаного материала того же состава. Цемент – прозрачный разнозернистый кальцит. Вокруг некоторых обломков наблюдаются крустификационные кальцитовые оболочки. Нижний силур, райкюльский горизо нт. Эстонская ССР, район Мэрямаа, с. Тамме. Шлиф. Х20, без анализатора. Из колл. Э. А. Юргенсон

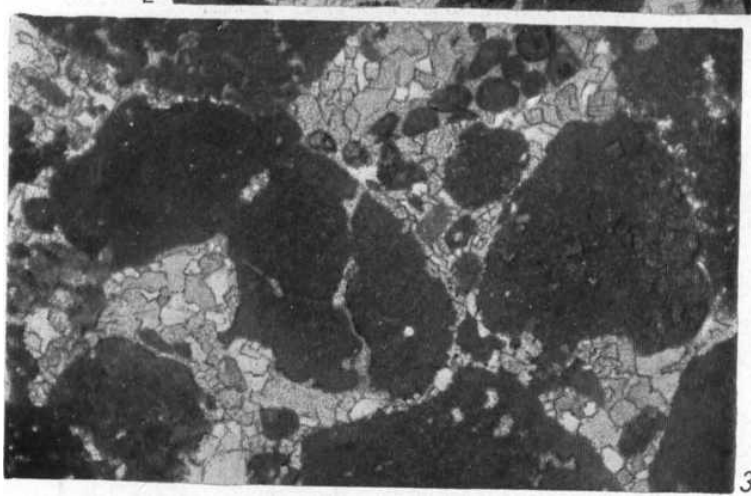
Фиг. 3. Известняковый песчанистый гравелит. Структура псаммогравийная. Порода сложена в различной степени окатанными, иногда трещиноватыми обломками темно-серого пелитоморфного кальцита с редким мелким органическим детритом. В разнозернистом кальцитовом цементе содержится известняковый песчаный материал (кварц,, полевой шпат и обломки кислых эффузивов). Верхняя юра. Туркменская ССР, Красноводская обл., гора Куба-Даг. Шлиф. Х20, без анализатора. Из колл. З. Е. Барановой

Таблица 152



1

2



3

Псаммогравийная и псаммитовая структуры

ТАБЛИЦА 153

Фиг. 1. Псаммогравийная структура. Обломочный известняк. Обломки серого афанитового известняка гравийной размерности и небольшое количество песчаного материала сцементированы тонкозернистым кальцитом. Нижняя пермь, курмаинская свита. Южный Урал, левый берег р. Сакмары. $^{3}/_{5}$ нат. вел. И. В. Хворова, 1958

Псаммитовая структура (фиг. 2–5)

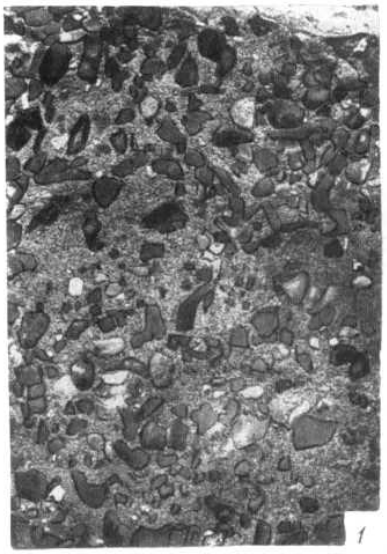
Фиг. 2. Мелкообломочный известняк. Структура породы обусловлена псаммитовой размерностью (0,1–0,6 *мм)* хорошо окатанных обломков пелитоморфного известняка. Цемент состоит из тонкозернистого кальцита. Нижний мел, неоком. Центральный Копет-Даг, ущелье Фирюза. Шлиф. Х20, без анализатора. Из колл. В. И. Марченко

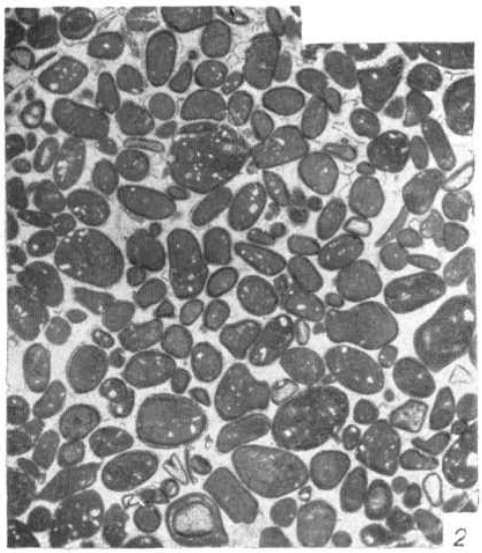
Фиг. 3. Мелкообломочный известняк. Структура породы характеризуется присутствием многочисленных хорошо окатанных обломков пелитоморфного известняка песчаной размерности. Цемент состоит из микрозернистого кальцита. Верхний карбон. Московская обл., р. Москва. Шлиф. ХЮ, без анализатора. И. В. Хворова, 1958

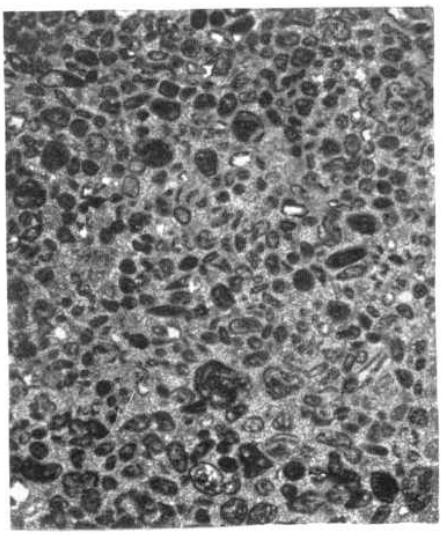
Фиг. 4. Мелкообломочный известняк эолового происхождения, состоящий из хорошо окатанных и сортированных обломков микрозернистого известняка песчаной размерности. Обломки сцементированы тонкозернистым кальцитом (цемент типа выполнения пор). Средний карбон, мячковский горизонт. Московская обл., ст. Пески. Шлиф. Х20, без анализатора. И. В. Хворова, 1958

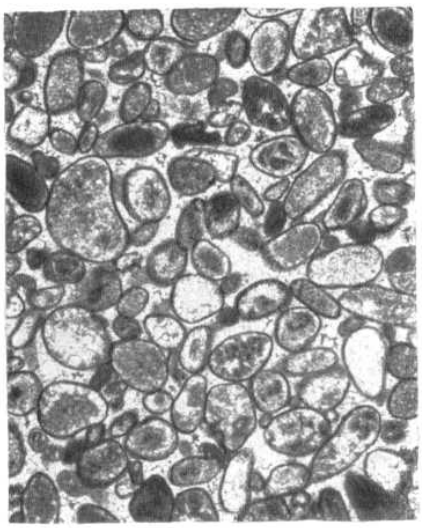
Фиг. 5. Мелкообломочный известняк эолового происхождения, состоящий из хорошо окатанных и сортированных обломков известняка и органогенного детрита песчаной размерности. Средний карбон, мячковский горизонт. Московская обл., ст. Пески. Шлиф. Х20, без анализатора. И. В. Хворова, 1958

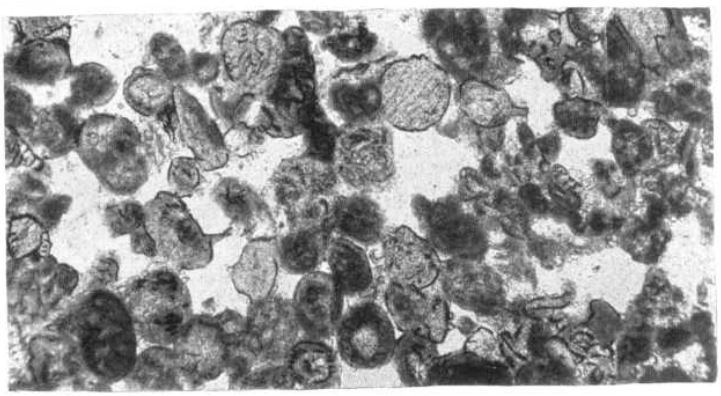
Таблица 153


1


2


3


4


5

Алевритовая структура

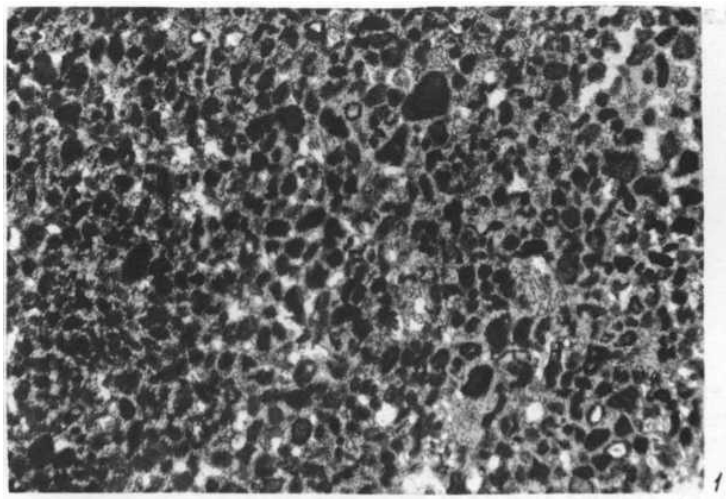
ТАБЛИЦА 154

Фиг. 1. Известняковый алевролит, состоящий из окатанных и угловатых обломков (0,03 до 0,08 *мм)* темно-серого пелитоморфного известняка. Сцементированы обломки прозрачным микрозернистым кальцитом. Микропористая текстура породы обусловлена выщелачиванием обломков. Верхний девон, хованская толща. Орловская обл., с. Пруды. Шлиф. Х40, без анализатора. Из колл. В. Г. Махлаева

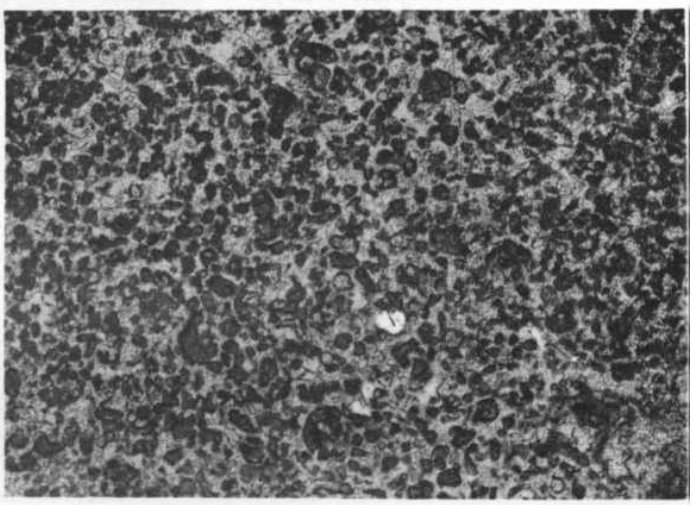
Фиг. 2. Известняковый алевролит, сложенный обломками темносерого пелитоморфного известняка алевритовой размерности, сцементированных более светлым микрозернистым кальцитом. Палеозой. Средняя Азия. Шлиф. Х20, без анализатора. Из колл. М. Н. Слюсаревой

Фиг. 3. Известняковый алевролит, сложенный окатанными и угловатыми обломками пелитоморфного известняка алевритовой размерности. Сцементированы обломки прозрачным микрозернистым (0,01– 0,02 *мм)* кальцитом. Верхний девон, лебедянская толща. Тульская обл., близ г. Ефремова. Шлиф. Х40, без анализатора. Из колл. В. Г. Махлаева

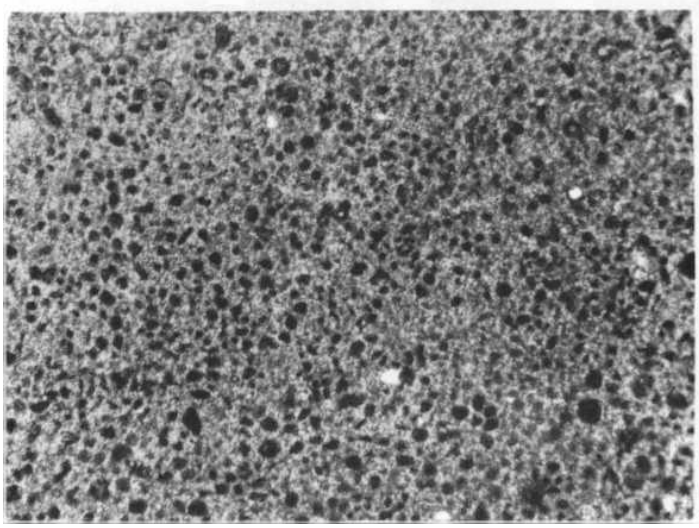
Таблица 154



1



2



3

ДОЛОМИТИСТЫЕ ИЗВЕСТНЯКИ[1] (табл. 155, 156)

ТАБЛИЦА 155

Фиг. 1. Мелкозернистая структура. Известняк доломитистый. Между размерами зерен кальцита и доломита нет четкого различия. Одинаковая размерность зерен карбоната хорошо видна в верхней (неокрашенной) части шлифа. В окрашенной $AgNO_3$ части черное — кальцит, светлое — доломит. Порода содержит 42% доломита и 58% кальцита. Нижний кембрий, клименская свита. Восточная Сибирь, р. Ангара. Шлиф. Х3О, без анализатора. Из колл. К. К. Зеленова (Архангельская и др., 1960)

Фиг. 2. Порфировидная структура. Известняк пелитоморфный, сильно доломитизированный. На фоне скрытозернистого (пелитоморфного) кальцита рассеяны многочисленные мелкие ромбоэдрические зерна доломита. Верхний карбон. Горьковская обл., окрестности с. Починки. Шлиф. Х40, без анализатора. Из колл. М. М. Толстихиной

Фиг. 3. Зерно аллотигенного доломита в пелитоморфном известняке, распавшееся на куски по спайности. Промежутки между отдельными кусками доломита выполнены кальцитом. По-видимому, зерна доломита были привнесены в кальцитовый ил механическим путем. Мезозой. Австрия, Альпы. Шлиф. Х75, без анализатора. F. Angel, 1955

Фиг. 4. Оолитовая структура. Оолитовый известняк доломитизированный. Избирательная доломитизация отдельных оолитов. Нижний кембрий, журинскнй подъярус. Восточная Сибирь, р. Лена, ниже г. Олёкминска. Шлиф. Х46, без анализатора. Н. А. Архангельская и др., 1960

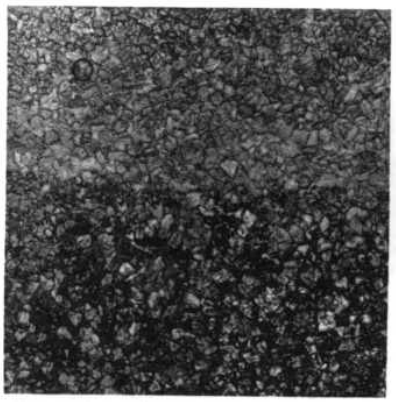
Фиг. 5. Поры в частично доломитизированном коралловом известняке, инкрустированные доломитом. Темно-серое — пелитоморфный кальцит. Коралловый риф третичного — современного возраста. Тихий океан, атолл Ngillangillah. Зарисовка шлифа. Х30, без анализатора. E. W. Skeats, 1903

Фиг. 6. Кристаллы аутигенного доломита в пелитоморфном известняке. Ромбоэдры доломита корродированы кальцитом. Юра, Туркменская ССР, горы Куба-Даг. Шлиф. Х140, без анализатора. Из колл. З. Е. Барановой

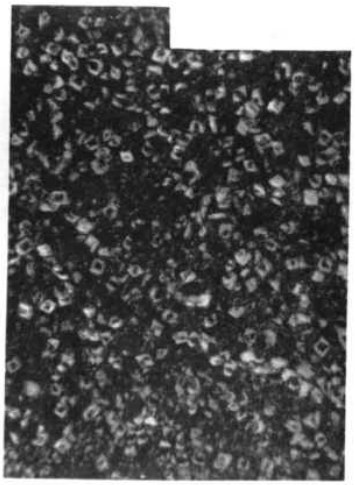
---

[1] Этим термином обозначаются известняки, в которых содержится доломит независимо от его генезиса и количества (но не менее 5 и не более 50%).

Таблица 155

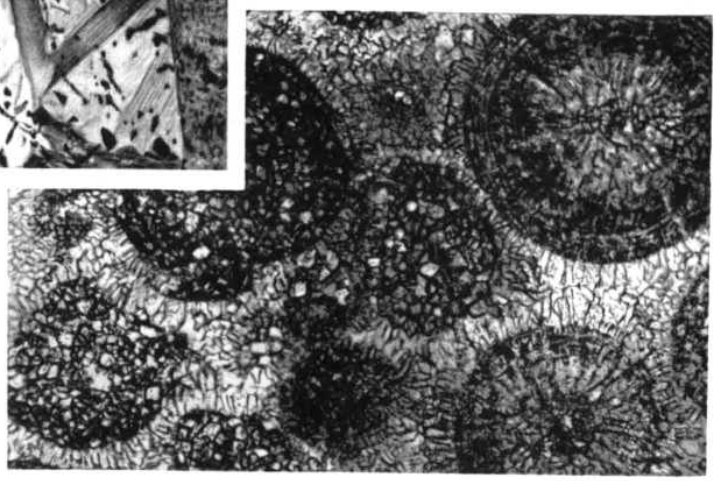


1

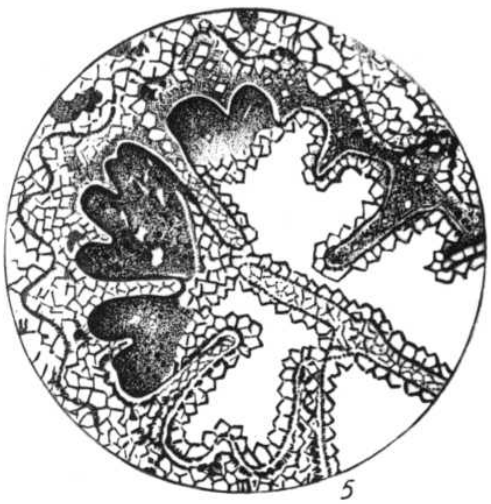


2

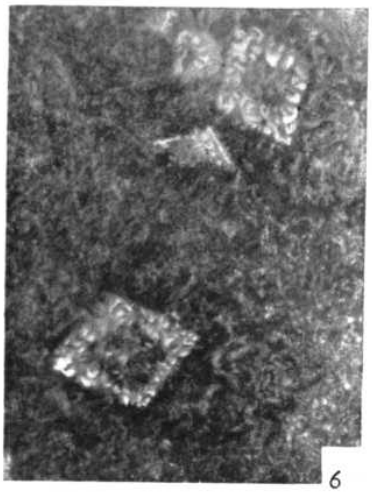
3



4



5



6

ТАБЛИЦА 156

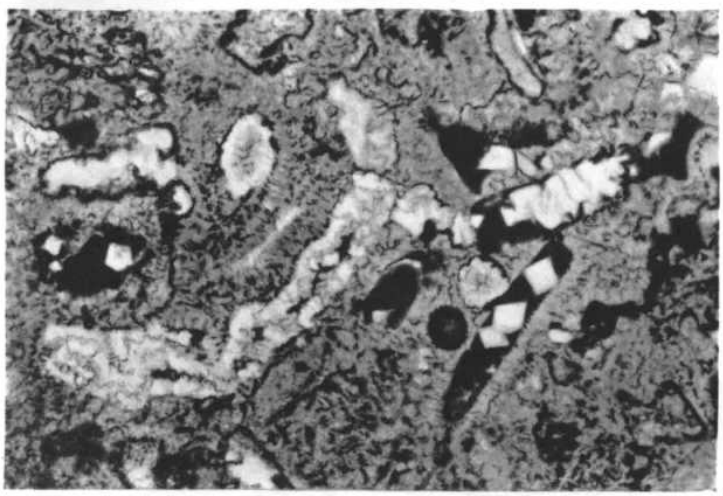
Фиг. 1. Кристаллы доломита, образовавшиеся в порах микрозер- нистого глинистого известняка. Белое в порах – кальцит второй генерации. Местами порода ожелезнена (темные участки). зональность кристаллов доломита обусловлена примесью глинистого вещества и гидроокислов железа в отдельных оболочках. Нижний силур, венлок. Восточная Сибирь, р. Сухая Тунгуска. Шлиф. Х20, без анализатора. Из колл. В. И. Драгунова

Фиг. 2. Доломитизация рифового известняка. Новообразования доломита приурочены к остаткам кораллиновых водорослей. Возраст породы третичный – четвертичный. Тихий океан, атолл Эниветок. Шлиф. Х30, без анализатора. S. O. Schlanger, 1963

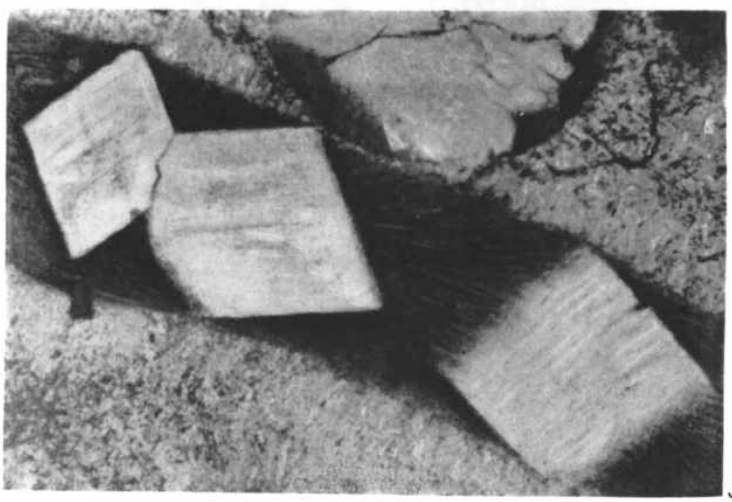
Фиг. 3. Сегмент водоросли из породы, изображенной на фиг. 2, с тремя вновь образованными ромбоэдрами доломита. В центральных частях ромбоэдров присутствует кальцит (слабое потемнение). Шлиф. Х180, без анализатора

Таблица 156

1



2



3

ДОЛОМИТЫ (табл. 157-205)

КРИСТАЛЛИЧЕСКИ-ЗЕРНИСТЫЕ СТРУКТУРЫ ДОЛОМИТОВ (табл. 157-161)

ТАБЛИЦА 157

Фиг. 1. Доломит пелитоморфный. Преобладающие размеры зерен доломита не превышают 0,01 *мм.* Средний карбон, подольский горизо нт. Московская обл., р. Ока, д. Малеево. Шлиф. Х60, без анализатора. Из колл. И. В. Хворовой

Фиг. 2. Доломит с размерами ромбоэдрических зерен 0,005– 0,01 *мм.* Доломит предположительно седиментационный. Ордовик, верхний белефонский (Upper Bellefonte) доломит. США. Пенсильвания. Снимок в электронном микроскопе (реплика). Х1900. R. Shoji, R. L. Folk, 1964

Фиг. 3. Мелкозернистая структура доломита. Преобладающие размеры зерен 0,01–0,04 *мм.* Нижний кембрий, пестроцветная свита. Восточная Сибирь, р. Чара, приток р. Олёкмы. Шлиф. Х46, без анализатора. Из колл. К. К. Зеленова (Архангельская и др., I960)

Фиг. 4. Мелкозернистая структура доломита. Порода состоит из округленно- и несовершенно-ромбоэдрических зерен доломита с крупными доломитовыми же ядрами округлой формы. Размеры зерен доломита 0,05–0,08 *мм.* Верхний карбон. Среднее Поволжье, Самарская Лука. Шлиф. Х150, без анализатора. И. В. Хворова, 1958

Фиг. 5. Мелкозернистая структура доломита. Порода сложена несовершенно- и округленно-ромбоэдрическими зернами доломита величиной 0,02–0,10 *мм,* иногда 0,12 *мм,* плотно прилегающими друг к другу. В некоторых зернах доломита содержатся мелкие темные «ядра», образованные пелитоморфным карбонатным веществом. Палеозой. Туркестанский хребет. Шлиф. Х80, без анализатора. Из колл. М. М. Посоховой

Фиг. 6 и 7. Схематическая зарисовка структур тонкозернистого[1] доломита (по С. Г. Вишнякову – диагенетического). Фиг. 6 – зерна неправильной формы с расплывчатыми контурами, мутные с большим содержанием пылевидных включений; фиг. 7 – зерна полиэдрической формы с мутным ядром и прозрачной каемкой. Зарисовка шлифа. Х320, без анализатора. С. Г. Вишняков, 1956

Фиг. 8. В отличие от доломита, изображенного на фиг. 2, порода представляет собой, по-видимому, доломит замещения, для которого ромбоэдрическая форма зерен нехарактерна. Ордовик, свита вест спринг крик (west spring creek). США, Пенсильвания. Снимок в электронном микроскопе (реплика). Х1400. R. Shoji, R. L. Folk, 1964

---

[1] «Мелкозернистый» согласно классификации, принятой в «Атласе» (см. рис. 28 и табл. XXI).

Таблица 157

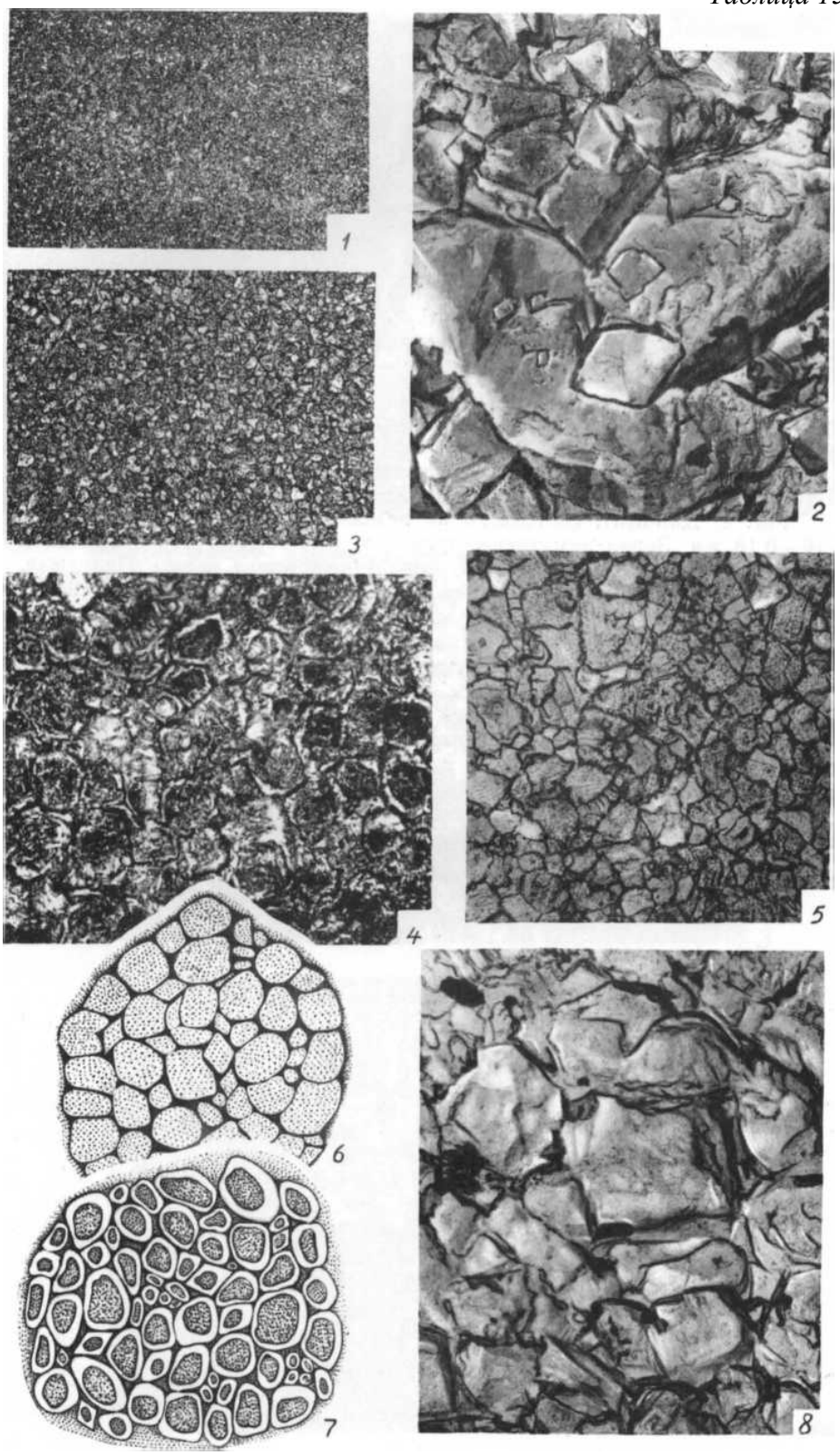


ТАБЛИЦА 158

Среднезернистая структура в доломитах замещения (фиг. 1–4)

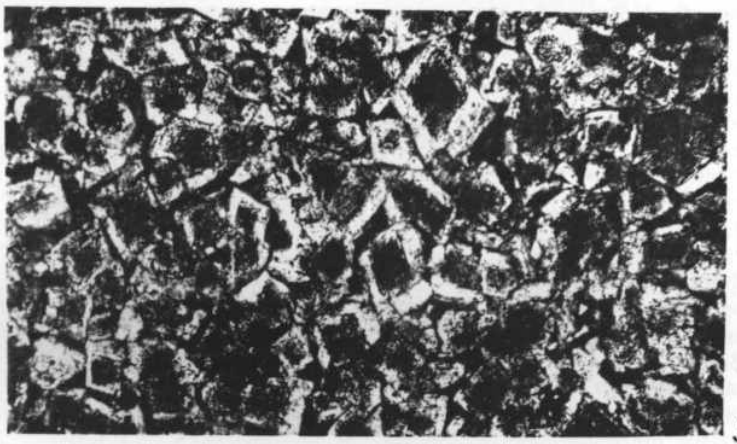
Фиг. 1. Доломит, состоящий из несовершенно-ромбоэдрических кристаллов, внутри которых иногда наблюдаются округлые и многогранные ядра с тонкоконцентрической структурой. Размеры зерен 0,10–0,20 *мм.* Верхний карбон. Среднее Поволжье, Самарская Лука. Шлиф. X90, без анализатора. И. В. Хворова, 1958

Фиг. 2. Доломит, состоящий из ромбоэдрических зерен величиной 0,10–0,18 *мм.* Зерна замутнены примесью пелитоморфного вещества и окаймлены светлыми оболочками. Верхний карбон. Среднее Поволжье, Самарская Лука. Шлиф. X90, без анализатора. И. В. Хворова, 1958 Фиг. 3. Доломит, состоящий из зональных ромбоэдрических зерен величиной 0,10–0,25 *мм.* Внутренние зоны ромбоэдров сложены пели- томорфным карбонатом с примесью глинистого вещества и гидроокислов железа, наружные – светлым, чистым доломитом. Нижний силур, райкюльский горизонт. Эстонская ССР, район Рапле, с. Инглисте- Сарапику. Шлиф. X45, без анализатора. Из колл. Э. А. Юргенсон Фиг. 4. Доломит, состоящий из зональных зерен неправильно-ромбоэдрической и ромбоэдрической формы величиной 0,15–0,35 *мм.* Верхний девон, фамен. Татарская АССР, Казанская обл., пос. Янчи- ково. Шлиф. X45, без анализатора. Из колл. М. Ф. Филипповой

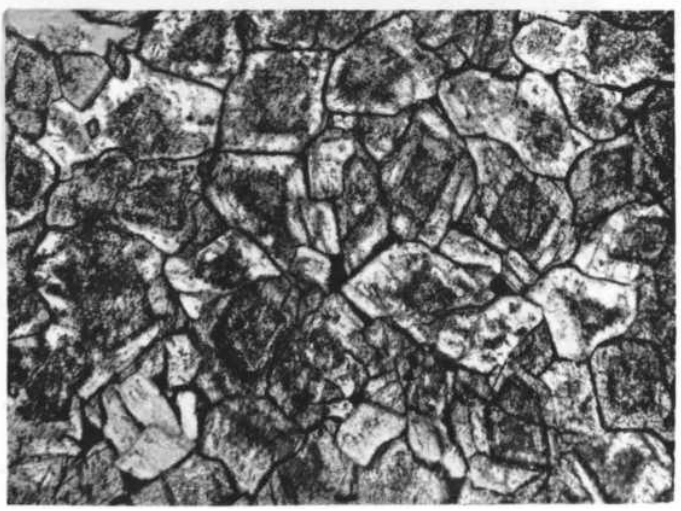
Таблица 158

1

2



3



4

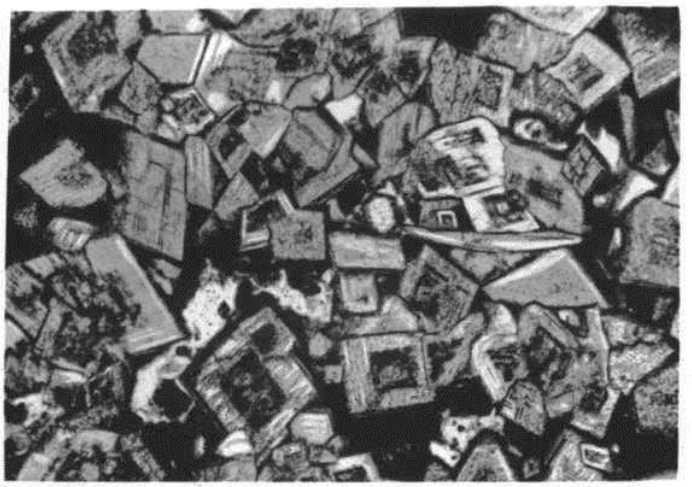
ТАБЛИЦА 159

Фиг. 1. Средпезернистая структура в известковистом доломите. В породе содержится небольшое количество пелитоморфного кальцита, пропитанного гидроокислами железа (темное), который частично приурочен и к центральным зонам ромбоэдров доломита. Размеры зерен доломита 0,10–0,зо *мм.* Палеозой. Ленинградская обл., р. Поповка. Шлиф. Х45, без анализатора. Из колл. М. Э. Янишевского (ЦНИГР музей)

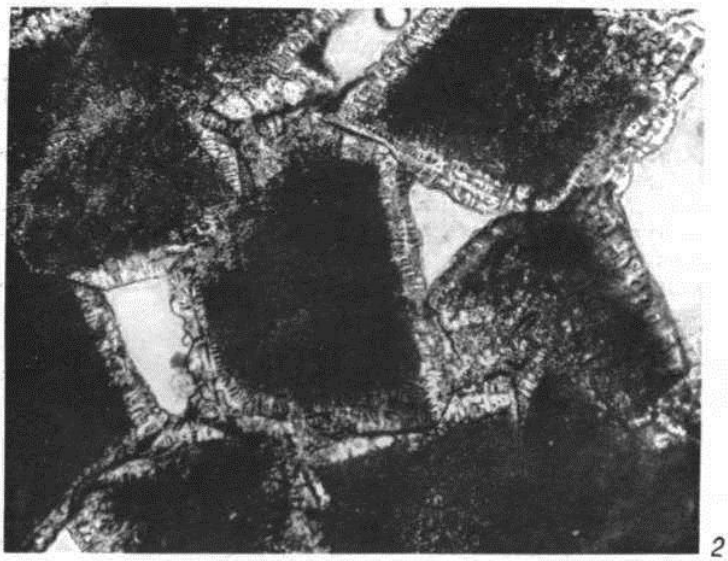
Фиг. 2. Крупнозернистая структура в известковистом доломите. Порода сложена зональными ромбоэдрами доломита величиной 0,60– 0,80 *мм.* зон обычно две – наружная, представляющая собой узкую светлую периферическую часть зерна, почти не замутненную никакими включениями, и внутренняя – темно-серая с реликтами пелитоморфного кальцита, примесью глинистого вещества и гидроокислов железа. Микротекстура породы пористая. Верхний девон, франский ярус, плявиньская свита. Латвийская ССР, Алуксненский р-н, карьер Апе. Шлиф. Х45, без анализатора. Из колл. В. А. Гравитиса

Фиг. 3–15. Характер ромбоэдров доломита в доломитовых породах: фиг. 3 и 4 – ромбоэдры с пылевидными включениями карбоната в ядре, фиг. 5 – ромбоэдр без включений, фиг. 6 – ромбоэдр с бурожелезистой каемкой, фиг. 7 – ромбоэдр с бурожелезистым ядром, фиг. 8–10 – ромбоэдры с зональным строением, выраженным бурыми окислами железа, фиг. 11–13 – сростки ромбоэдров, фиг. 14 – ромбоэдр развит в канале членика криноидеи, фиг. 15 – ромбоэдр с бурожелезистыми прожилками по трещинам спайности. С. Г. Вишняков, 1956

Таблица 159



1



2

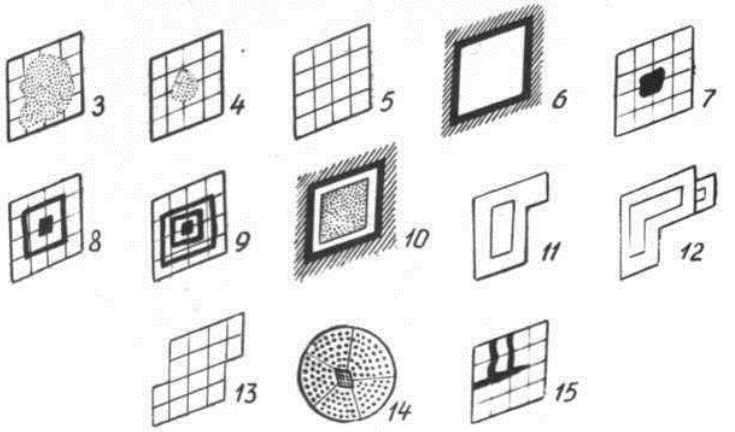


ТАБЛИЦА 160

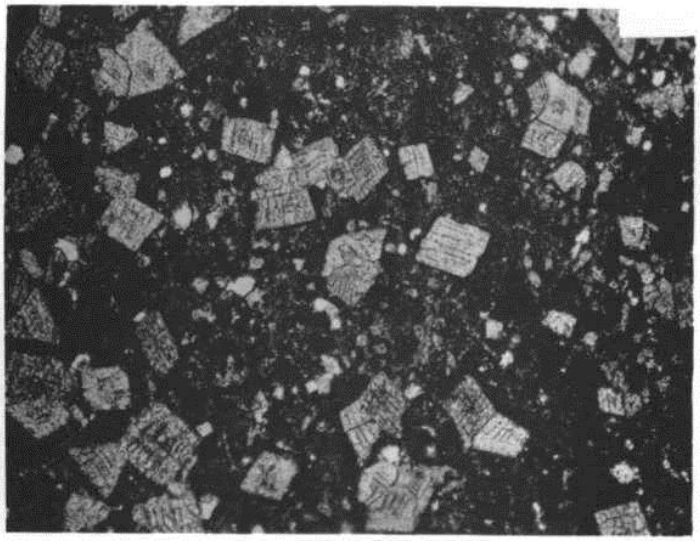
Разнозернистые структуры доломитов

Фиг. 1. Доломит. Порода состоит из пелитоморфного, микро- и тонкозернистого доломита и более крупных (порфиробластовых) зерен и ромбоэдров доломита. Верхний девон, фамен. Волго-Уральская обл., г. Яничевск. Шлиф. X25, без анализатора. Из колл. М. Ф. Филипповой

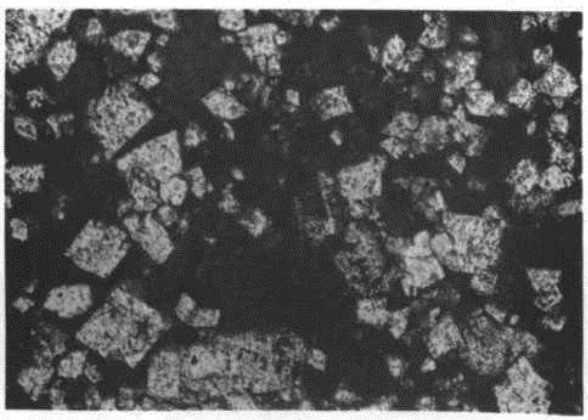
Фиг. 2. Доломит тонко- и микрозернистый с многочисленными более крупными ромбоэдрическими и неправильно-ромбоэдрическими порфировидными кристаллами, образовавшимися в результате частичной перекристаллизации основной массы породы. Верхняя юра, саймоновская свита. Западная Туркмения, Красноводская обл., горы Куба-Даг. Шлиф. X100, без анализатора. Из колл. З. Е. Барановой

Фиг. 3. Разнозернистая структура в пятнисто-перекристаллизованном доломите. Округлые перекристаллизованные участки сложены доломитом, развитым, возможно, по трубочкам серпул. Верхний девон, кудеяровская толща. Орловская обл., р. Нугрь, близ г. Волхова. Шлиф. X20, с анализатором. Из колл. В. Г. Махлаева

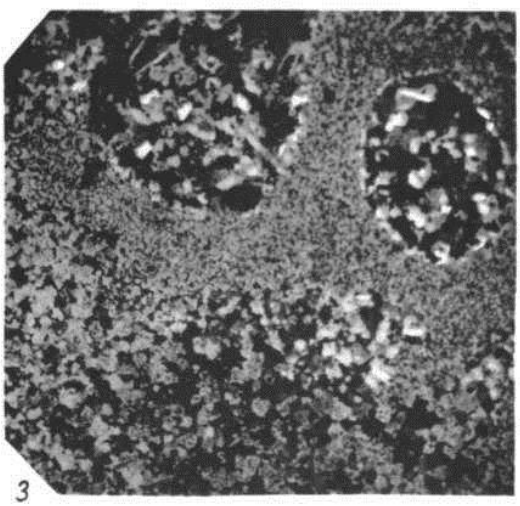
Таблица 160



1



2



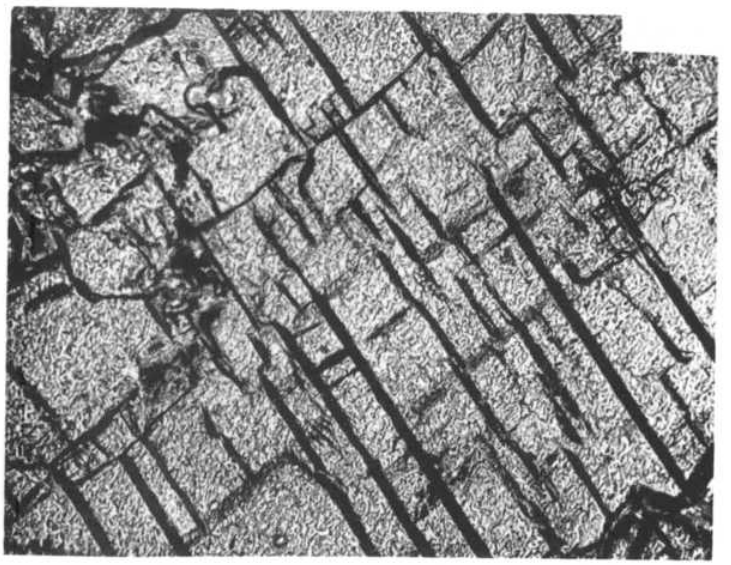
3

ТАБЛИЦА 161

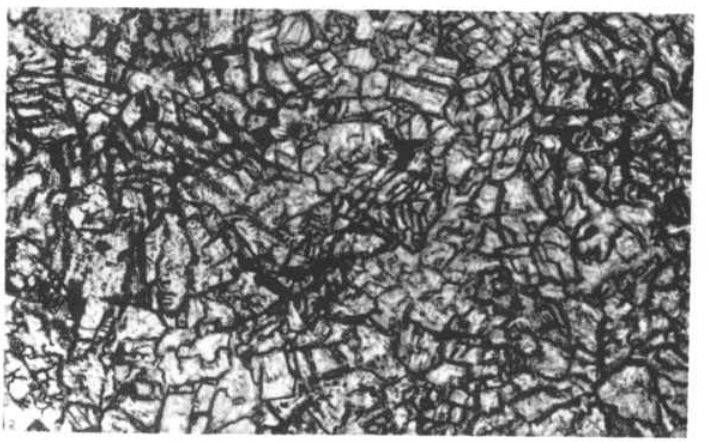
Фиг. 1. Доломит, состоящий из сильнотрещиноватых зерен. Нижний силур, тамсалуский горизонт. Эстония, район Вяйке-Маарья, с. Кармаа. Шлиф. X100, без анализатора. Из колл. Э. А. Юргенсон Фиг. 2. Доломит, состоящий из сильно разрушенных трещиноватых зерен. Верхний карбон. Среднее Поволжье, Самарская Лука. Шлиф. X90, без анализатора. И. В. Хворова, 1958

Фиг. 3 и 4. Схематическое изображение грубопрямоугольных зерен доломита, образовавшихся в результате растрескивания. Наблюдается незначительное смещение кусочков относительно друг друга. И. К. Королюк, 1956

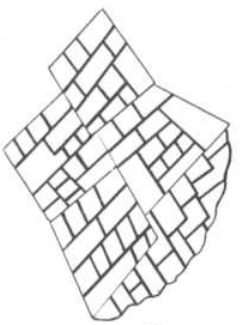
Таблица 161



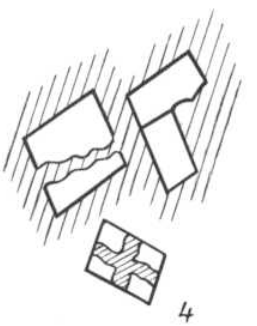
1



2



3



4

ООЛИТОВАЯ СТРУКТУРА ДОЛОМИТОВ (табл. 162–167)

ТАБЛИЦА 162

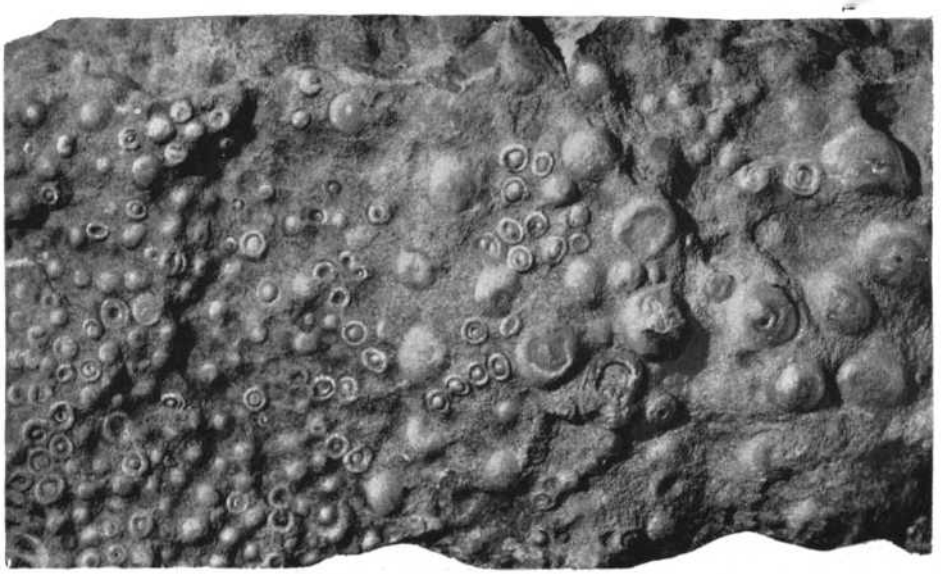
Реликтовая крупноолитовая структура

Фиг. 1. Крупноолитовый доломит замещения. Структура породы характеризуется обилием слагающих ее округлых образований концентрически-скорлуповатого сложения величиной более 1 *мм*. Цемент доломитовый. Нижний силур, чуньская свита. Восточная Сибирь, Байкутский р-н. Нат. вел. Из колл. Г. И. Кириченко (ЦНИГР музей)

Фиг. 2 и 3. Отдельные оолиты из породы, изображенной на фиг. 1. Хорошо видно концентрически-скорлуповатое строение оолитов, многочисленные оболочки которых отличаются неодинаковыми размерами слагающих их зерен доломита, а также различным содержанием тонкораспыленной глинистой примеси и реликтов пелитоморфного кальцита (темно-серое). В центральной части оолитов наблюдается мелкая пористость. Иногда на крупные оолиты нарастают один или два мелких, обрастающих затем общей оболочкой (фиг. 3). Шлиф. Х6, без анализатора

Фиг. 4. Группа оолитов, покрытая последовательно нараставшими доломитовыми оболочками, имеющими, возможно, водорослевое происхождение. Шлиф из образца, изображенного на фиг. 1. Х6, без анализатора

Таблица 162



1

2

3

4

ТАБЛИЦА 163

Фиг. 1. Крупноолитовая структура доломита. Среди оолитов, имеющих хорошо выраженное концентрически-зональное и едва различимое радиально-лучистое строение, наблюдаются многочисленные мелкие комочки и сгустки, природа которых неясна, а также округлые образования, имеющие сходство в одних случаях с недоразвитыми оолитами, в других – с катаграфиями З. А. Журавлевой (1964). Цемент – светлый перекристаллизованный доломит. Видны микростилолитовые швы, вдоль которых произошло частичное растворение «оолитов». Верхний докембрий, билляхская свита. Север Красноярского края, р. Котуйкан. Шлиф. Х15, без анализатора. Из колл. В. Е. Мильштейн

Фиг. 2. То же, что и на фиг. 1. Х30, без анализатора

Фиг. 3. Оолитовая и крупноолитовая структура. Оолитовый доломит с четко выраженным концентрическим сложением оолитов. Цемент доломитовый, неравнозернистый. В породе содержится 1–2% вторичного кальцита. Верхний протерозой, баракунская свита. Восточная Сибирь, р. Канушка. Шлиф. Х20, без анализатора. Из колл. В. К. Головенка

Таблица 163

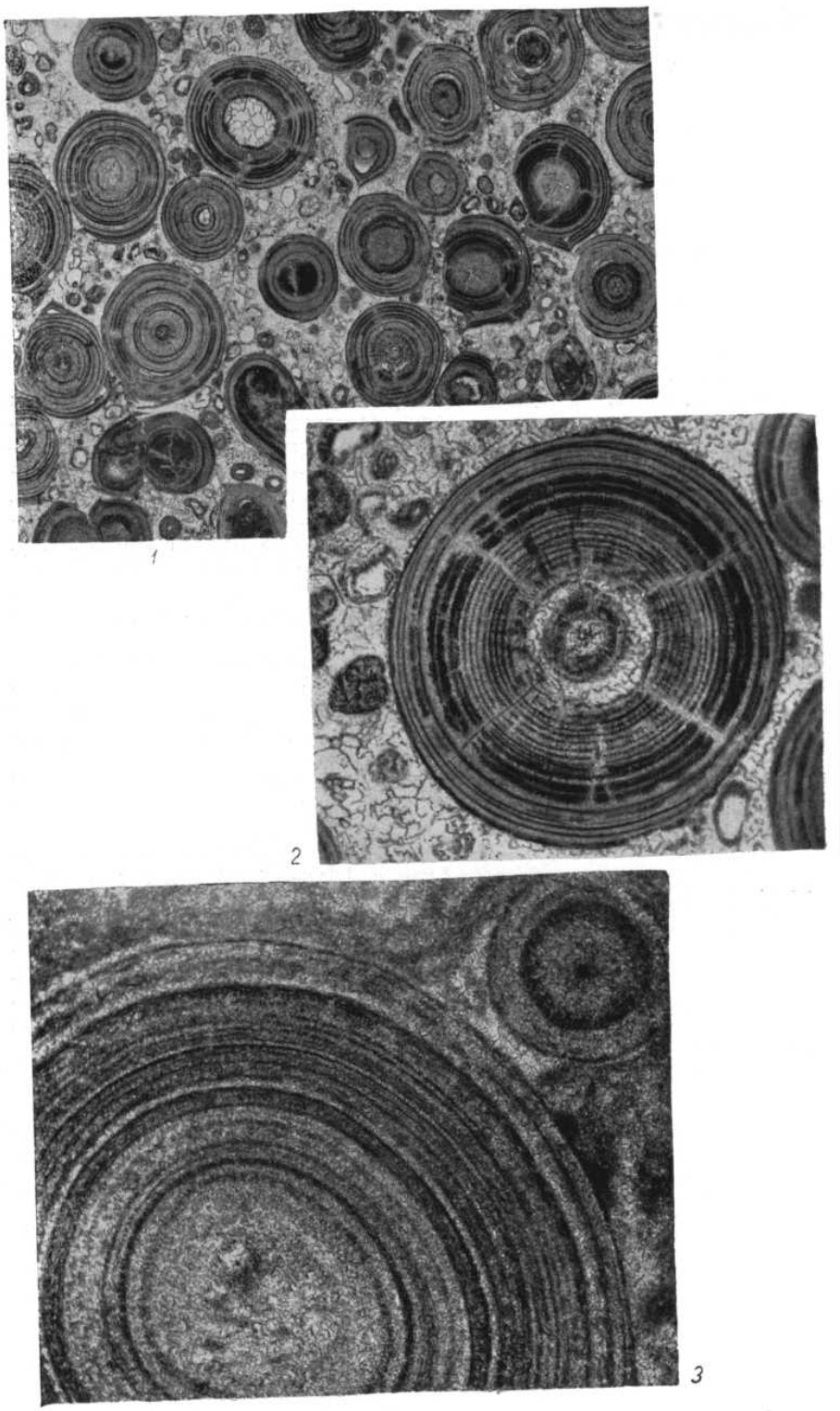


ТАБЛИЦА 164

Оолитовая структура

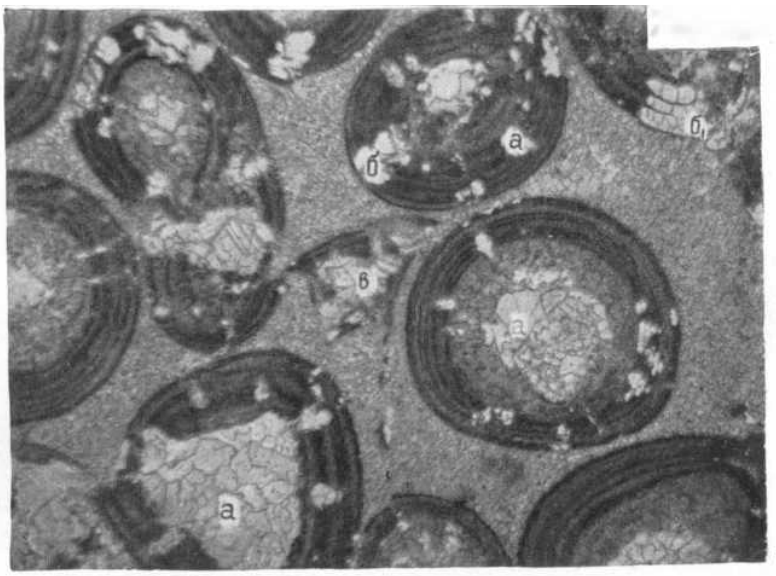
Фиг. 1. Оолитовый доломит. Структура обусловлена присутствием в породе многочисленных оолитов, состоящих из тонких чередующихся оболочек пелитоморфного и микрозернистого доломита. Доломит, преимущественно в центральной части оолитов, нередко перекристаллизован (*а*). Оолиты сцементированы тонкозернистым доломитом. Порода окварцована, кварц в виде отдельных зерен и небольших скоплений развит по оолитам (б). Окварцевание, за редким исключением, уничтожает концентрически-скорлуповатое строение оолитов. Единичные оолиты гранулированы (в). Нижний кембрий. Восточная Сибирь, бассейн р. Киляна. Шлиф. X25, без анализатора. Из колл. Л. И. Салопа

Фиг. 2. Оолитовый доломит. Оолиты имеют правильную сферическую форму. Цемент доломитовый (светлое), содержится в очень незначительном количестве. Порода пористая. УССР, Донецкий каменноугольный бассейн, Большая Гольма. Шлиф. X80, с анализатором. Из колл. Б. Я. Каплан

Фиг. 3. Битуминозный оолитовый доломит окремненный. Битум в оолитах (черное) сконцентрирован в отдельных оболочках. В оолитах, подвергшихся окремнению (а), концентрически-скорлуповатое сложение не сохраняется. Нижний кембрий, юдомская свита. Якутская АССР, Алданский р-н, близ г. Алдана. Шлиф. X72, без анализатора. Ю. А. Ходак, 19612

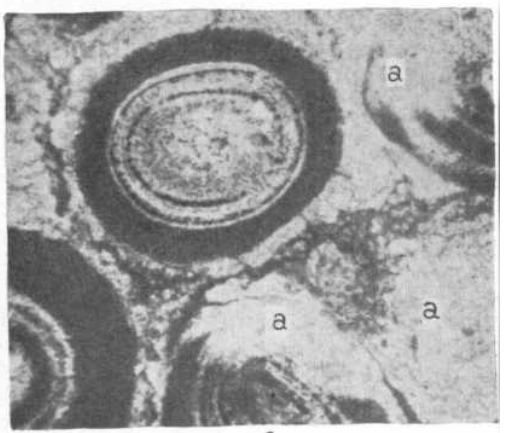
Фиг. 4. Оолитовый доломит. Концентрическое строение оолитов в значительной степени нарушено процессами перекристаллизации доломита. В породе содержатся вкрапления кристаллов ангидрита *(а)*. Нижний кембрий, усольская свита. Восточная Сибирь, Иркутская обл., пос. Марково. Шлиф. X50, без анализатора. Из колл. Я. К. Писарчик

Таблица 164

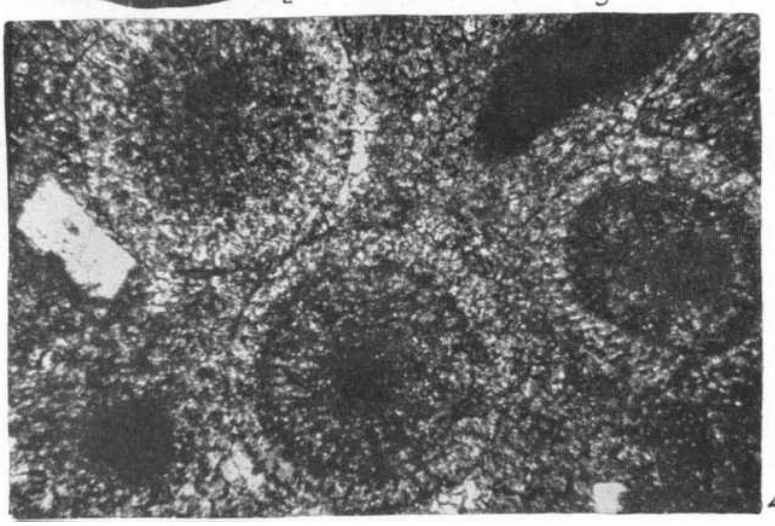


1

2



3



4

ТАБЛИЦА 165

Фиг. 1 и 4. Реликтовая крупноолитовая и оолитовая структура в частично перекристаллизованном оолитовом доломите замещения. Структура породы характеризуется обилием сферических образований (оолиты) величиной от 0,15 до 1 *мм* и несколько более 1 *мм* в поперечнике. $CaCO_3$, слагавший первоначально оолиты, почти полностью замещен тонкозернистым доломитом. Очень мелкие, темные сгусточки– реликты пелитоморфного кальцита. Концентрическое сложение оолитов в значительной степени уничтожено в процессе доломитизации. Цемент доломитовый, мелкозернистый. Нижний кембрий, ангарская свита. Восточная Сибирь, Иркутская обл., пос. Кутулик. Фиг. 1 – образец, X5; фиг. 4 – шлиф, X40, без анализатора. Из колл. Я. К. Писарчик

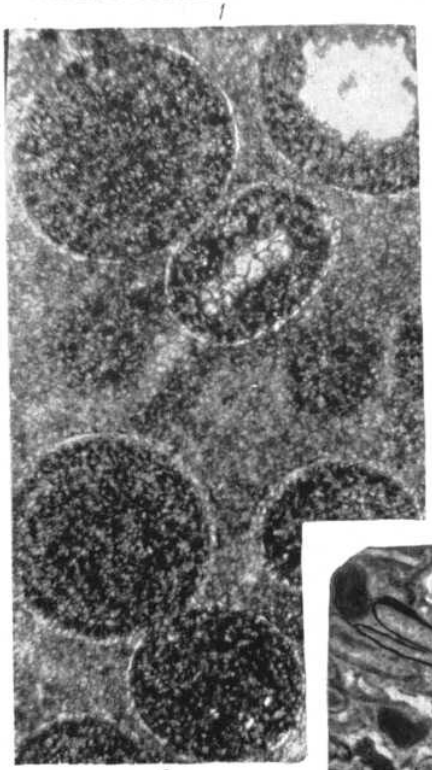
Фиг. 2 и 3. Реликтовая оолитовая структура. Оолитовый доломит замещения залегает в виде тонкого прослоя в кавернозном доломите (фиг. 2). Линии контактов оолитового прослоя являются стилолитовыми швами. Под микроскопом (фиг. 3) видно плохо сохранившееся концентрически-скорлуповатое строение оолитов, сложенных мелкозернистым доломитом и реликтами пелитоморфного кальцита (темное). Цемент мелкозернистый того же состава, что и оолиты. Нижний ордовик, чуньский ярус. Восточная Сибирь, р. Подкаменная Тунгуска. Фиг. 2 – образец, нат. вел.; фиг. 3 – шлиф, X45, без анализатора. Из колл. О. И. Никифоровой (ЦНИГР музей)

Фиг. 5. Оолитовый доломит замещения. Недоразвитые зачаточные оолиты состоят из ядер, представленных удлиненными окатанными обломками раковин пелеципод, покрытых одной или двумя оболочками. Кальцит, слагавший ранее и оолиты и цемент, полностью замещен доломитом. Верхний девон, киселево-никольская толща. Орловская обл., с. Петровское, на р. Снежедь. Шлиф. X20, без анализатора. Из колл. В. Г. Махлаева

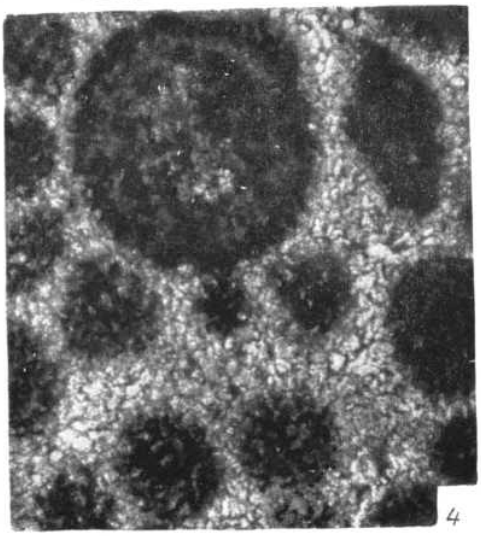
Таблица 165

1

2



3



4

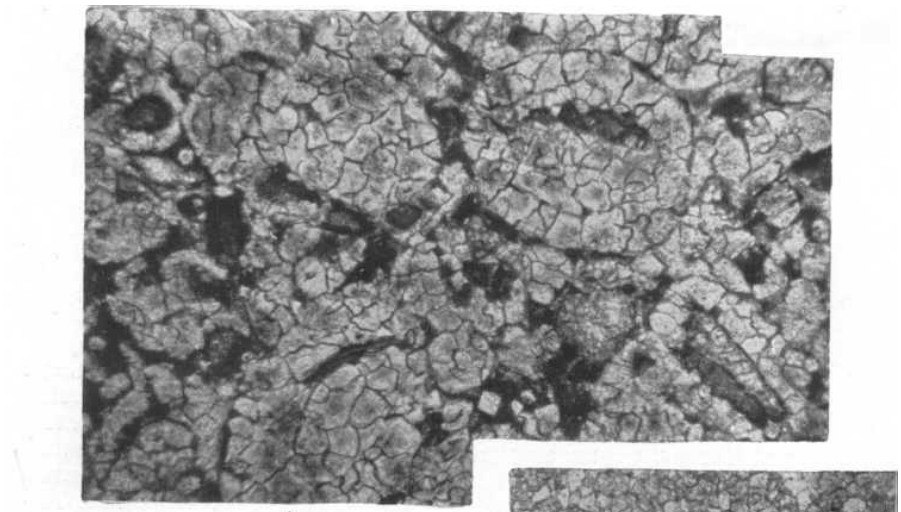
5

ТАБЛИЦА 166

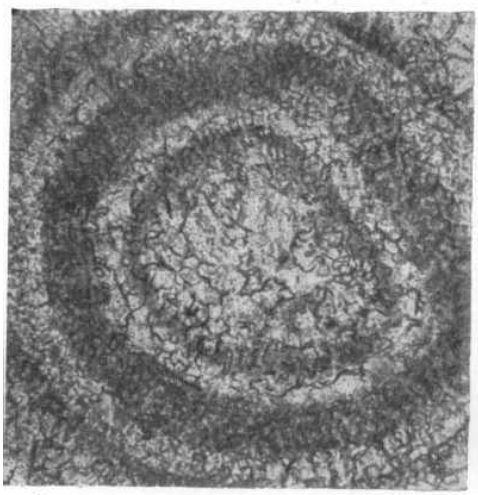
Фиг. 1. Оолитовый доломит замещения, перекристаллизованный. В результате доломитизации и перекристаллизации концентрическое строение оолитов полностью или частично разрушено. Единичные оолиты гранулированы. Верхняя юра, келловей. Украинская ССР, с. Подлубы. Шлиф. X25, без анализатора. Из колл. Г. П. Вороны Фиг. 2 и 4. Оолиты из различных участков шлифа оолитового доломита замещения: фиг. 2 – оолит, незначительно перекристаллизованный, с хорошо сохранившимся концентрическим сложением; фиг. 4 – оолит, частично перекристаллизованный, с полностью уничтоженными концентрами. Остатки доломита, не подвергшиеся перекристаллизации (темное), образуют сгустки различной неправильной формы. Нижний кембрий, юдомская свита. Якутская АССР, Алданский р-н, г. Томмот. Шлиф. X200, без анализатора. Ю. А. Ходак, 1961_2

Фиг. 3. Доломитовые оолиты с внешними оболочками, почти полностью уничтоженными в результате перекристаллизации. Ядра сложены неперекристаллизованным пелитоморфным и микрозернистым доломитом. Нижний кембрий, чуранская пачка журинского подъяруса. Восточная Сибирь, р. Лена, ниже г. Олёкминска. Шлиф. X46, без анализатора. Из колл. К. К. Зеленова (Архангельская и др., I960)

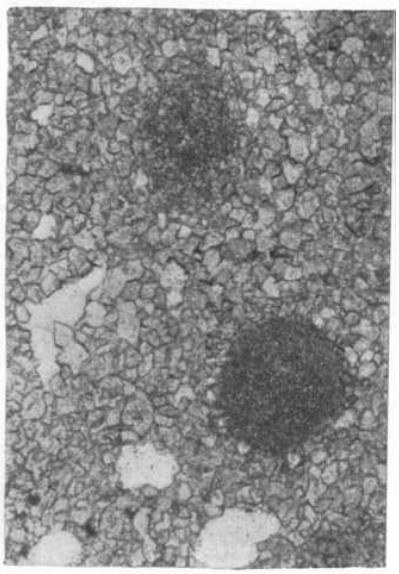
Таблица 166



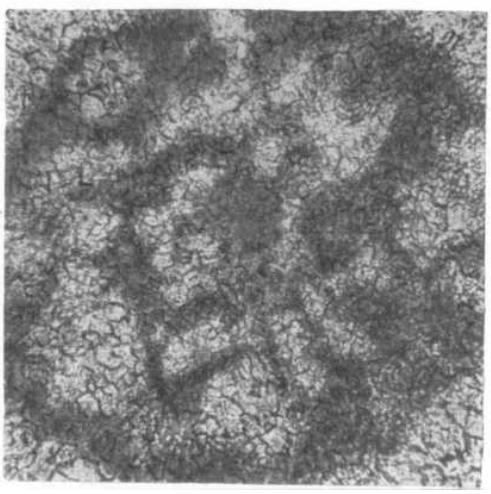
1



2



3



4

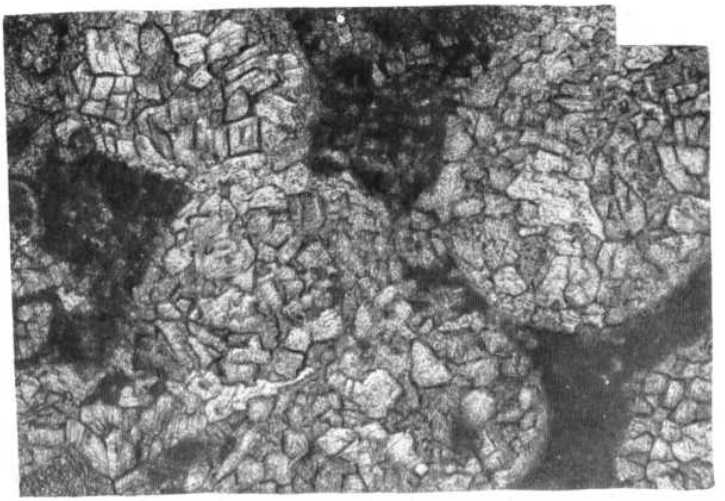
ТАБЛИЦА 167

Фиг. 1. Оолитовый доломит, значительно перекристаллизованный. В оолитах, сложенных светлым мелкозернистым перекристаллизованным доломитом, концентрически-скорлуповатое строение полностью уничтожено. Частичная перекристаллизация, имевшая избирательный характер, почти не затронула пелитоморфный, первичнодоломитовый цемент. Верхний девон, плявиньская свита. Латвийская ССР, пос. Ак-мене. Шлиф. X75, без анализатора. Из колл. Р. Ж.Ульст

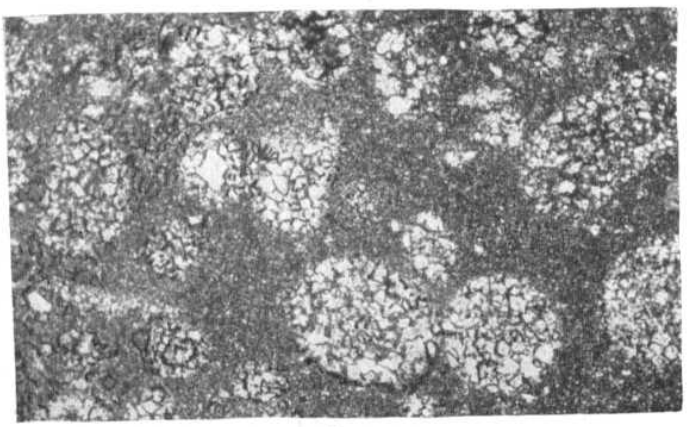
Фиг. 2. Оолитовый доломит слабоизвестковистый. Оолиты сложены перекристаллизованным доломитом (светлое) и остатками пелитоморфного и очень тонкозернистого кальцита (темное). Концентрически-скорлуповатое сложение оолитов уничтожено перекристаллизацией и может быть частично еще раньше, при доломитизации. Цемент известковисто-доломитовый, пелитоморфный и мелкозернистый, очень слабо перекристаллизованный. Нижний мел, верхний готерив. Средняя Азия, хребет Копет-Даг, Фирюзинское ущелье. Шлиф. X40, без анализатора. Из колл. В. И. Марченко

Фиг. 3. Оолитовый доломит, перекристаллизованный. Центральная часть некоторых оолитов частично или полностью выщелочена *(а)*. Цемент доломитовый, преимущественно пелитоморфный. Верхний девон, основание киселево-никольской толщи. Орловская обл., д. Знаменка, близ р. Оптухи. Шлиф. X20, без анализатора. Из колл. В. Г. Махлаева

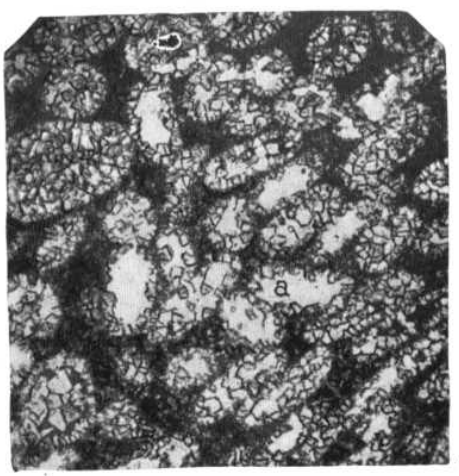
Таблица 167



1



2



3

СФЕРОЛИТОВАЯ СТРУКТУРА ДОЛОМИТОВ

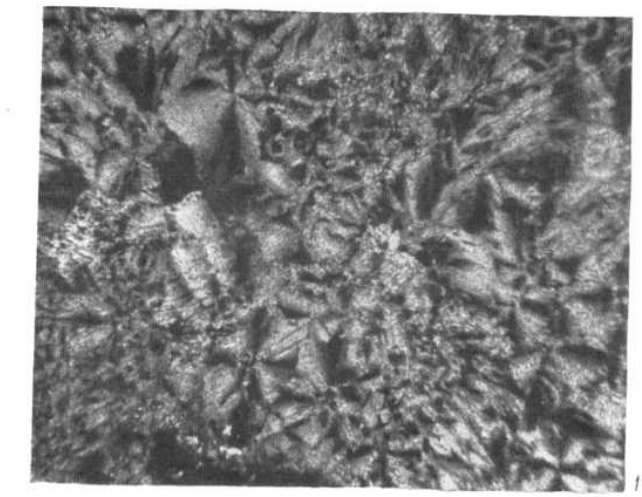
ТАБЛИЦА 168

Фиг. 1. Доломит сферолитовый, слабо засолоненный. Порода состоит из многочисленных, часто недоразвитых сферолитов, сложенных тонковолокнистыми радиально-лучистыми агрегатами доломита и мелко-тонкозернистого доломитового же цемента. Нижний кембрий, усольская свита. Восточная Сибирь, Иркутская обл., пос. Жигалово. Шлиф. Х30, с анализатором. Из колл. Я. К. Писарчик

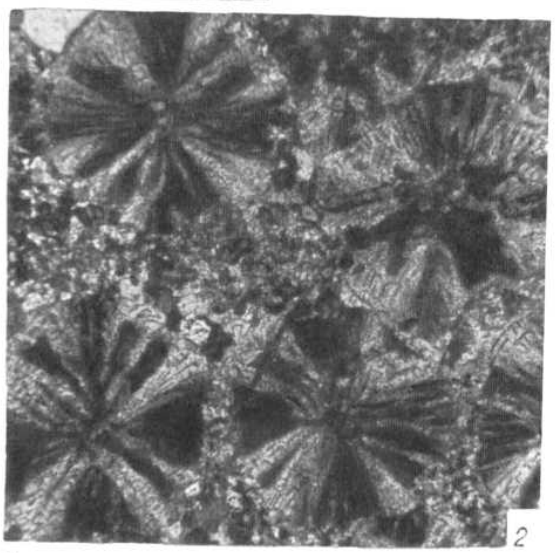
Фиг. 2 и 3. Сферолитовый доломит с реликтами фосфатного вещества (а). Порода образовалась в результате доломитизации оолитового фосфорита. Немногочисленные поры выполнены кварцем *(б)*. Верхний докембрий, билляхская свита. Красноярский край, р. Котуйкан. Шлиф. Х45. Фиг. 2 – с анализатором, фиг. 3 – без анализатора. Из колл. В. Е. Мильштейн

Фиг. 4. Сферолиты в доломите. Ядра сложены пелитоморфным карбонатом, оболочки состоят из радиально расположенных, резко удлиненных кристаллов доломита. В единичных сферолитах наблюдаются очень маленькие ядра. Сферолиты погружены в мелкозернистый доломит с примесью незначительного количества пелитоморфного карбоната (темное). Нижний кембрий, ленский ярус. Сибирь, р. Аладьина, левый приток р. Ангары. Шлиф. Х30, без анализатора. Из колл. Л. М. Плотникова

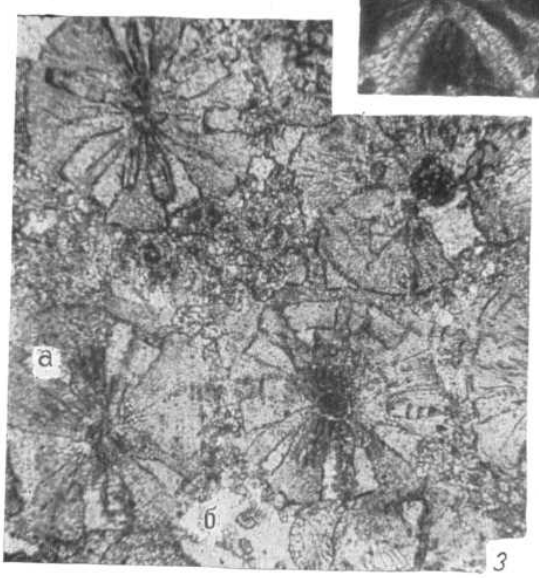
Таблица. 168



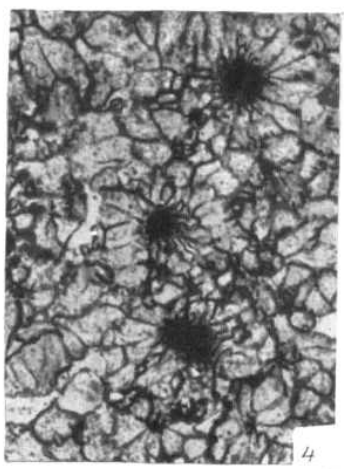
1



2



3



4

ИНКРУСТАЦИОННЫЕ СТРУКТУРЫ В ДОЛОМИТАХ

(табл. 169, 170)

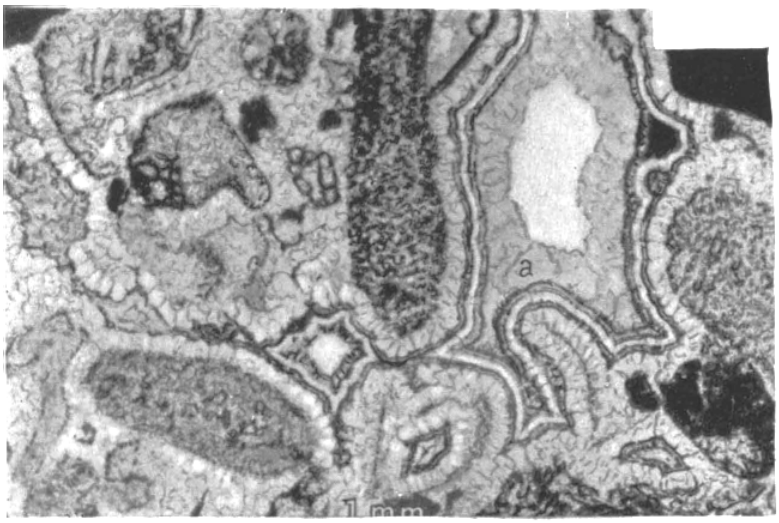
ТАБЛИЦА 169

Фиг. 1. Доломит замещения, развившийся по рифовому известняку. В порах наблюдается доломитовая инкрустация *(а)*. Риф третичного – современного возраста образован кораллиновыми водорослями. Тихий океан, атолл Фунафути. Шлиф. Хзо, без анализатора. S. O. Schlanger, 1963

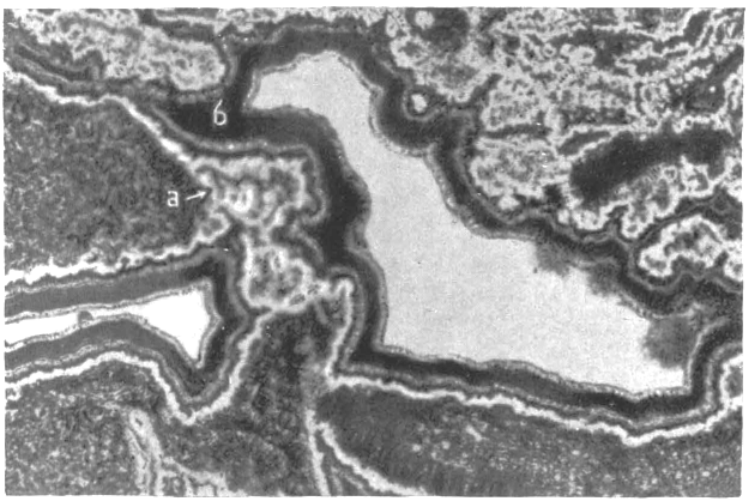
Фиг. 2. Доломит замещения, образовавшийся по рифовому известняку. В порах наблюдаются доломитовая и кальцитовая инкрустации. Риф третичного – современного возраста. Слой с хорошо различимыми кристаллами доломита *(а)* образовался перед отложением последующих слоев. Из этих слоев центральный слой (б) состоит из доломита, остальные из кальцита. Тихий океан, атолл Фунафути. Шлиф.. Х20, без анализатора. S. O. Schlanger, 1963

Фиг. 3. Доломитовая инкрустация в онколитовом доломите. В породе присутствуют три генерации цемента: цемент первой генерации *(а)* скрепляет отдельные простые и сложные желваки; цемент второй генерации (б) образует крустификационные оболочки, обрастающие одиночные и синтетические желваки; цемент третьей генерации (в), представленный кальцитом с размерами зерен 0,25–0,5 *мм,* выполняет промежутки между крустификационными фрагментами. Верхний докембрий, низы колосовской свиты. Восточный Таймыр, левый приток р. Ленинградской. Шлиф. Хзо, с анализатором. В. Е. Мильштейн, 1962

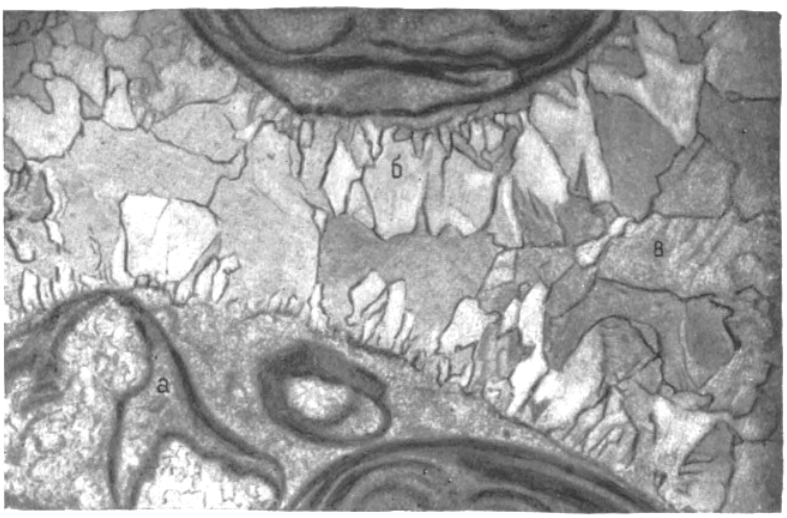
Таблица 169



1



2



3

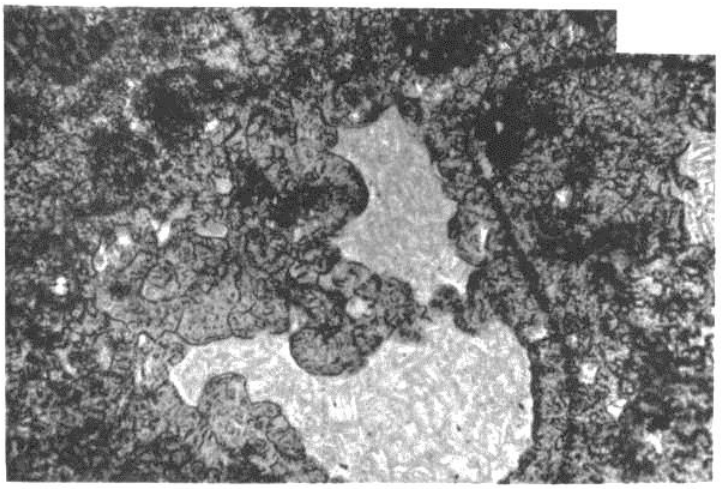
ТАБЛИЦА 170

Фиг. 1. Ангидритсодержащая известково-доломитовая порода с порами, стенки которых покрыты корочками тонковолокнистого доломита, образующего микроагрегаты полушаровой или секториальной формы. Поры выполнены ангидритом (светло-серое). Верхний карбон, рифогенная толща. Урало-Волжская обл., Ишимбаевский р-н. Шлиф. Х50, без анализатора. Г. И. Теодорович, 1950

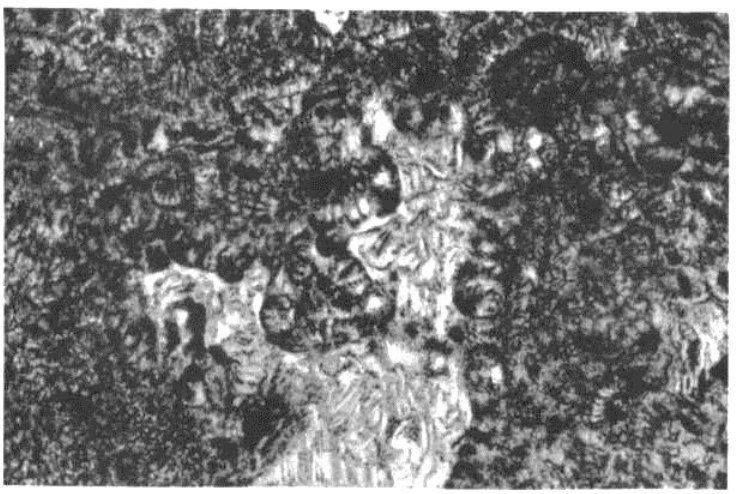
Фиг. 2. То же, что и на фиг. 1, с анализатором. Видно секториальное и иногда крестообразное погасание агрегатов доломита

Фиг. 3. Засолоненный сферолитовый доломит с корочками тонковолокнистого доломита по стенкам пор. Нижний кембрий, усольская свита. Иркутский амфитеатр, район пос. Жигалово. Шлиф. Хзо, с анализатором. Из колл. Я. К. Писарчик

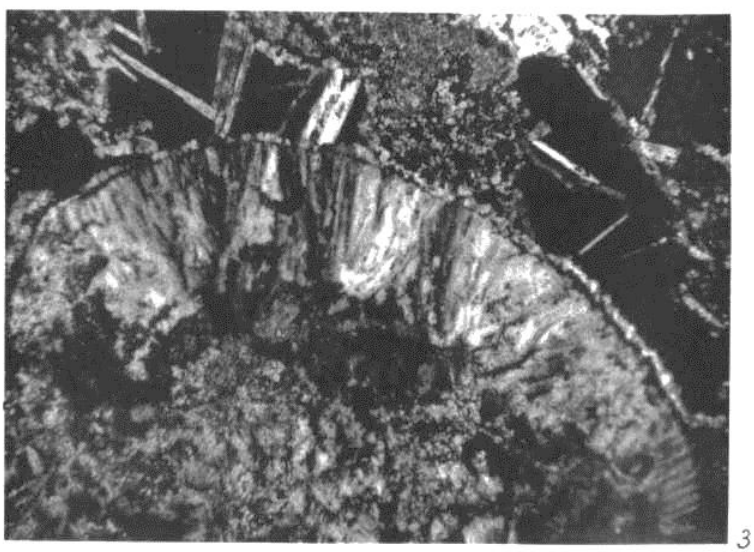
Таблица 170



1



2



3

РЕЛИКТОВАЯ ОРГАНОГЕННАЯ (ЗООГЕННАЯ) СТРУКТУРА В ДОЛОМИТАХ ЗАМЕЩЕНИЯ (табл. 171 – 176)

Реликтовая органогенная биоморфная структура (табл. 171 –174)

ТАБЛИЦА 171

Фиг. 1. Доломит пористый. Пористость возникла вследствие выщелачивания раковин фораминифер. Структура породы обусловлена сохранившимися контурами раковин, обозначенных цепочками кристалликов доломита. Эоцен, туркестанский ярус. Южная Фергана. Шлиф. Х20, с анализатором. А. И. Осипова, 1956

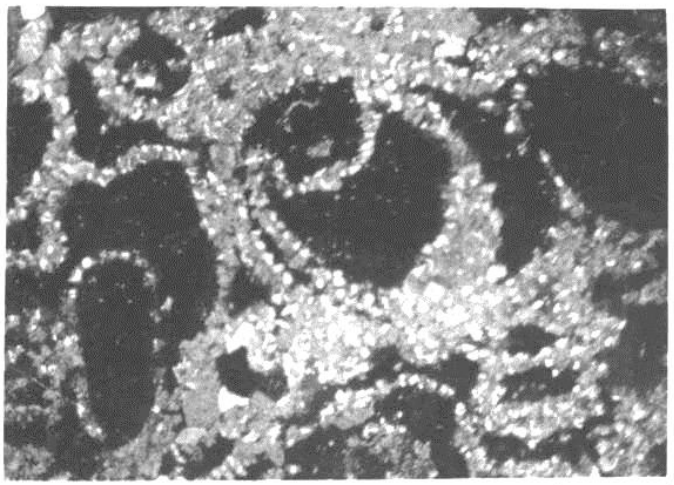
Фиг 2. Доломит известковистый, образовавшийся по фузулинидовому известняку. Доломит почти полностью заместил кальцит цемента и частично – пелитоморфный кальцит раковин. Верхний карбон. Среднее Поволжье, близ пос. Урмары-Ковали. Шлиф. Х25, без анализатора. Из колл. М. М. Толстихиной

Фиг. 3. Слабоизвестковистый доломит замещения. Для структуры характерно присутствие в породе многочисленных скелетных остатков раковин швагерин. Раковины швагерин состоят из доломита, почти полностью заместившего слагавший их кальцит. Цемент доломитовый, с реликтами пелитоморфного кальцита. Верхний карбон. Среднее Поволжье, Самарская Лука. Образец. Xl,5. Из колл. О. А. Гвоздицкого (ЦНИГР музей)

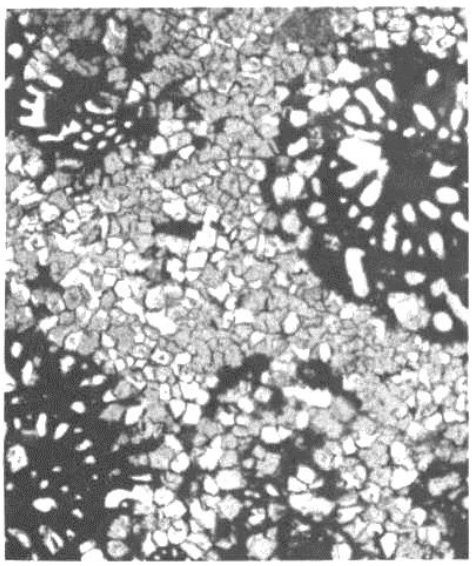
Фиг. 4. Участок породы, изображенный на фиг. 3, снятый с увеличением в 4 раза. Видно частично сохранившееся строение раковины швагерины

Фиг. 5. Слабоизвестковистый доломит замещения. Порода состоит из мелкозернистого доломита, в котором сохранились реликты пелитоморфного (темное) и мелкозернистого кальцита и раковины фузулинид, сложенные пелитоморфным же кальцитом. Доломитизации в равной степени подвергается как кальцит цемента, так и кальцит, слагавший органогенные остатки. Верхний карбон. Поволжье, Горьковская обл., г. Марпосад. Шлиф. Х30, без анализатора. Из колл. Я. К. Писарчик

Таблица 171

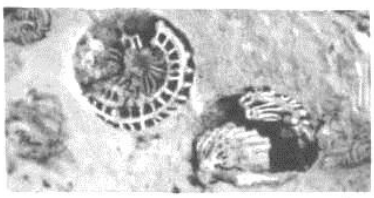


1

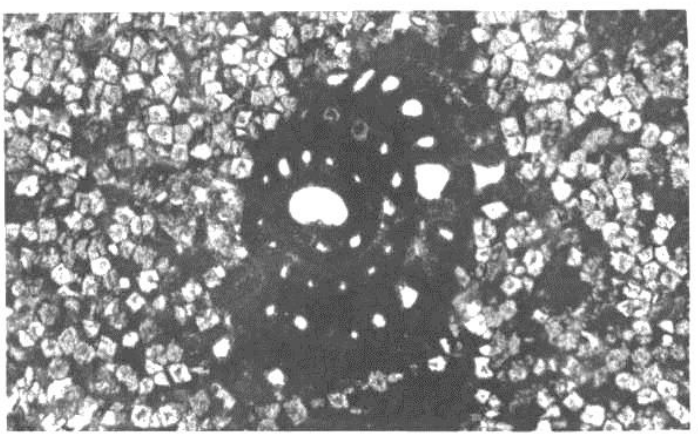


2

3



4



5

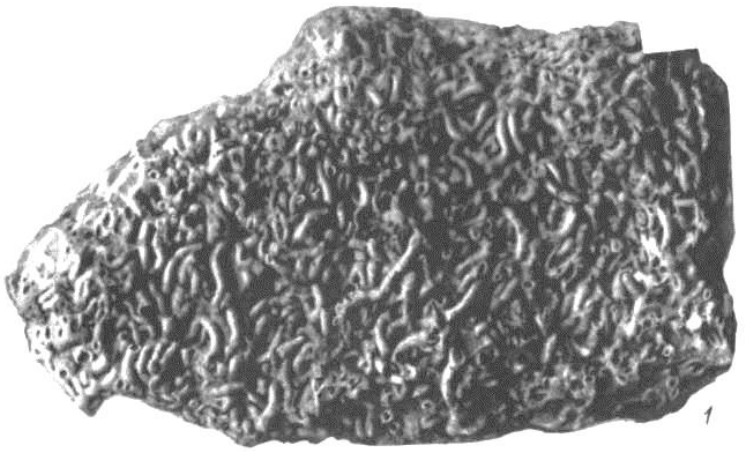
ТАБЛИЦА 172

Фиг. 1. Доломит, развившийся по серпуловому известняку. Структура породы обусловлена скоплением трубочек серпул, состоящих из доломита, заместившего кальцит. Текстура пористая (поры внутри трубочек серпул и между ними). Верхний девон, основание озерской толщи. Рязанская обл., правый берег р. Снежедь, выше д. Камыниной. Образец. Х 1,5. Из колл. В. Г. Махлаева

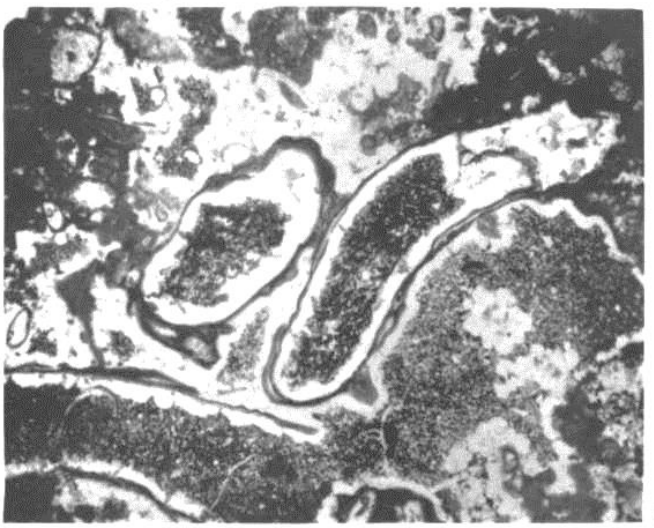
Фиг. 2. Доломит, развившийся по серпуловому известняку. Микротекстура пористая (поры забиты карбонатной пылью, попавшей при изготовлении шлифа). Структура породы характеризуется присутствием трубочек серпул (различно ориентированные срезы), инкрустированных кристалликами доломита (светлые каемки). Верхний девон, тургеневская толща. Рязанская обл., г. Данков. Шлиф. Х20, с анализатором. Из колл. В. Г. Махлаева

Фиг. 3. Доломит, образовавшийся в результате замещения кальцита, слагавшего органические остатки и цемент в серпуловом известняке. Для структуры характерно присутствие породообразующих серпул (поперечные и косые срезы – *а*), сложенных доломитом. Доломит цемента и доломит, выполняющий некоторые трубочки, светлый, чистый, перекристаллизованный. В породе наблюдаются редкие копролиты? (б) и редкие скелетные остатки, принадлежащие, по-видимому, астартам (в). Верхний девон, основание озерской толщи. Тульская обл., д. Казариново, на р. Снежедь. Шлиф. Х20, без анализатора. Из колл. В. Г. Махлаева

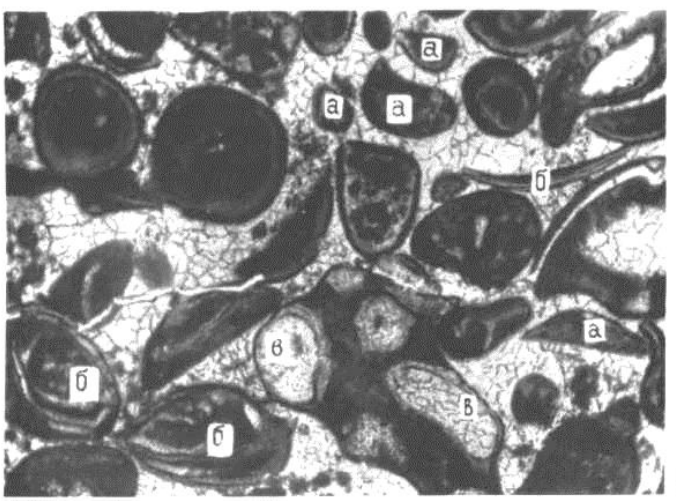
Таблица 172



1



2



3

ТАБЛИЦА 173

Фиг. 1. Доломит, образовавшийся по брахиоподовому известняку. Для структуры характерно обилие в породе отпечатков створок камаротехий. Верхний девон, кудеяровская толща. Орловская обл., левый берег р. Мошок (приустьевая часть). Нат. вел. Из колл. В. Г. Махлаева

Фиг. 2. Доломит, возникший в результате замещения кальцита в брахиоподовом известняке. Для структуры характерно обилие в породе ядер брахиопод *(Pentamerus borealis* Eichw.), состоящих из доломита. Силур, лландовери. Эстонская ССР, карьер Лимберга. Vs нат. вел. Из колл. О. И. Никифоровой

Фиг. 3. Доломит известковистый, углистый, образовавшийся по коралловому известняку. Среди темно-серого углистого доломита четко выделяются не подвергшиеся доломитизации ряды сросшихся трубчатых ячей коралла *Halysites* (поперечное сечение), сложенных кальцитом. Нижний силур, лландовери. Северный Урал, р. Пирс-ю (бассейн, р. Илыча). Пришлифовка. X2. Из колл. В. А. Варсанофьевой (ЦНИГР музей)

Таблица 173

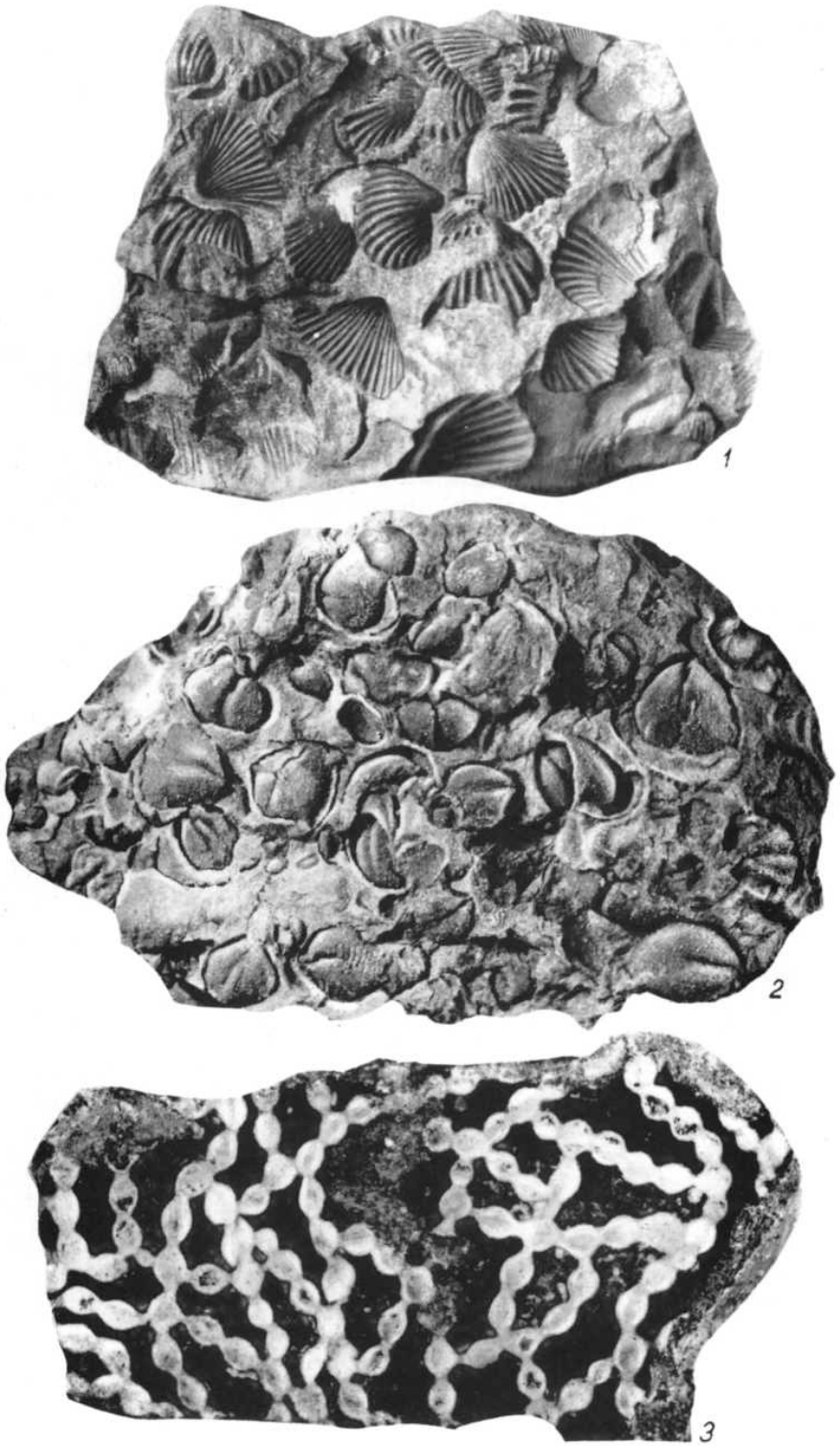


ТАБЛИЦА 174

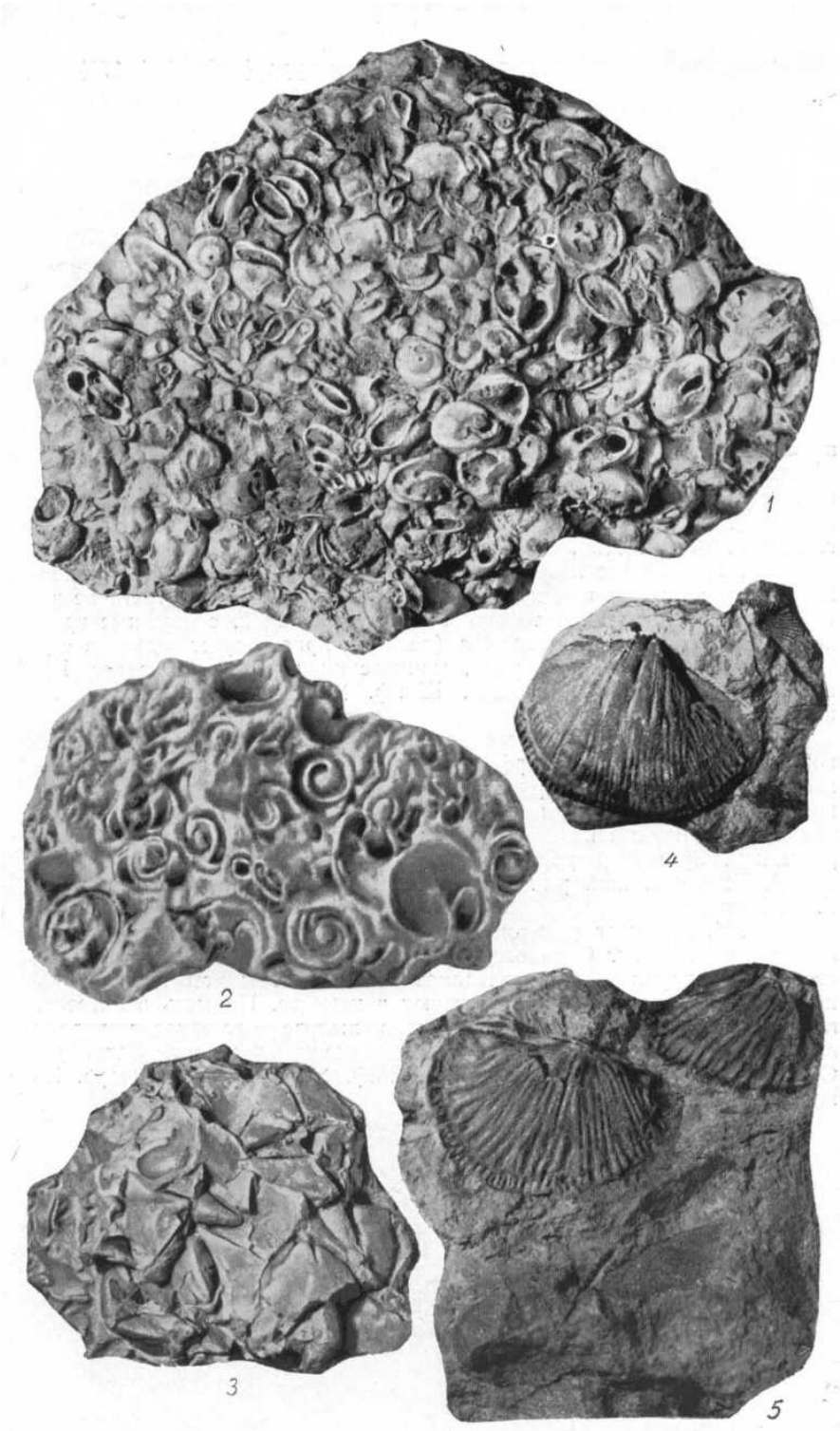
Фиг. 1. Доломит замещения. Раковины *Platyschisma* и цемент сложены доломитом, полностью заместившим слагавший их ранее кальцит. Верхний девон, франский ярус. Латвийская ССР. 2/3 нат. вел. Из колл. Б. П. Марковского

Фиг. 2. Доломит, образовавшийся по гастроподовому известняку. Текстура пористая (значительная часть раковин выщелочена). Доломит полностью заместил кальцит, слагавший первоначально раковины и цемент. Верхний девон, франский ярус. Латвийская ССР, Рижский р-н, пос. Саласпилс. 2/3 нат. вел. Из колл. Государственного музея природы Латвийской ССР

Фиг. 3. Доломит замещения. Порода состоит из многочисленных ядер *Cyrtospirifer*, сложенных доломитом. Цемент доломитовый, частично выщелоченный. Верхний девон, франский ярус. Прибалтика. Нат. вел. Из колл. Б. П. Марковского (ЦНИГР музей)

Фиг. 4 и 5. Слабоизвестковистый доломит, развившийся по брахиоподовому известняку. Структура обусловлена присутствием в породе многочисленных ядер *Esttandia* (*Orthisina*) *pyron* Eichw. Средний ордовик, невский горизонт. Ленинградская обл. Нат. вел. Из колл. Е. М. Люткевич (ЦНИГР музей)

Таблица 174



Реликтовая органогенно-детритовая структура (табл. 175, 176)

ТАБЛИЦА 175

Фиг. 1. Известковистый доломит, развившийся по органогенному известняку. В мелко-тонкозернистом доломите (светлое) с остатками пелитоморфного и микрозернистого кальцита (темное) содержатся членики криноидей (различно ориентированные срезы), состоящие из монокристаллов кальцита (доломит наблюдается только в осевых каналах). Средний девон, кальцеоловый горизонт. Башкирская АССР, г. Карлы. Шлиф. X20, без анализатора. Из колл. М. Ф. Филипповой

Фиг. 2. Доломит известковистый, полностью заместивший основную массу кальцита цемента в органогенном известняке. Почти не за тронуты доломитизацией только членики криноидей, сложенные крупными монокристаллами кальцита (доломит присутствует только в осевых каналах). Средний карбон, мячковский горизонт. Среднее Поволжье, р. Рудня, д. Починки. Шлиф. X25, без анализатора. Из колл. М. М. Толстихиной

Фиг. 3. Доломит известковистый, образовавшийся по органогенному известняку. Пелитоморфный кальцит сохранился в цементе (темные участки) и в виде крупных монокристаллов, слагающих членики криноидей. В продольном сечении членика криноидей виден осевой канал, выполненный пелитоморфным кальцитом, частично доломитизированным. Средний карбон, мячковский горизонт. Предтиманье. Коми АССР, Усткуломский р-н. Шлиф. X25, без анализатора. Из колл. Г. И. Ершовой

Фиг. 4. Доломит сильноизвестковистый, развившийся по органогенному известняку. Органогенные остатки – обломки иглокожих, состоящие из крупных монокристаллов кальцита. Реликты пелитоморфного кальцита (темное) присутствуют в цементе. Примесь пелитового глинистого материала и гидроокислов железа окрашивает породу в темный цвет. Средний ордовик, вазалемский горизонт. Эстонская ССР, район Кейла, пос. Вазалема. Шлиф. X25, без анализатора. Из колл. Э. А. Юргенсон

Таблица 175

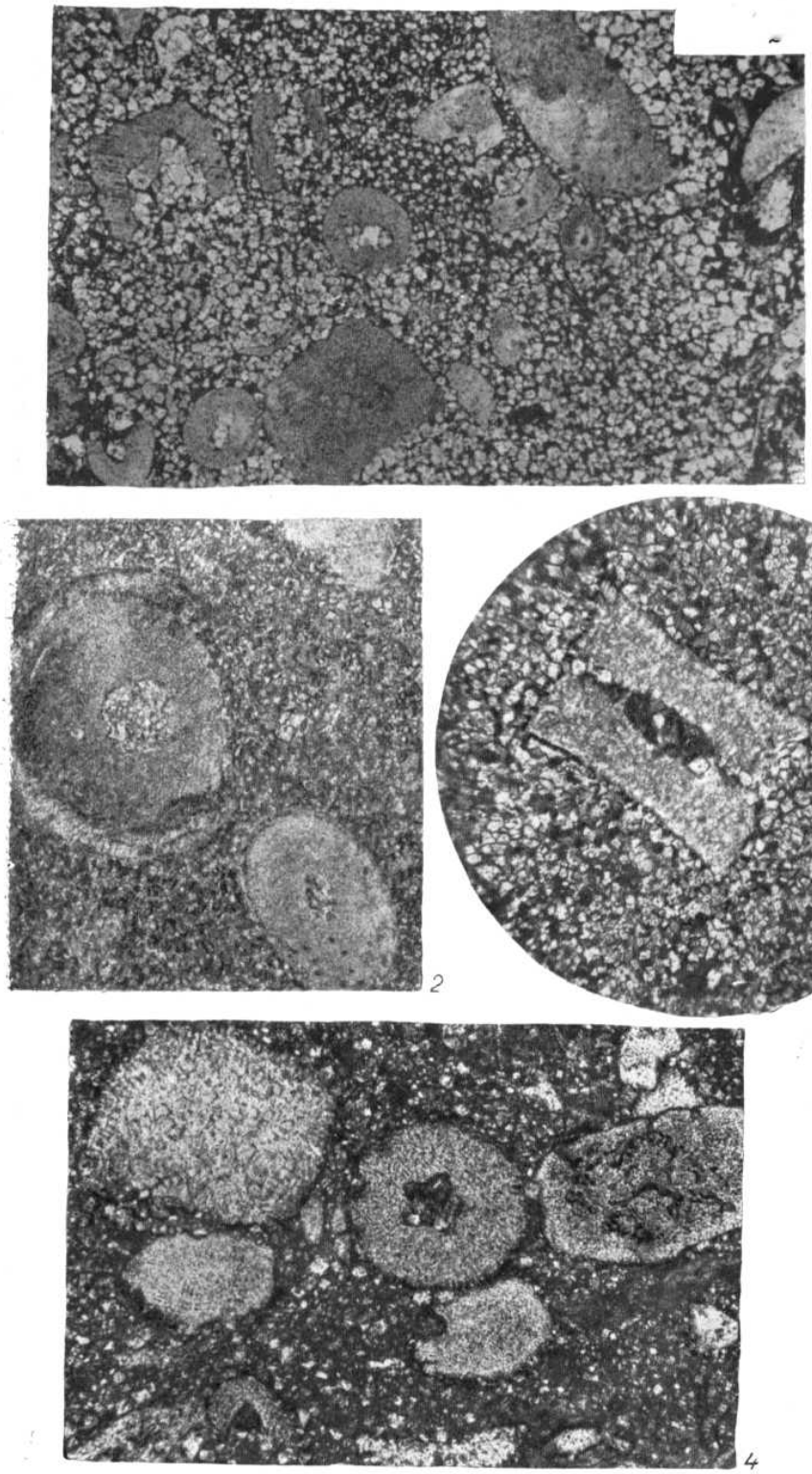


ТАБЛИЦА 176

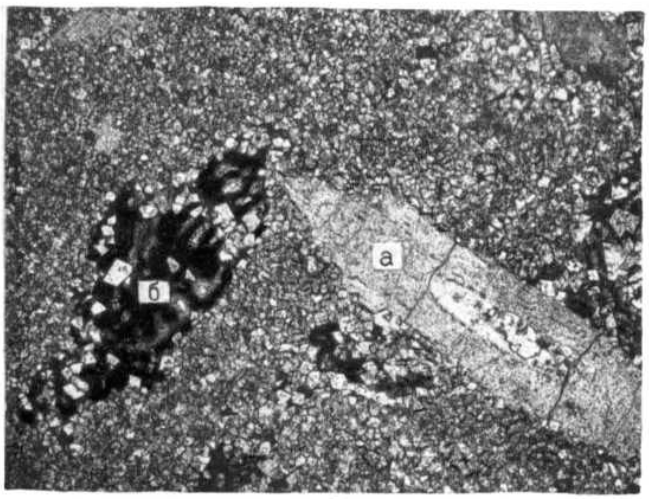
Фиг. 1. Доломит кальцитизированный и слабоокварцованный, образовавшийся по органогенному известняку. Для структуры характерно обилие в породе гранулированных обломков фораминифер, сложенных мелкозернистым доломитом и незначительным количеством пелитоморфного кальцита. Поры между обломками фауны (белое) почти полностью выполнены вторичными, прорастающими породу, крупными кристаллами кальцита и реже вторичным кварцем. Палеоцен, бухарский ярус. Южный Казахстан, хребет Каратау, в районе пос. Атабай. Шлиф. Х45, без анализатора. В. Н. Разумова, 1961

Фиг. 2. Известковистый доломит замещения. Среди мелкозернистого доломита содержится членик криноидеи *(а)* в виде крупного монокристалла кальцита, почти не затронутого доломитизацией, и раковина фораминиферы (б), состоящая из пелитоморфного кальцита, частично замещенного доломитом. Средний карбон, мячковский горизонт. Волгоградская обл., Арчединский р-н. Шлиф. Х20, без анализатора И. В. Хворова, 1958

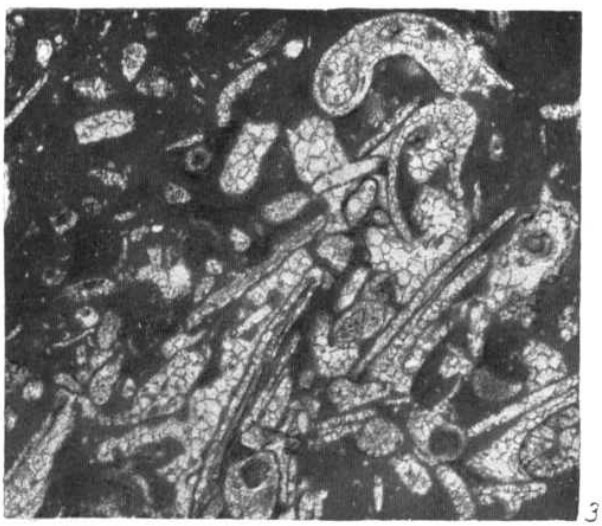
Фиг. 3. Доломит замещения, образовавшийся по органогенному известняку. Многочисленные обломки раковин серпул, остракод, пелеципод сложены светлым перекристаллизованным доломитом. Цемент пелитоморфный, кальцито-доломитового состава. Верхний девон, киселевоникольская толща. РСФСР, д. Шаманово, на р. Птань. Шлиф. Х20, без анализатора. Из колл. В. Г. Махлаева

Таблица 176

1



2



3

ОРГАНОГЕННАЯ (ФИТОГЕННАЯ) СТРУКТУРА В ДОЛОМИТАХ (табл. 177-188)

Структуры водорослевых доломитов

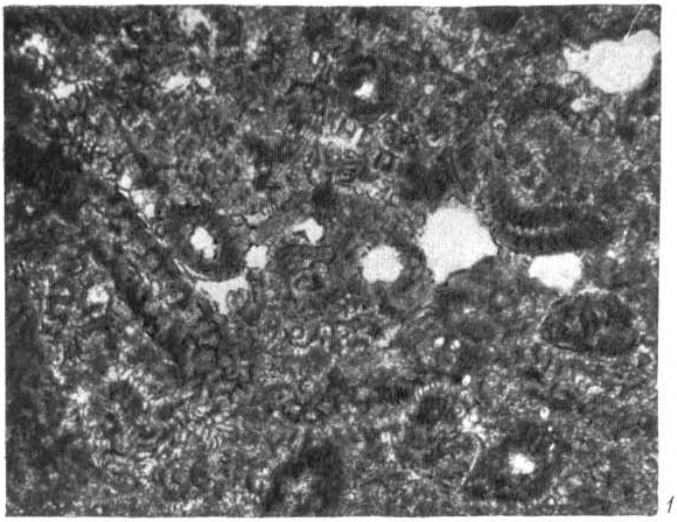
ТАБЛИЦА 177

Фиг. 1. Доломит водорослевый слабопористый. Структура породы обусловлена обилием остатков водоросли *Berezella(?),* стенки которых сложены пелитоморфным и микрозернистым доломитом (темное). Доломит, выполняющий внутренние полости трубок водорослей и промежутки между ними, более светлый, тонкозернистый. Средний карбон, подольский горизонт. Горьковская обл., д. Починки на р. Рудня. Шлиф. Х40, без анализатора. Из колл. М. М. Толстихиной

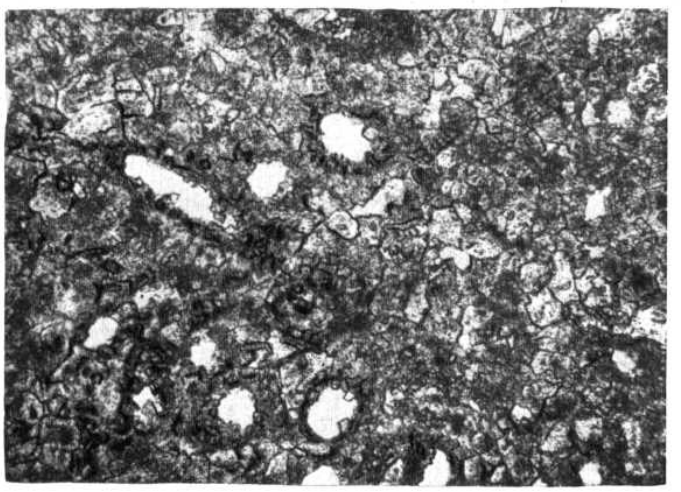
Фиг. 2. Доломит замещения с многочисленными остатками сифониковой водоросли (двинелла?). Микротекстура пористая (внутренняя часть трубочек обычно ничем не выполнена). Оболочки водорослей состоят из более мелкозернистого доломита, чем цементирующая масса. Верхний карбон. Среднее Поволжье, Самарская Лука. Шлиф. Х45, без анализатора. И. В. Хворова, 1958

Фиг. 3. Доломит замещения тонкозернистый с реликтами сифониковых водорослей. Кальцит, слагавший стенки трубок водорослей, замещен мелкими кристалликами доломита, а внутренние полости (а) и основная масса породы – более крупными. В шлифе виден недоломитизированный остаток криноидеи (б). Верхний карбон. Среднее Поволжье, Самарская Лука. Шлиф. Х45, без анализатора. И. В. Хворова, 1958

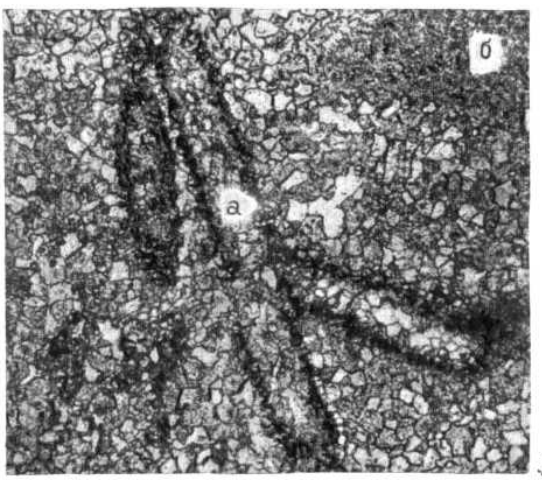
Таблица 177



1



2



3

Структуры строматолитовых и онколитовых доломитов [1]

(табл. 178–188)

ТАБЛИЦА 178

Фиг. 1. Гигантский строматолитовый биогерм караваеобразной формы доломитового состава. Ордовик. Восточная Сибирь, р. Лена. Фото В. Л. Либровича

Фиг. 2. Многочисленные крупные строматолитовые образования, состоящие из доломита. Верхний докембрий, билляхская серия, чумнаахская свита. Западный склон Анабарского поднятия, бассейн р. Котуйкан. Фото М. Н. Злобина

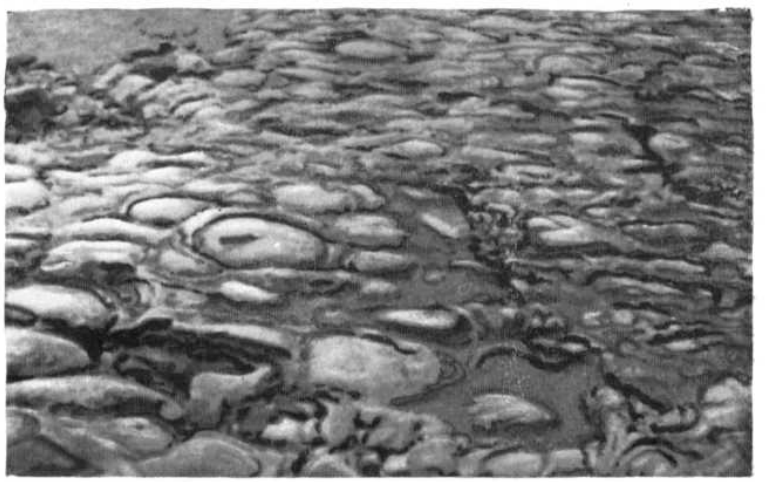
Фиг. 3. Двухзональный строматолитовый биогерм, сложенный доломитом. Верхний девон, основание киселево-никольской толщи. Орловская обл., д. Большой Верх на р. Красивой Мече. Из колл. В. Г. Махлаева

---

[1] В большинстве случаев мы не располагаем данными, подтверждающими как первичный характер доломита, так и его образование в результате замещения строматолитового млн онколитового известняка.

Таблица 178

1



2

3

ТАБЛИЦА 179

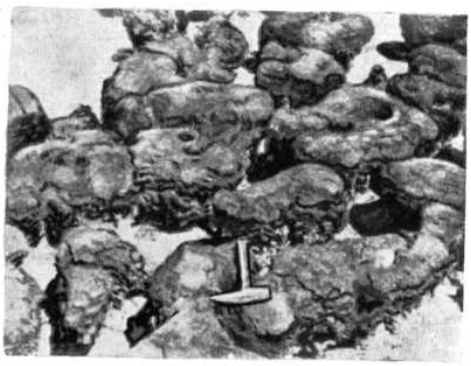
Фиг. 1 и 2. Современные строматолитовые образования типа *Cyplozoon*, обнажившиеся при отливе. Залив Шарк, Западная Австралия. B. W. Logan, 1961

Фиг. 3. Современные водорослевые биостромы типа строматолитов на побережье Большого Соленого озера. Виден размыв биостром, происходящий при отливе (см. рис. 29). Северная Америка, штат Юта. A. Carozzi, 1962

Фиг. 4. То же, что и на фиг. 3. Видны знаки ряби на поверхности карбонатного осадка, заполняющего каналы, образовавшиеся при отливе (см. рис. 29)

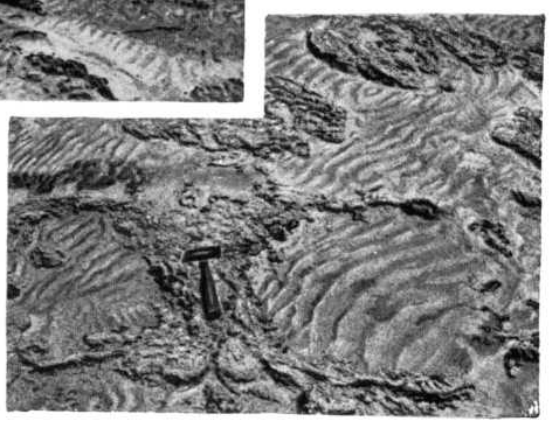
Таблица 179

1



2

3



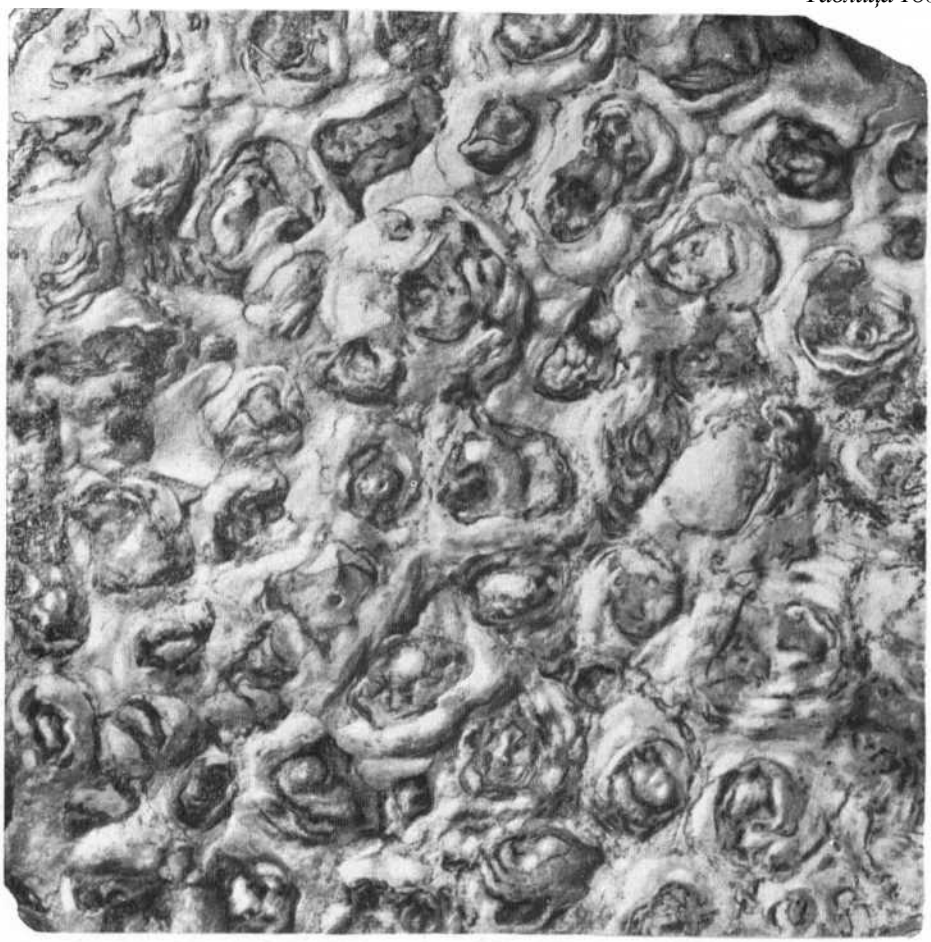
4

ТАБЛИЦА 180

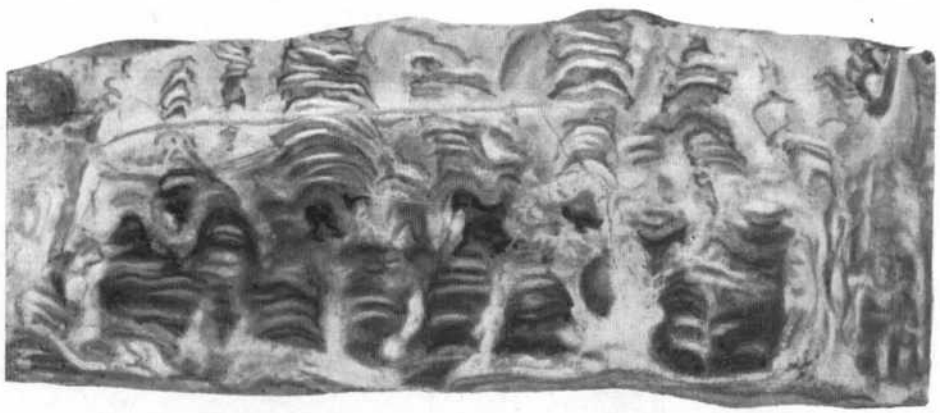
Фиг. 1. Строматолитовый доломит. Верхняя поверхность. Нижний кембрий, мотская свита. Прибайкалье, р. Кидуса, 7,5 *км* выше устья. Нат. вел. Из колл. Я. К. Писарчик

Фиг. 2. Вертикальное сечение образца, изображенного на фиг. 1. Прншлифовка. Нат. вел.

Таблица 180



1



2

ТАБЛИЦА 181

Фиг. 1. Строматолитовый доломит. Верхняя поверхность. Верхний кембрий. Сибирь, р. Киренга, у рч. Юксеевой. $^4/_5$ нат. вел. Из колл. Г. И. Кириченко

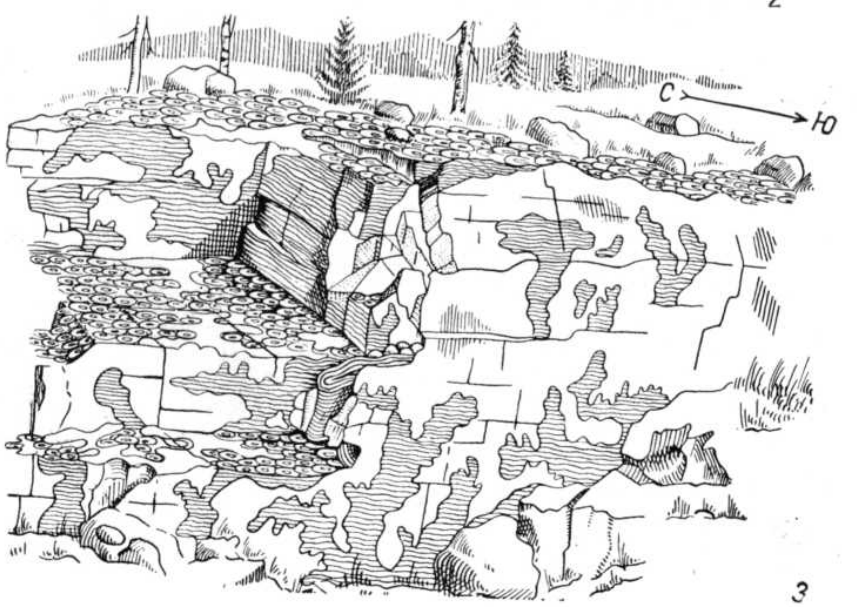
Фиг. 2. Вертикальное сечение образца, изображенного на фиг. 1. Пришлифовка. $^4/_5$ нат. вел.

Фиг. 3. «Древовидные» – известняково-доломитовые строматоли- товые биогермы (заштрихованное–строматолитовые доломиты, белое – известняки). Ятулий, терригенно-карбонатная толща. Карельская АССР, Южный Олений остров. Зарисовка северо-восточной стенки северного карьера. В. А. Соколов, 1963

Таблица 181

1

2



3

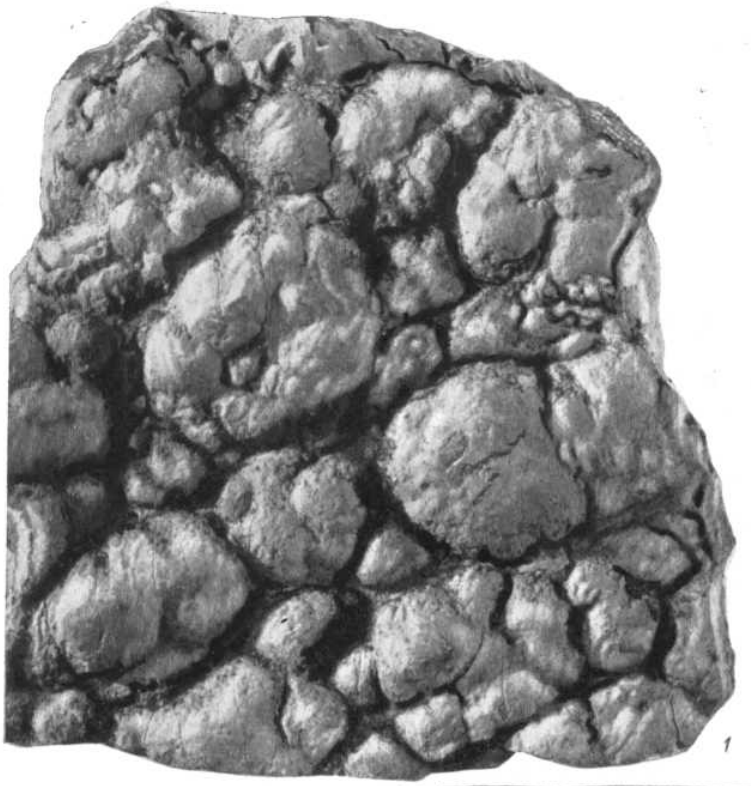
ТАБЛИЦА 182

Фиг. 1. Строматолитовый доломит. Верхняя поверхность. Нижний ордовик. Восточная Сибирь, левый берег р. Лены, 3 *км* выше д. Касаткиной. Нат. вел. Из колл. Г. И. Кириченко

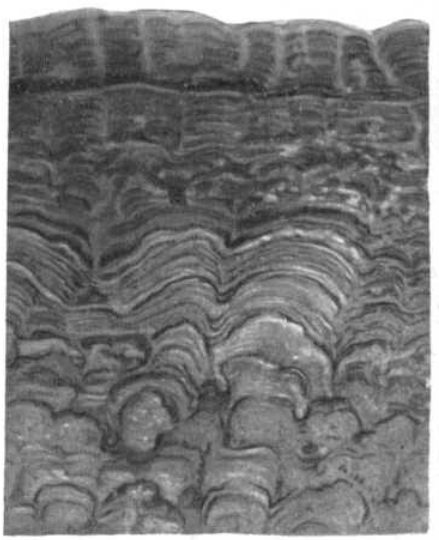
Фиг. 2. Вертикальное сечение образца, изображенного на фиг. 1. Пришлифовка. 4/5 нат. вел.

Фиг. 3. Строматолит доломитовый. Вертикальное сечение. Между «стержнями» в доломите содержится примесь песчаного материала. Ордовик. Сибирь, р. Черная (левый приток р. Илима). Шлиф. X20, без анализатора. Из колл. В. П. Маслова

Таблица 182



1



2

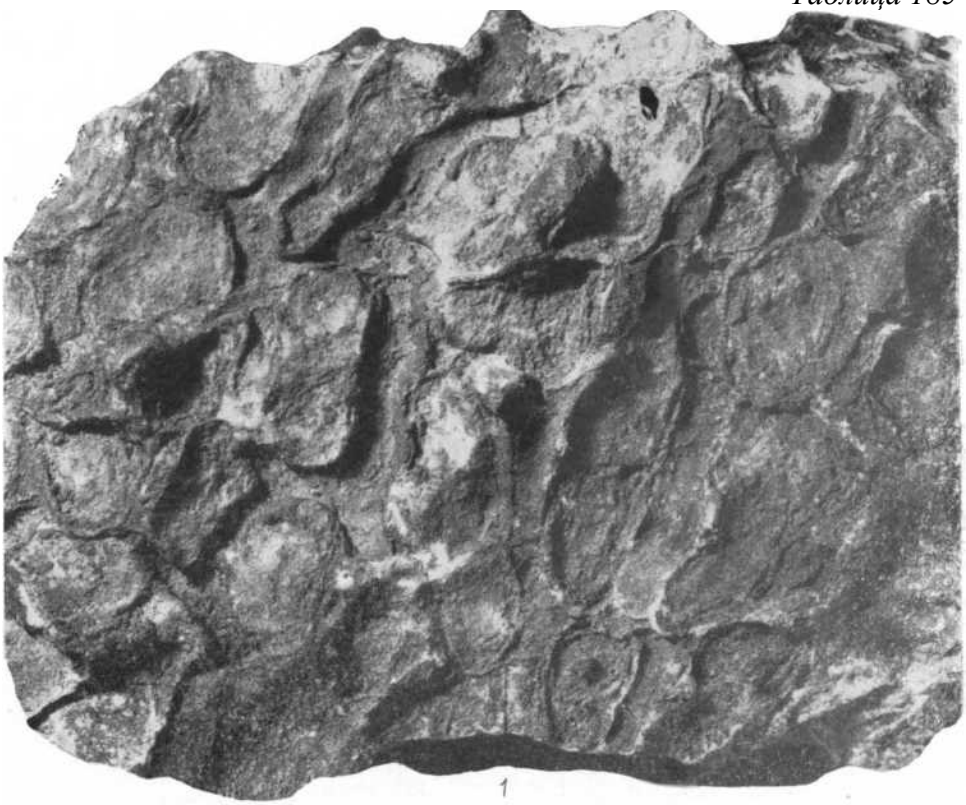
3

ТАБЛИЦА 183

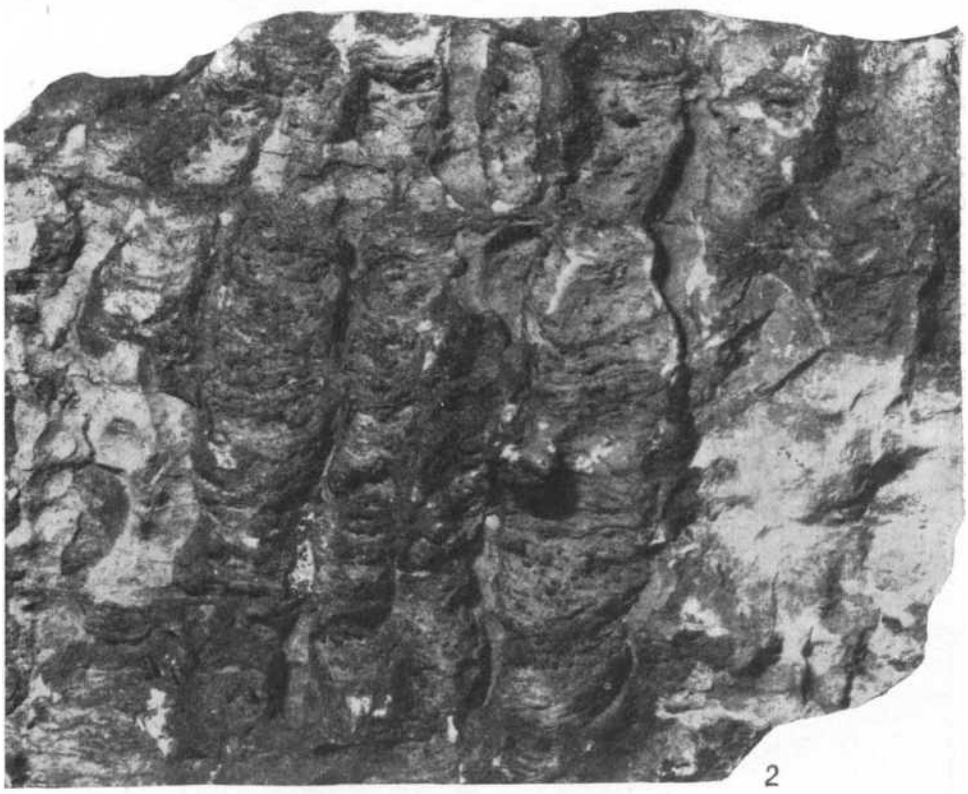
Фиг. 1. «Столбчатый» строматолитовый доломит (вид сверху). Ятулий, терригенно-карбонатная толща. Карельская АССР, юго-западный берег Сундозера, у пос. Райгуба. Нат. вел. Из колл. М. А. Гиляровой

Фиг. 2. Вертикальное сечение образца, изображенного на фиг. 1. Нат. вел.

Таблица 185



1



2

ТАБЛИЦА 184

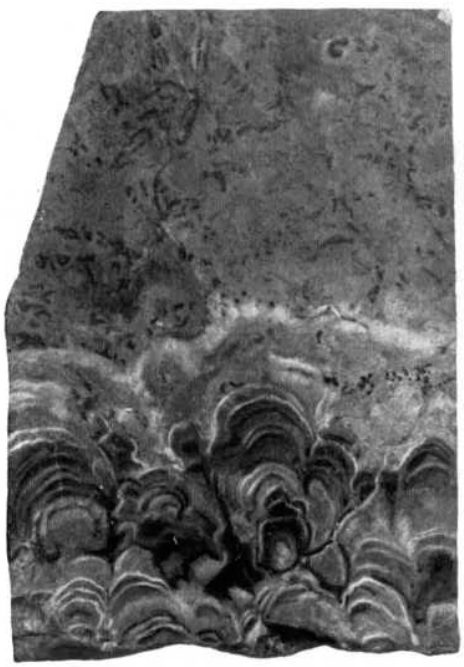
Фиг. 1. Строматолитовый доломит. горизонтальное сечение образца. Нижний ордовик. Восточная Сибирь, р. Лена, у д. Краснояровой. Пришлифовка.4/5 нат. вел. Из колл. Г. И. Кириченко

Фиг. 2. Вертикальное сечение образца, изображенного на фиг. 1. Пришлифовка. 4/5 нат. вел.

Фиг. 3. Строматолитовый доломит. Вертикальное сечение. В породе содержатся вкрапленники ангидрита (белое). Нижний кембрий, мотская свита. Восточная Сибирь, окрестности г. Вельска. Шлиф. X5, без анализатора. Из колл. Я. К. Писарчик

Таблица 184

1



2

ТАБЛИЦА 185

Фиг. 1. Онколитовый доломит, кальцитизированный. Мелко- и крупнозернистый кальцит (светло-серое) прорастает доломитовую массу, местами замещает доломит. Нижний кембрий, ангарская свита. Восточная Сибирь, Иркутская обл., пос. Бохан. Шлиф. X5, без анализатора. Из колл. Я. К. Писарчик

Фиг. 2. Онколитовый доломит. По определению В. Е. Мильштейн, онколиты относятся к подгруппе *Osagia tenulamellata* Reitl. В породе присутствует значительное количество сложных онколитов, состоящих из нескольких простых онколитов, скрепленных цементом *(а* – цемент I генерации) и нередко покрытых одной общей оболочкой. Наружные оболочки сложных онколитов имеют, по-видимому, ту же природу, что и оболочки простых. Кроме цемента I генерации (внутри сложных онколитов), наблюдается цемент II генерации крустификационного типа *(б),* обрастающий в виде тонких корочек, онколиты, и цемент III генерации *(в),* выполняющий оставшиеся промежутки в породе. Цемент, так же как и озагии, состоит из доломита. Верхний докембрий, колосовская свита. Восточный Таймыр, бассейн р. Ленинградской. Шлиф. X13, без анализатора. Из колл. В. Е. Мильштейн

Фиг. 3. Пришлифованная поверхности онколитового доломита. Средний протерозой. Карельская АССР, берег Сундозера. Нат. вел. Из колл. Е. В. Дмитриевой

Таблица 185

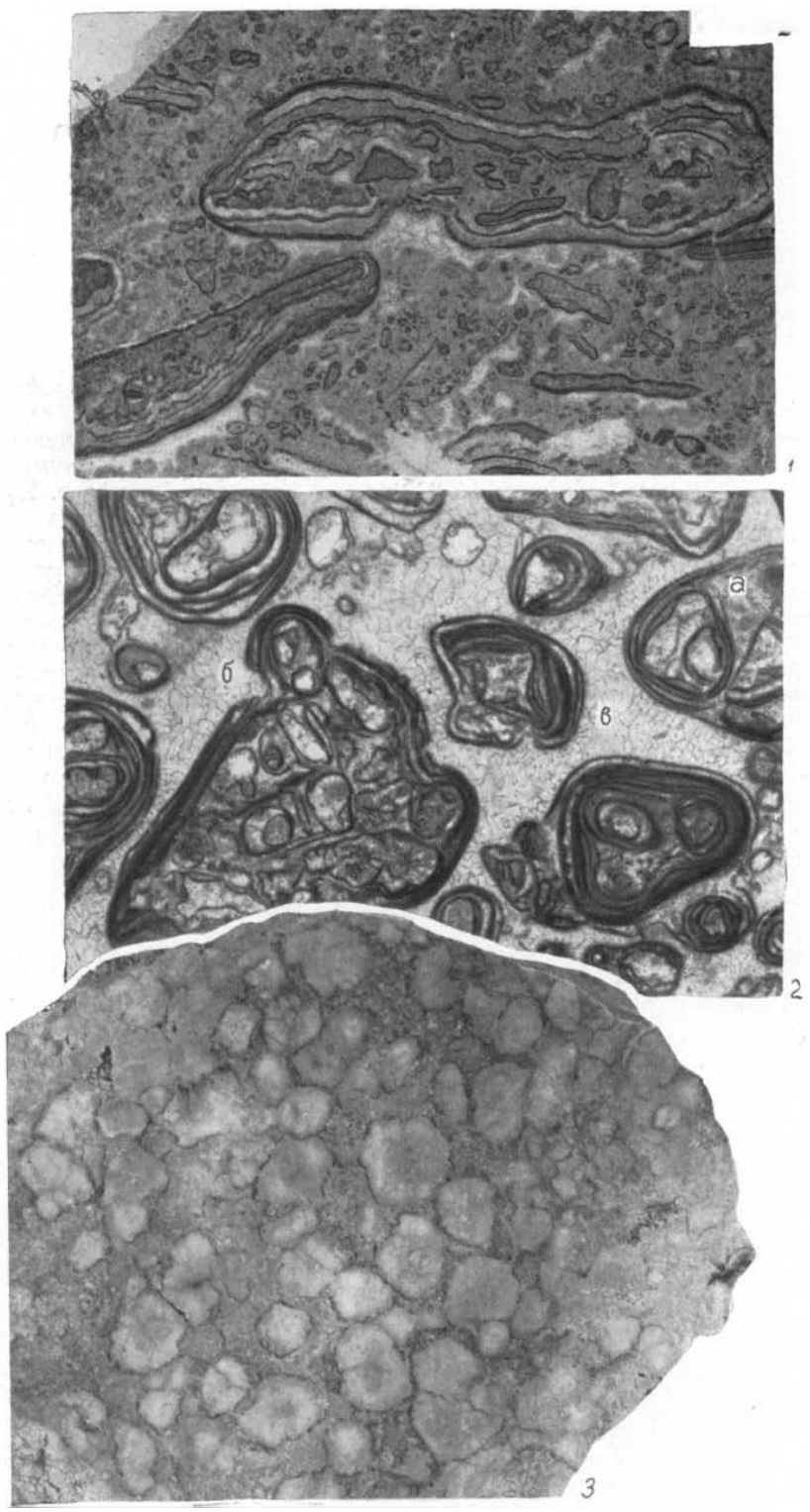
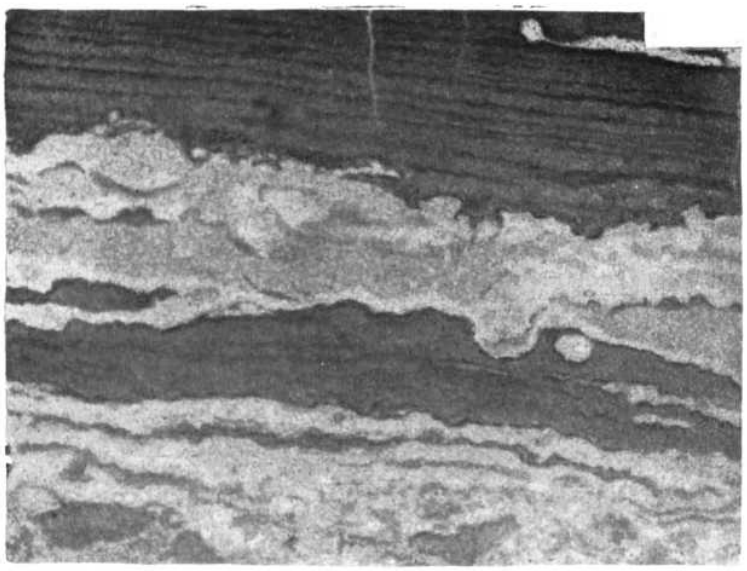


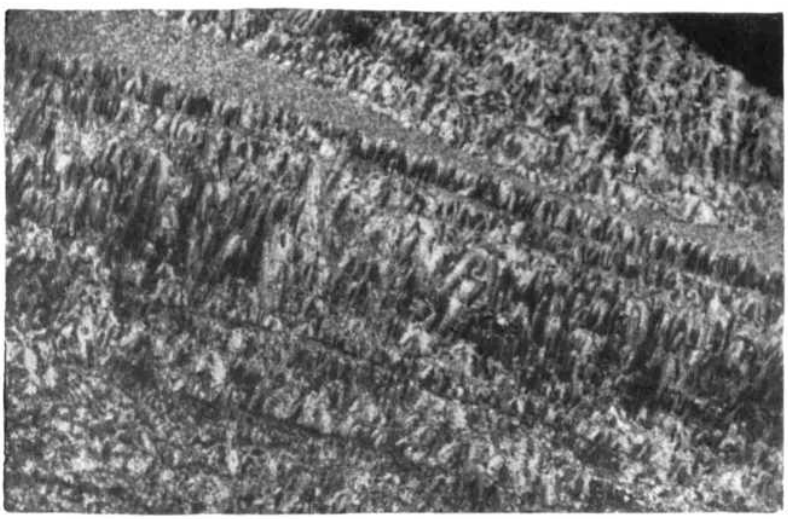
ТАБЛИЦА 186

Фиг. 1. Строматолитовый доломит, состоящий из слоев периода максимальной и депрессионной (темное) вегетации и больших газовых камер, выполненных светлым, чистым, преимущественно мелкозернистым доломитом. Верхний докембрий, биляхская серия, тумуу- лаахская свита. Западный склон Анабарского поднятия, бассейн р. Котуйкан. Шлиф. Х13, без анализатора. Из колл. В. Е. Мильштейн Фиг. 2. Строматолитовый доломит. Порода состоит из слоев периода максимальной вегетации, сложенных столбчатыми кристаллами доломита, образующими сноповидные сростки, и разделяющих их тонких прослоев доломита. Верхний докембрий, билляхская серия, чурбукская свита. Западный склон Анабарского поднятия, бассейн р. Котуйкан. Шлиф. Х13, без анализатора. Из колл. В. Е. Мильштейн Фиг. 3. Строматолитовый доломит с многочисленными тонкими короткими канальцами (белое), ориентированными горизонтально (по слоистости) и, реже, в вертикальном направлении. Верхний девон, фаменский ярус, верхняя часть киселево-никольской толщи. Тульская обл., р. Снежень, у д. Петровской. Шлиф. Х20, без анализатора. Из колл. В. Г. Махлаева

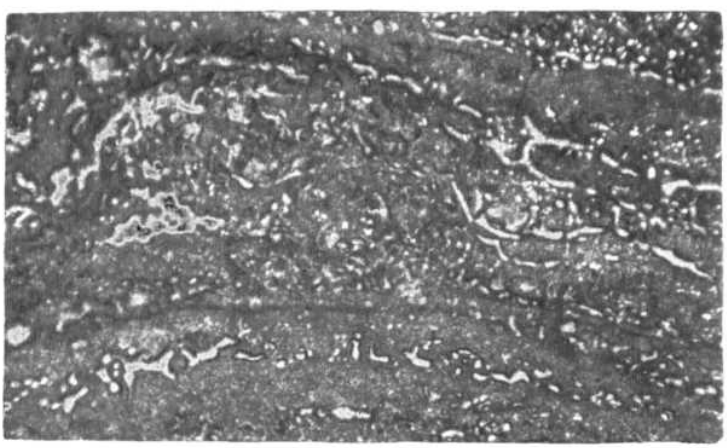
Таблица 186



1



2



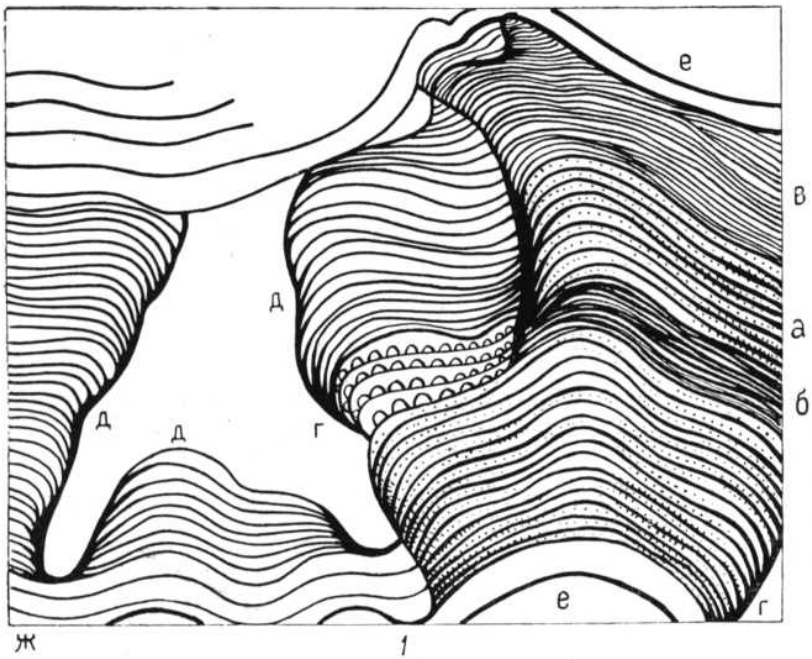
3

ТАБЛИЦА 187

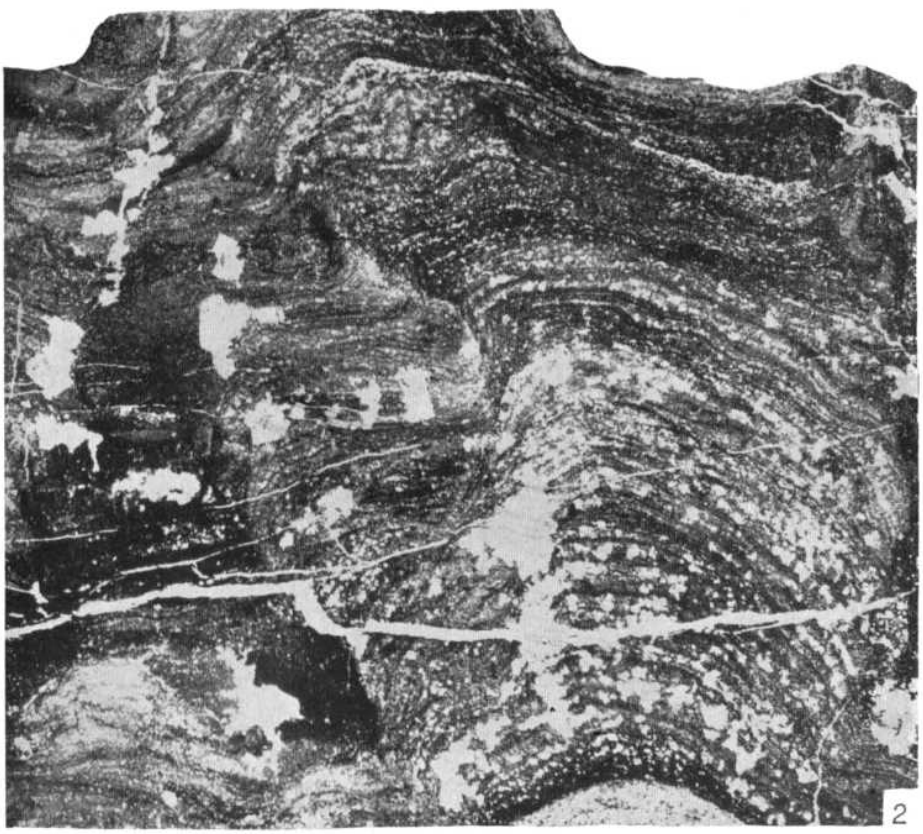
Фиг. 1. Схематическое изображение строматолитовой постройки, образованной группой видов водорослей *(а, б,* в, г, д, е, ж) – в процессе их совместного развития и взаимовлияния. Нижний кембрий, мотская свита. Прибайкалье, р. Борлог. Шлиф. Х2, без анализатора. А. Г. Вологдин, 1962

Фиг. 2. Строматолитовый доломит. Продольное сечение сложно построенного строматолита при участии ряда видов водорослей. Нижний кембрий, мотская свита. Прибайкалье, р. Борлог. Шлиф. Х4, без анализатора. А. Г. Вологдин, 1962

Таблица 187



ж 1



2

ТАБЛИЦА 188

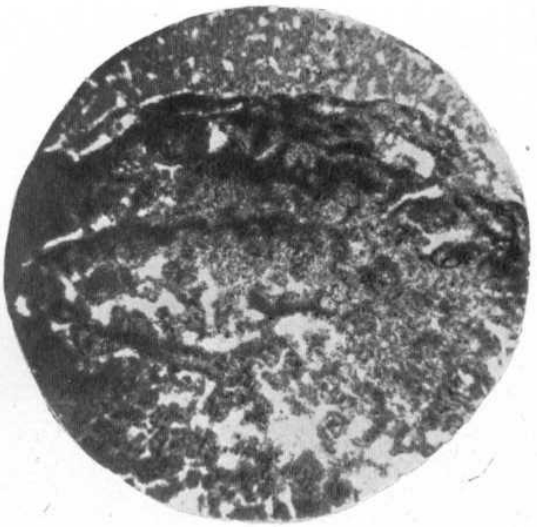
Фиг. 1. Строматолитовый известковистый доломит. Продольное сечение строматолита; видны части пяти сезонных наслоений. Нижний кембрий, булайский горизонт, манзурская свита. Восточная Сибирь, верхнее течение р. Лены, близ сел. Полосково. Шлиф. X50, без анализатора. Из колл. А. Г. Вологдина

Фиг. 2. Схематическое изображение колонии *Ovoidophycus curvulus* V o l o g d i n (см. фиг. 1). Шлиф. X125, без анализатора

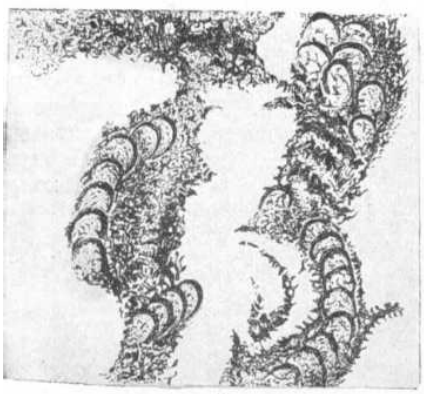
Фиг. 3. Схематическое изображение части трех сезонных наслоений, построенной водорослью *Mansurkella densa* V o l o g d i n ; продольное сечение (см. фиг. 4). Шлиф. X100, без анализатора. Из колл. А. Г. Вологдина

Фиг. 4. Строматолитовый доломит, образовавшийся в результате жизнедеятельности водоросли *Mansurkella densa* V o l o g d i n sp. nov. Нижний кембрий, ленский ярус, булайский горизонт. Восточная Сибирь, р. Манзурка, верхнее течение р. Лены. Шлиф. X10, без анализатора. Из колл. А. Г. Вологдина

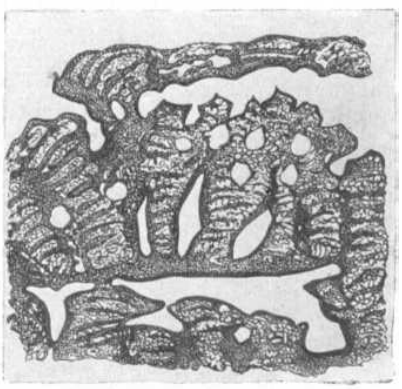
Таблица 188



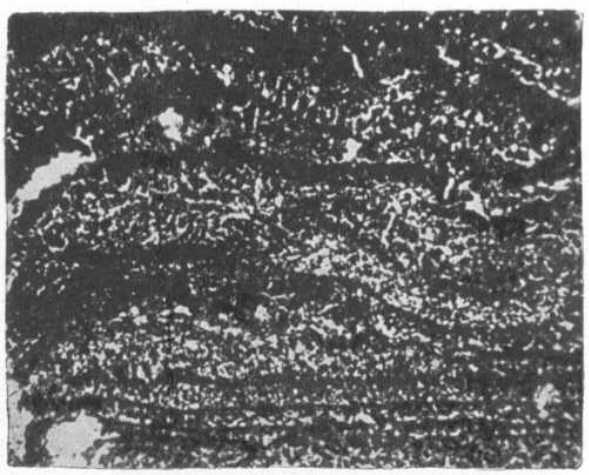
1



2



3



4

ПРОБЛЕМАТИЧЕСКАЯ ОРГАНОГЕННАЯ (ФИТОГЕННАЯ?) СТРУКТУРА В ДОЛОМИТАХ

ТАБЛИЦА 189

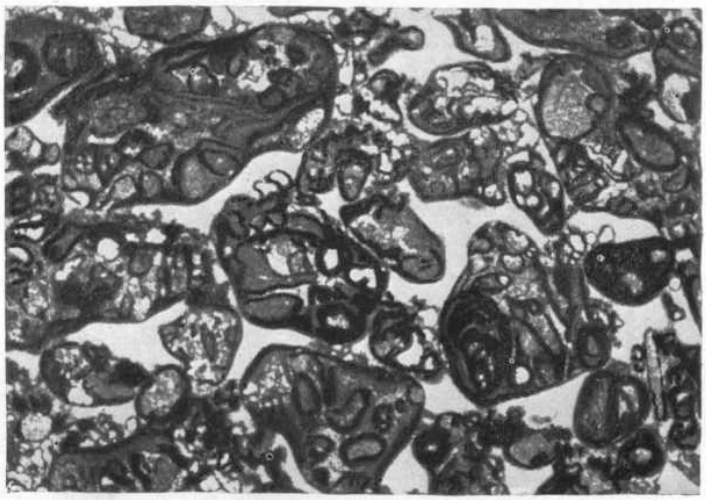
Фиг. 1. Доломит с неправильно-округлыми участками неясного генезиса. З. А. Журавлева относит их к катаграфиям *Vesicularites flexuosus* Reitl. Рифей, синская свита. Восточная Сибирь, бассейн р. Чары (приток р. Олёкмы). Шлиф. X12, без анализатора. Из колл. А. Журавлевой

Фиг. 2. Доломит с проблематическими образованиями. По З. А. Журавлевой – катаграфии *Vesicularites bothrydioformis* K r a s - пор. Юдомский комплекс, юдомская свита. Юго-Восточная Сибирь, р. Юдома. Шлиф. X12, без анализатора. Из колл. З. А. Журавлевой

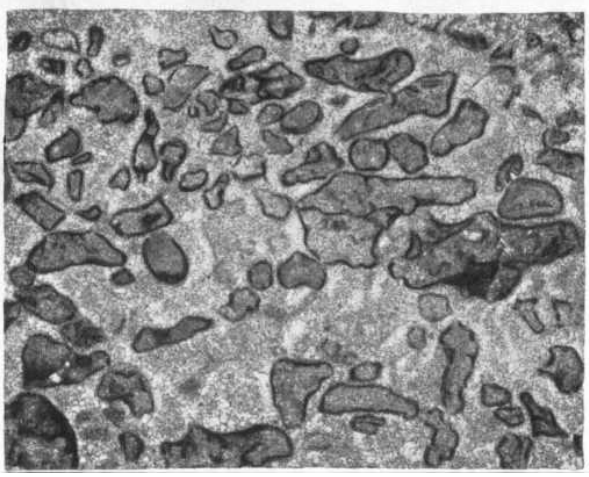
Фиг. 3. Проблематические образования, сложенные в значительной степени перекристаллизованным доломитом и окруженные темными каемками пелитоморфного доломита. Цемент доломитовый, тонкозернистый, также частично перекристаллизованный. Содержание доломита в породе 94%. К. К. Зеленов определяет породу как онколитовый доломит. Нижний кембрий, пестроцветная свита. Восточная Сибирь, р. Лена, ниже с. Витим. Шлиф. X20, без анализатора. Из колл. К. К. Зеленова (Архангельская и др., 1960)

Таблица 189

1



2



3

КОПРОЛИТОВАЯ СТРУКТУРА В ДОЛОМИТАХ[1]

ТАБЛИЦА 190

Фиг. 1. Доломит копролитовый с примесью мелкообломочного кварцевого материала – *а* (нерастворимый остаток 22,2%) и единичными оолитами – *б*. Микротекстура пористая. Копролиты сложены пелитоморфным и микрозернистым доломитом. Цемент доломитовый крустификационный и типа выполнения пор. Неоген, сармат. Восточная часть Туркменской ССР, район Унгуз. Шлиф. Х50, с анализатором. Из колл. А. И. Животовской

Фиг. 2. Доломит копролитовый слабоизвестковистый, огипсован- ный. Для структуры характерно обилие в породе копролитов, сложенных пелитоморфным и микрозернистым доломитом. Цемент смешанный: крупнокристаллический гипсовый (а) и крустификационный кальцитовый (б). Верхняя пермь, казанский ярус. Среднее Поволжье, Горьковская обл., г. Марпосад. Шлиф. Х25, с анализатором. Из колл. Я. К. Писарчик

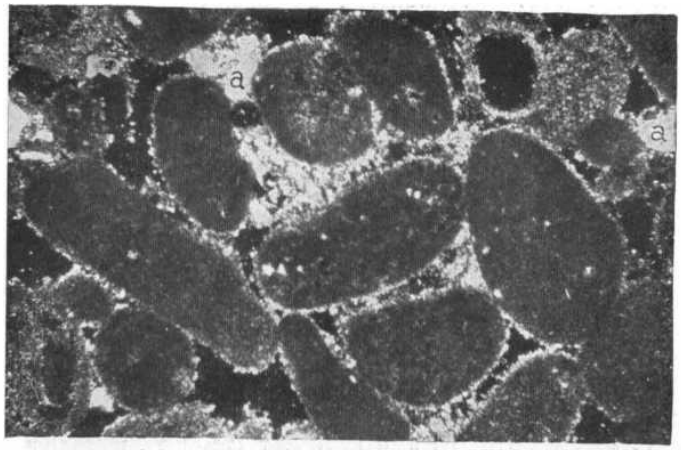
Фиг. 3. Копролитово-гастроподовый доломит. Структура органоген- но-копролитовая. Хорошо видны многочисленные мелкие копролиты внутри раковинок гастропод. Эоцен, алайский ярус. Гиссарский хребет, р. Лючь-Об (Таджикская депрессия). Шлиф. Х 20. О. И. Зеленова, 1961

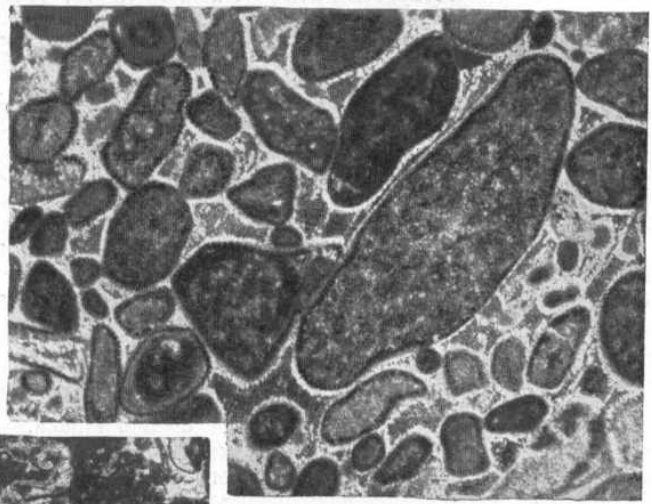
Фиг. 4. Доломит копролитовый. Копролиты округлой формы, состоящие из пелитоморфного и микрозернистого доломита, заключены в доломитовом цементе. Эоцен, алайский ярус. Гиссарский хребет, р. Лючь-Об (Таджикская депрессия). Шлиф. Х46. О. И. Зеленова, 1961

---

[1] Фиг. 1, 2, 4.

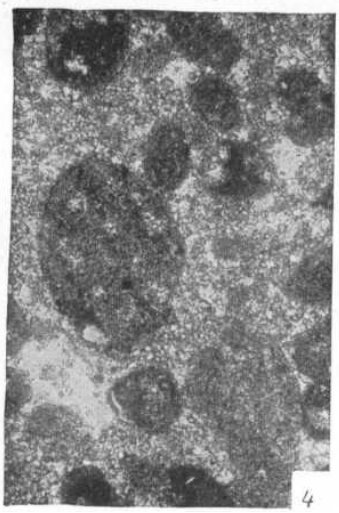
Таблица 190





2

3



4

КОМКОВАТАЯ И СГУСТКОВАЯ СТРУКТУРЫ В ДОЛОМИТАХ

(табл. 191, 192)

ТАБЛИЦА 191

Фиг. 1. Доломит комковатый. Многочисленные комочки округлой и иногда неправильной формы сложены пелитоморфным и микрозер- нистым доломитом *(а)*. Цемент доломитовый (б), мелкозернистый. В цементе присутствует пелитоморфный карбонат (темное), выполняющий промежутки между светлыми зернами доломита. Верхний карбон. Среднее Поволжье, Самарская Лука. Шлиф. Х46, без анализатора. И. В. Хворова, 1958

Фиг. 2. Доломит комковатый. Многочисленные комочки округлой формы, образованные пелитоморфным доломитом, плотно прилегают друг к другу и нередко сливаются. Цемент скудный, состоит из пелитоморфного и мелкозернистого доломита и очень небольшого количества гипса (белое). Пермь. Архангельская обл., близ г. Пинеги, Шлиф. Х45, без анализатора. Из колл. Д. С. Кашика

Фиг, 3. Доломит комковатый, известковистый. Комочки различной неправильной формы образованы мелкозернистым доломитом и тонкими темными оболочками пелитоморфного кальцита. В некоторых комочках наблюдаются следы органогенной структуры (а). Цемент пелитоморфный и микрозернистый, доломитовый. Средний карбон, верейский горизонт. Центральная часть Русской платформы, с. Пилюгино. Шлиф. Х40, без анализатора. И. В. Хворова, 1958

Фиг. 4. Доломит комковатый, огипсованный. Многочисленные комочки округлой и несколько удлиненной формы состоят из пелитоморфного и иногда микрозернистого доломита. Цемент гипсовый. Средний кембрий, московский ярус. Башкирская АССР, г. Карлы. Шлиф. Х45, без анализатора. Из колл. М. М. Толстихиной

Фиг. 5. Доломит комковатый, слабопористый. Комочки различной формы и величины сложены пелитоморфным и очень небольшим количеством мелкозернистого доломита. Цемент мелкозернистый, доломитовый. Верхняя пермь. Башкирская АССР, район г. Карлы. Шлиф. Х100, без анализатора. Из колл. М. М. Толстихиной

Таблица 191

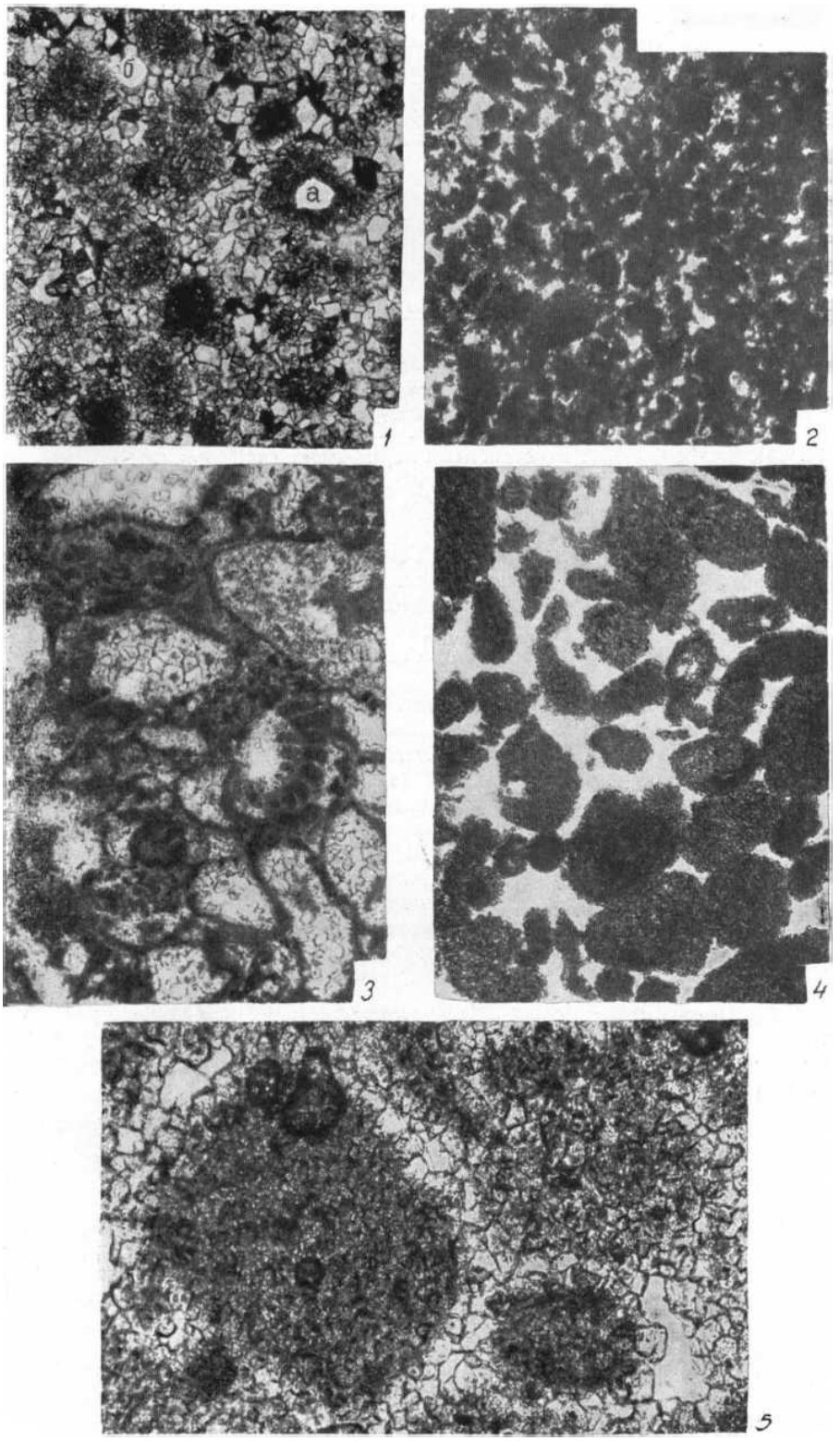


ТАБЛИЦА 192

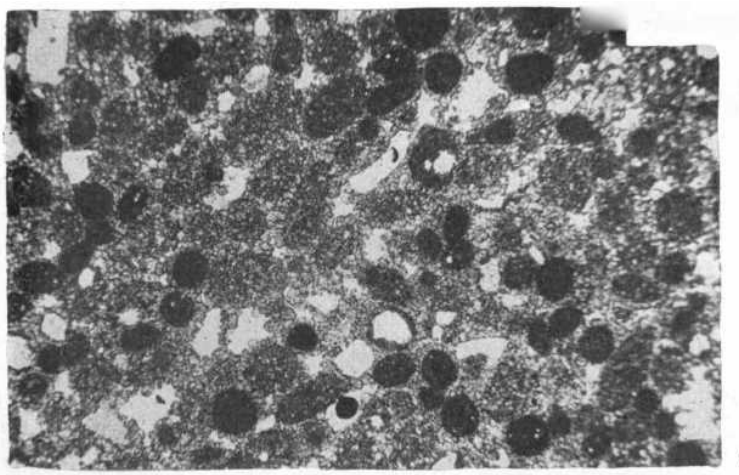
Фиг. 1. Доломит комковато-сгустковый. Многочисленные комочки сферической и овальной формы сложены пелитоморфным доломитом, возможно, с примесью глинистого вещества. Сгустки (светло-серое), не имеющие столь четких контуров, образованы мелкозернистым доломитом. Белое – поры и единичные зерна кварца. Цемент доломитовый, крустификационный и поровый. Нижний мел. Юго-западные отроги Гиссарского хребта. Шлиф. Х30, без анализатора. Из колл. Н. Н. Верзилина.

Фиг. 2. Доломит сгустковый. Темные сгустки, не имеющие четких контуров, образованы пелитоморфным доломитом. Белое – поры; по стенкам пор видны ромбоэдры доломита, более крупные и прозрачные по сравнению с преобладающей массой. Эоцен, туркестанский ярус. Южная Фергана. Шлиф. Х100, без анализатора. Из колл. А. И. Осиповой (Геккер, 1962, кн. 1)

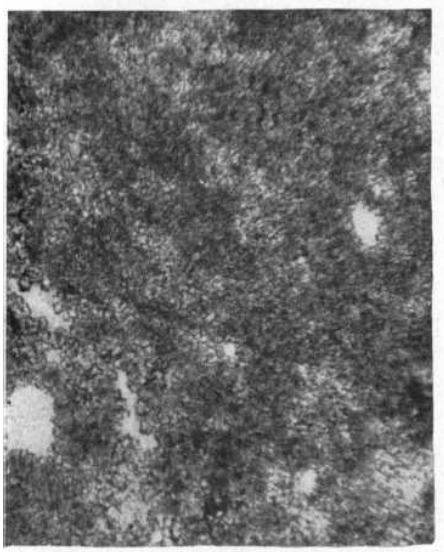
Фиг. 3. Доломит разнозернистый, сгустково-комковатый, слабо кальцитизированный (видны псевдоморфозы кальцита по тонковолокнистому ангидриту). В центре некоторых комочков и сгустков присутствует пелитоморфный карбонат (темно-серое). Нижний кембрий, ангарская свита. Восточная Сибирь, пос. Кутулик. Шлиф. Х40, без анализатора.. Из колл. Я. К. Писарчик

Фиг. 4. Доломит сгустковый. В мелкозернистом доломите содержатся сгустки пелитоморфного доломита (темно-серое). Возможно, сгустки являются не полностью перекристаллизованными остатками водорослей. Нижний кембрий, мотская свита. Восточная Сибирь, Иркутская обл., г. Вельск. Шлиф. Х40, без анализатора. Из колл. Я. К. Писарчик

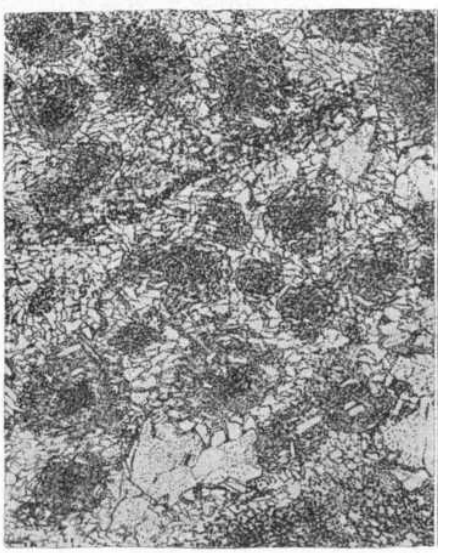
Таблица 192



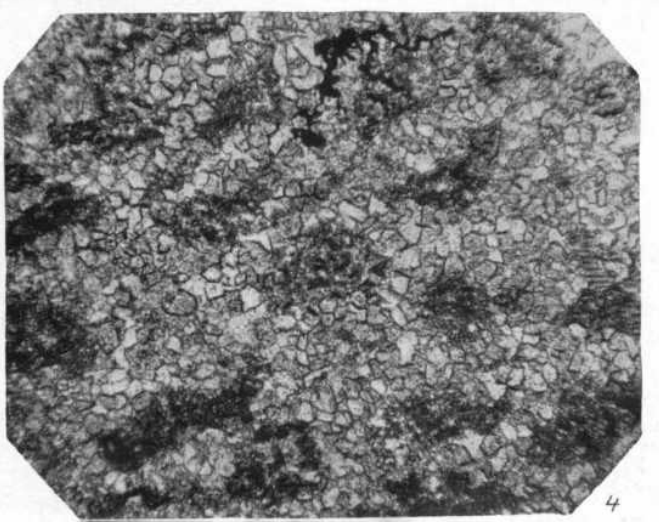
1



2



3



4

ОБЛОМОЧНЫЕ СТРУКТУРЫ В ДОЛОМИТАХ (табл. 193–205)

ТАБЛИЦА 193

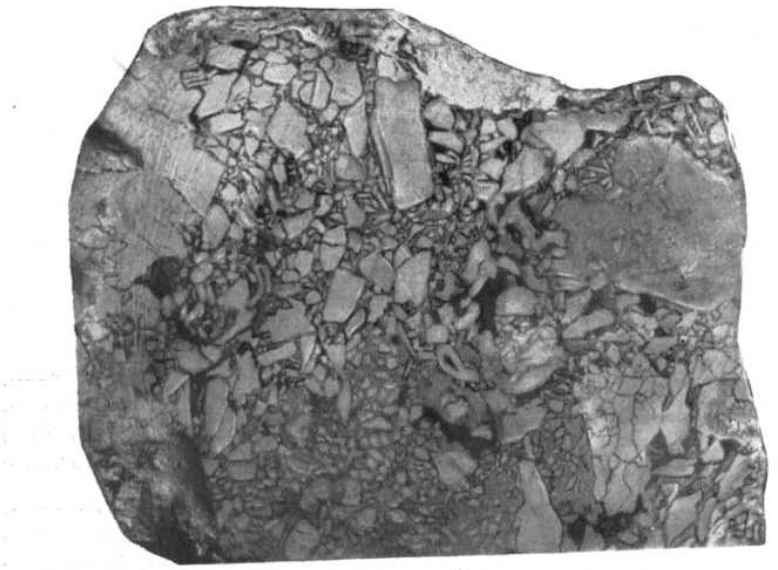
Фиг. 1. Дресвянощебневая структура. Доломитовая брекчия растрескивания с большим количеством дресвяного материала. Верхний девон, тургеневская толща. Орловская обл., правый берег р. Зуши, ниже с. Корсакова. Пришлифовка. Нат. вел. Из колл. В. Г. Махлаева Фиг. 2. Плитчато-дресвянощебневая структура. Доломитовая брекчия растрескивания, состоящая из обломков тонкослоистого светлого микрозернистого доломита со значительной примесью дресвяного материала в верхней части образца. Обломки сцементированы более темным, кристаллически-зернистым доломитом. Верхний девон, контакт ливенских(?) и задонских слоев. Север Русской платформы, район г. Котельнича. Нат. вел. Из колл. Л. М. Бириной

Фиг. 3. Плитчатощебневая структура. Внутрислоевая брекчия. Обломки образовались в результате растрескивания карбонатного ила под действием очень сильного волнения. Верхи девона. Район г. Москвы. 1/2 нат. вел. М. С. Швецов, 1948

Фиг. 4. Доломитовая брекчия растрескивания, представляющая собой верхнюю, разбитую трещинами усыхания часть доломитового слоя. Нижняя пермь, байгенджинский подъярус. Южный Урал, р. Сюрень. Пришлифовка. Нат. вел. И. В. Хворова, 1961

Фиг. 5. Щебневая структура. Доломитовая брекчия с переотложен- ными, иногда слабоокатанными обломками. В породе содержится незначительная примесь дресвяного материала. Нижняя пермь, сакмарский ярус. Южный Урал, р. Актасты. Пришлифовка. 9/10 нат. вел. И. В. Хворова, 1961

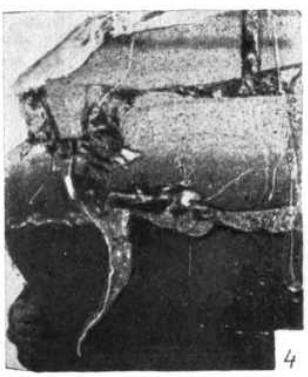
Таблица 193



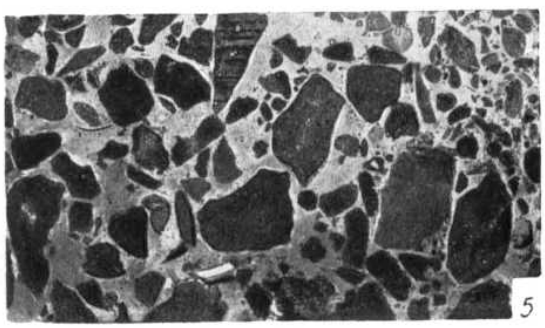
1

2

3



4



5

ТАБЛИЦА 194

Фиг. 1. Щебневая структура. Седиментационная доломитовая брекчия. Порода состоит из угловатых обломков доломита псефитовой размерности и темно-серого известковисто-доломитового цемента. Нижний кембрий, ангарская свита. Восточная Сибирь, Иркутская обл., пос. Бохан. Скол керна. Нат. вел. Из колл. Я. К. Писарчик

Фиг. 2. Щебнедресвяная структура. Брекчия, состоящая из угловатых обломков доломита, плохо сортированных по величине (1–30 *мм),* и скрепляющего их пелитоморфного доломита. В цементе содержится большое количество мелкообломочного доломитового материала. Верхний протерозой, авзянская свита. Южный Урал, правый берег ручья Кукса-Байда. Нат. вел. Из колл. Ю. Д. Смирнова (ЦНИГР музей)

Фиг. 3. Шлиф из образца, изображенного на фиг. 2, видна тонко- и мелкозернистая структура доломита в обломках. Х45, без анализатора

Таблица 194

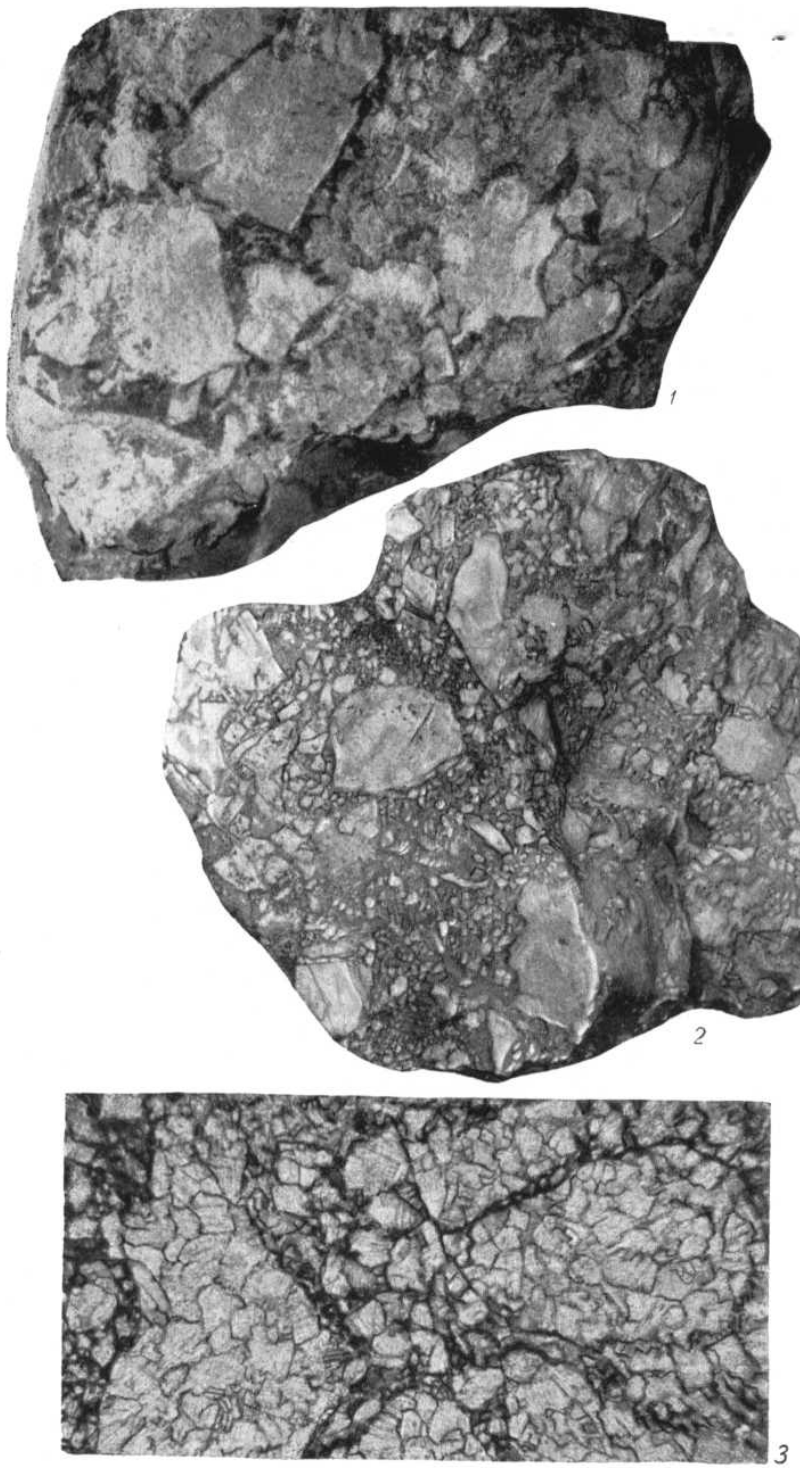


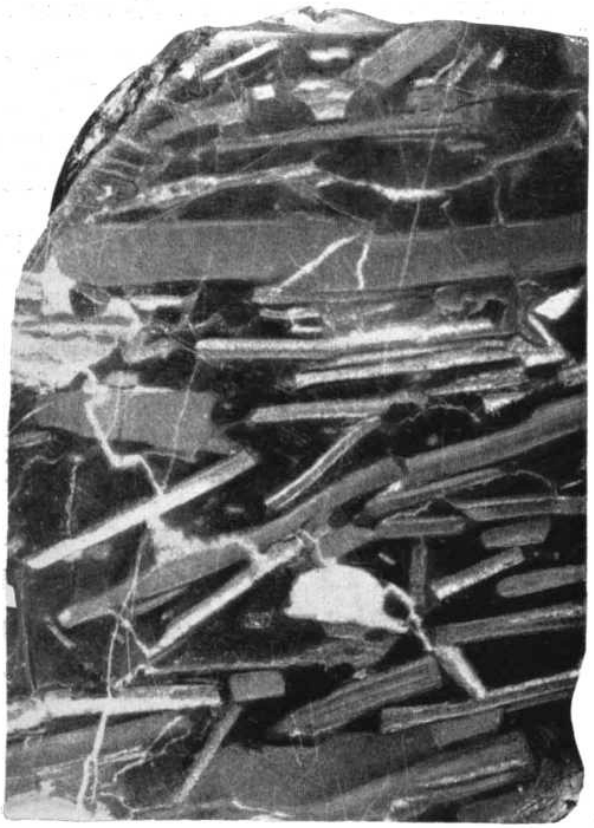
ТАБЛИЦА 195

Фиг. 1. Щебневая структура. Седиментационная доломитовая брекчия, состоящая из обломков желтовато-серого микрозернистого доломита и кальцито-доломитового цемента. Нижний кембрий, ангарская свита. Восточная Сибирь, левый берег р. Ангары, падь Каменка. Нат. вел. Из колл. Я. К. Писарчик

Фиг. 2. Плитчатощебневая структура. Доломитовая брекчия, состоящая из уплощенных неокатанных обломков доломита и кристалли- чески-зернистого доломитового цемента. Нижний палеозой. Южный Урал, Челябинская обл., район г. Сатки. 9/10 нат. вел. Из колл. О. С. Грачевой (ЦНИГР музей)

Таблица 195

1



2

ТАБЛИЦА 196

Фиг. 1. Щебневая структура. Подводнооползневая доломитовая брекчия с очень незначительным количеством цемента. Верхний девон, озерская толща. Пензенская обл., район г. Сердобска. Пришлифовка. Нат. вел. Из колл. В. Г. Махлаева

Фиг. 2. Доломитовая брекчия, образовавшаяся, по всей вероятности, в результате разрушения и переотложения слабо отвердевшего осадка в условиях мелководья. Нижний кембрий. Юго-восточная часть Сибирской платформы. Нат. вел. М. Л. Воронова, 1960

Фиг. 3. Галечнощебневая структура. Подводнооползневая доломитовая конгломерато-брекчия. Для породы характерна нередко слабая сглаженность остроребристой поверхности обломков. Верхний девон, орловско-сабуровская пачка. Мордовская АССР, близ пос. Зубова Поляна. Пришлифовка вертикальной поверхности. 1 1/2 нат. вел. Из колл. В. Г. Махлаева

Фиг. 4. Щебневая структура. Доломитовая брекчия, образовавшаяся, вероятно, в результате оползания еще не затвердевшего осадка со строматолитовых куполов. Обломки, часто пластично деформированные, плотно прилегают друг с другу (разрез в плоскости напластования). Нижний кембрий, платоновская свита. Восточная Сибирь, р. Сухая Тунгуска. Из колл. К. К. Зеленова (Архангельская и др., 1960)

Фиг. 5. Щебневая структура. Доломитовая брекчия. Порода состоит из обломков доломита, иногда пористого (выщелоченные комочки) и очень небольшого количества доломитового цемента. Наиболее мелкие обломки очень слабо окатаны. Видны обломки, разбитые на кусочки тонкими трещинками *(а)*. Средний карбон, основание подольского горизонта. Восточная часть Русской платформы, с. Пилюгино. Нат. вел. Из колл. Д. М. Раузер-Черноусовой. И. В. Хворова, 1958

Таблица 196

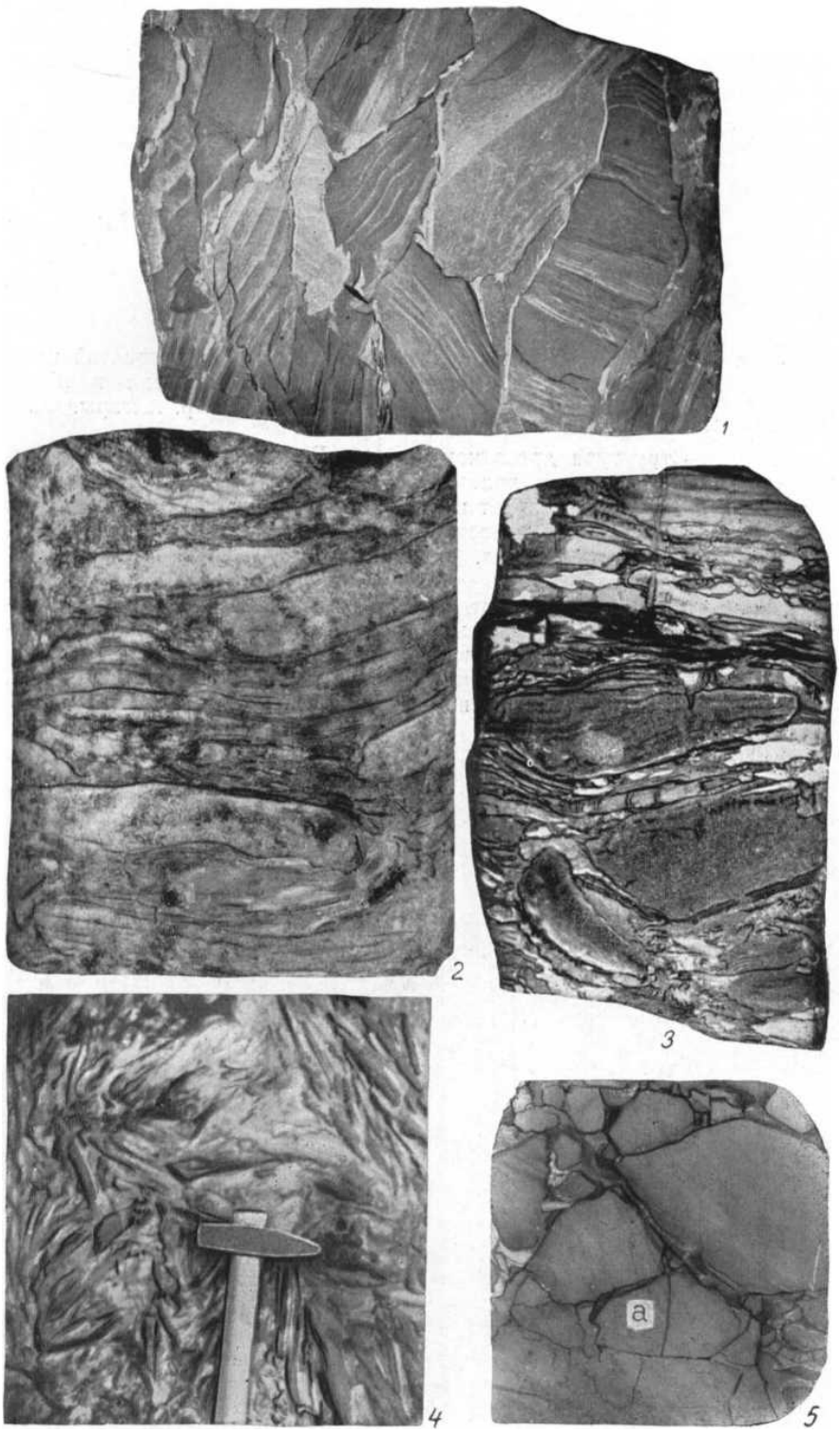


ТАБЛИЦА 197

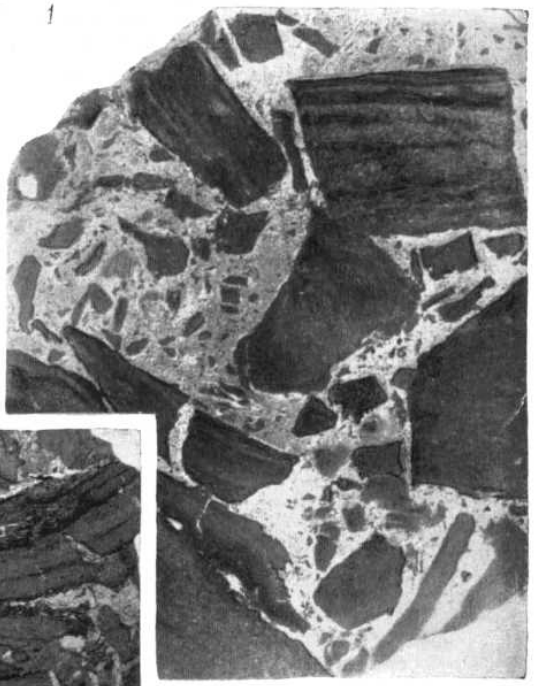
Фиг. 1. Дырчатая доломитовая брекчия, подобная дырчатой известняковой, описанной В. Д. Наливкиным (1949). Нижний кембрий, ленский ярус. Восточная Сибирь, р. Аладьина, приток р. Ангары. Фото Л. М. Плотникова

Фиг. 2. Структура дресвянощебневая. Брекчия состоит из угловатых обломков глинистого доломита и крупнозернистого кальцитового цемента. Кальцит корродирует и замещает обломки доломита. Нижний кембрий, ангарская свита. Восточная Сибирь, Иркутская обл. Шлиф. X5, без анализатора. Из колл. Я. К Писарчик

Фиг. 3. Начальная стадия образования доломитовой брекчии. Порода разбита трещинами на отдельные куски, мало смещенные относительно друг друга. Трещины выполнены кальцитом. Наблюдается незначительная коррозия и замещение кальцитом доломитовых обломков. Нижний кембрий, ангарская свита. Восточная Сибирь, Иркутская обл., ст. Кутулик. Шлиф. X5, без анализатора. Из колл. Я. К. Писарчик

Таблица 197

1



2

3

ТАБЛИЦА 198

Псевдобрекчиевая структура доломитов

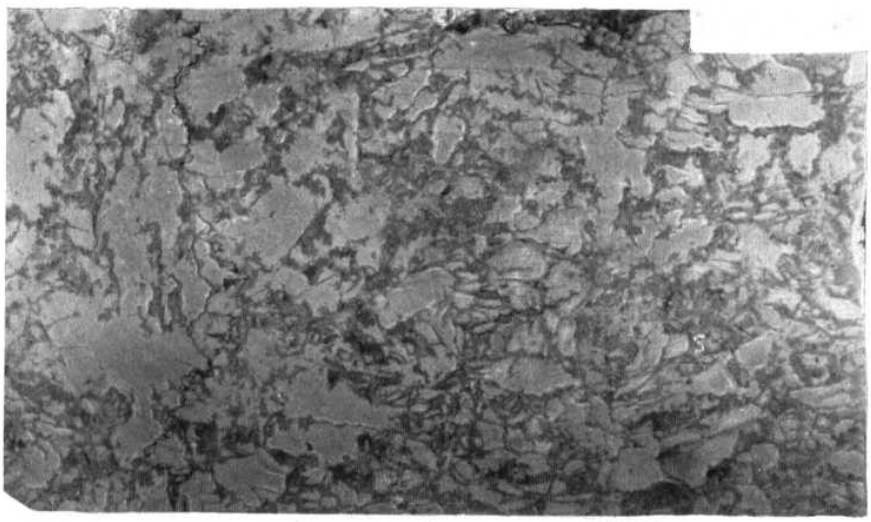
Фиг. 1. Доломит кальцитизированный. Кальцит (темно-серое) развивается по системе трещинок и замещает доломит (светло-серое). В процессе вторичных изменений, с которыми связана кальцитизация, произошло незначительное смещение некоторых участков породы. Нижний кембрий, ангарская свита. Восточная Сибирь, Иркутская обл. Пришлифованная поверхность образца. Нат. вел. Из колл. Я. К. Писарчик

Фиг. 2. Белый микрозернистый доломит, разбитый сетью трещин, выполненных кальцитом. Кальцит (темное) частично заместил доломит. Верхний девон, озерские слои. Подмосковье. Нат. вел. М. С. Швецов, 1958,

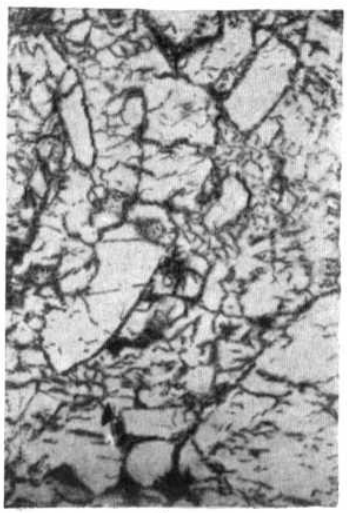
Фиг. 3. Доломит, разбитый трещинами, выполненными ангидритом (белое). Средний X10, без анализатора. Из колл. Л. М. Бириной

Фиг. 4. Доломит, разбитый густой сетью трещин тектонического происхождения, выполненных эпигенетическим кальцитом (белое). Куски доломита остроугольные либо с изъеденными краями, корродированные кальцитом. Нижний силур, венлок. Западный склон Северного Урала, бассейн р. Илыча. Из колл. О. А. Кондиайн

Таблица 198

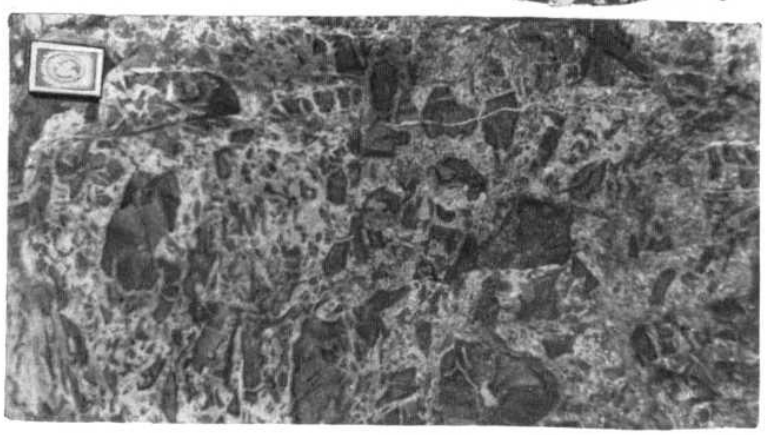


1



2

3



4

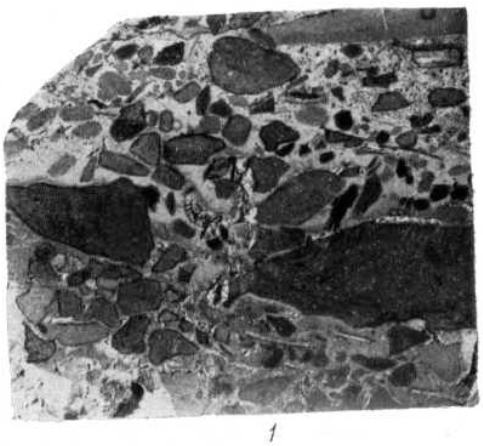
ТАБЛИЦА 199

Фиг. 1. Щебнегалечногравийная структура. Порода сложена крупными остроугольными и более мелкими окатанными обломками доломита галечногравийной размерности и карбонатным цементом. Нижняя пермь, верхи байгенджинского подъяруса. Южный Урал, р. Актасты. Пришлифовка. 9/10 нат. вел. И. В. Хворова, 1961

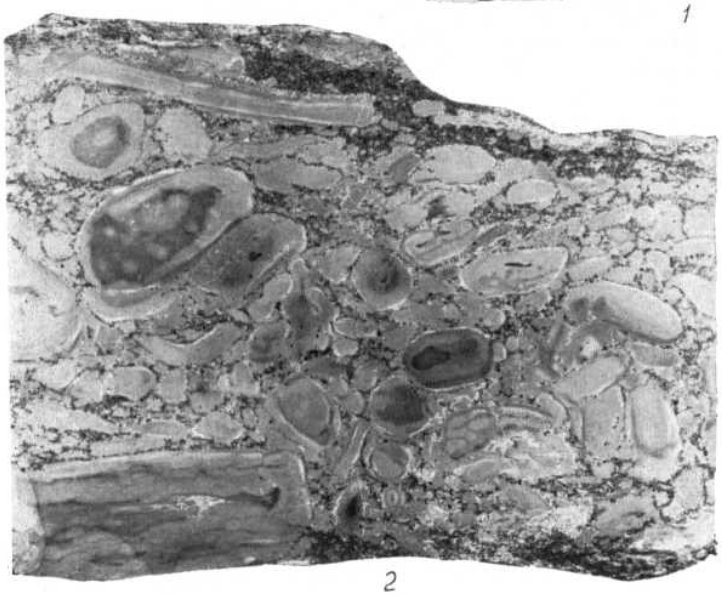
Фиг. 2. Гравийногалечная структура. Доломитовый гравелито-конгломерат. Хорошо окатанные различной формы обломки доломита, среди которых преобладают гальки, сцементированы карбонатом. В цементе содержится кальцитовый песчаный заполняющий материал. Верхний докембрий, свита Серого ключа. Восточная Сибирь, правый берег р. Ангары. Нат. вел. Из колл. Л. М. Плотникова

Фиг. 3. Плоскогалечная структура. Доломитовый конгломерат. Сильно уплощенные хорошо окатанные гальки и немногочисленные обломки гравийной размерности имеют параллельную ориентировку. Цемент известково-доломитовый. Нижний ордовик. Восточная Сибирь, р. Оленёк. Нат. вел. Из колл. А. А. Высоцкого

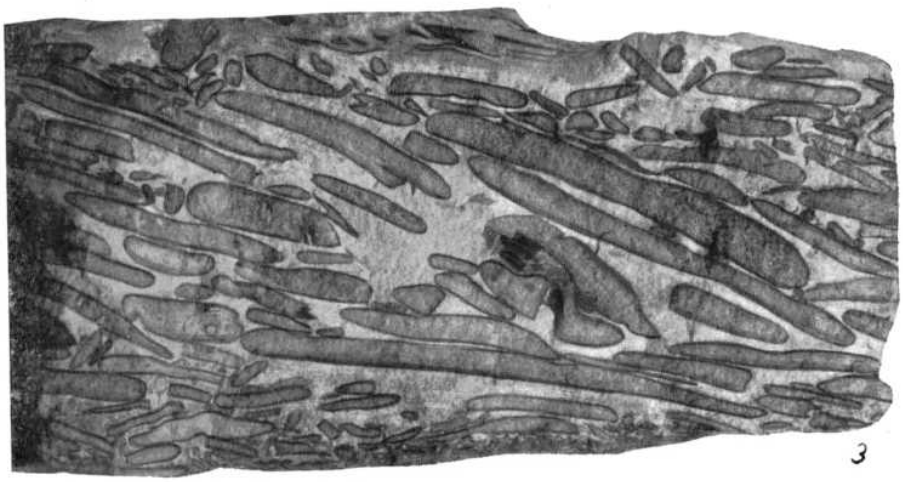
Таблица 199



1



2



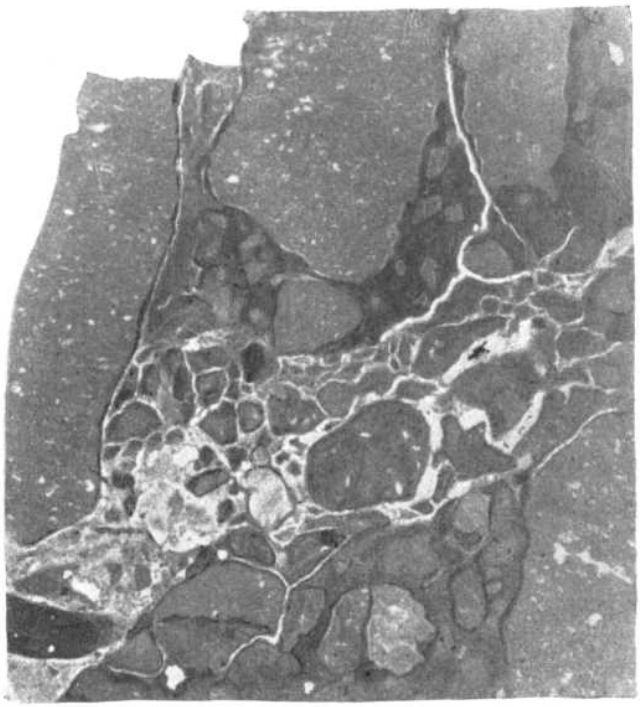
3

ТАБЛИЦА 200

Фиг. 1. Реликтовая (?) гравийногалечная структура. Доломитовый гравелито-конгломерат. Цемент доломитовый. Видны беспорядочно ветвящиеся прожилки ангидрита. Доломит образовался, по-видимому, по известняковому конгломерату, первичная структура которого хорошо сохранилась. Верхний карбон, касимовский ярус. Восточная часть Русской платформы, Куйбышевская обл., с. Пилюгино. Шлиф. X10, без анализатора. И. В. Хворова, 1958

Фиг. 2. Доломитовый плоскогалечный конгломерат. Наблюдается чередование горизонтально лежащих и веерообразно расположенных плоских галек, свидетельствующее об образовании породы в зоне прилива и отлива. Ордовик. Восточная Сибирь, Иркутская обл., Иркутский амфитеатр. Из колл. В. Л. Либровича

Таблица 200



1

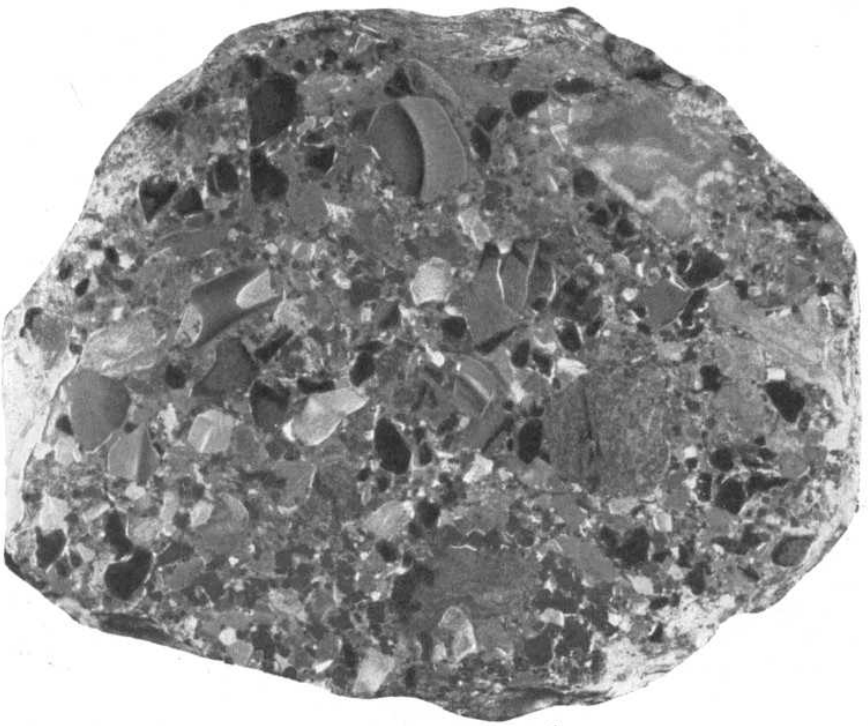
2

ТАБЛИЦА 201

Фиг. 1. Щебнедресвяная структура. Доломитовый дресвяник со значительной примесью щебневого материала. Обломки и цемент доломитового состава. Содержатся немногочисленные углистые и окремнелые доломитовые обломки. Нижний кембрий, ленский ярус. Восточная Сибирь, нижнее течение р. Аладьина (приток р. Ангары). Пришлифовка. Нат. вел. Из колл. Л. М. Плотникова

Фиг. 2. Гравийная структура. Доломитовый гравелит. Порода сложена окатанными и хорошо сортированными по величине обломками доломита гравийной размерности и доломитовым цементом. Нижний кембрий, ангарская свита. Восточная Сибирь, р. Ангара, падь Каменка. 9/10 нат. вел. Из колл. Я. К. Писарчик

Таблица 201



1

2

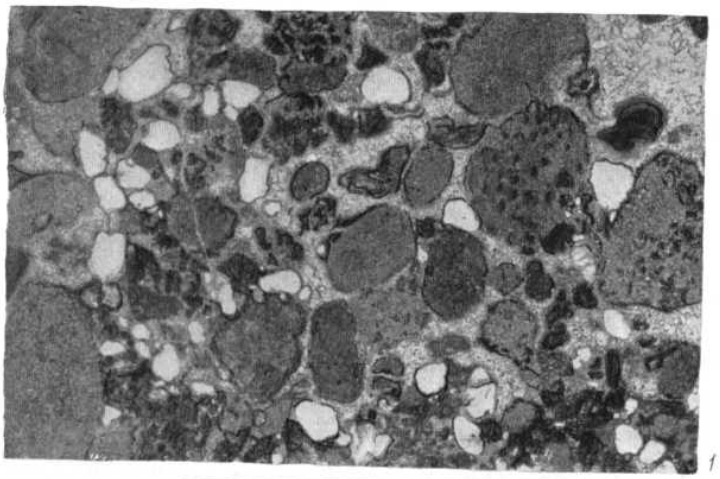
ТАБЛИЦА 202

Фиг. 1. Псаммогравийная структура. Доломитовый псаммогравелит. Для структуры характерна преобладающая гравийная размерность обломков и присутствие псаммитового материала в подчиненном количестве. Обломки состоят из пелитоморфного доломита, значительно реже они представлены кварцем. Цемент мелкозернистый, доломитовый. Нижний кембрий. Сибирь, р. Ангара, падь Каменка. Шлиф. X10, без анализатора. Из колл. Я. К. Писарчик

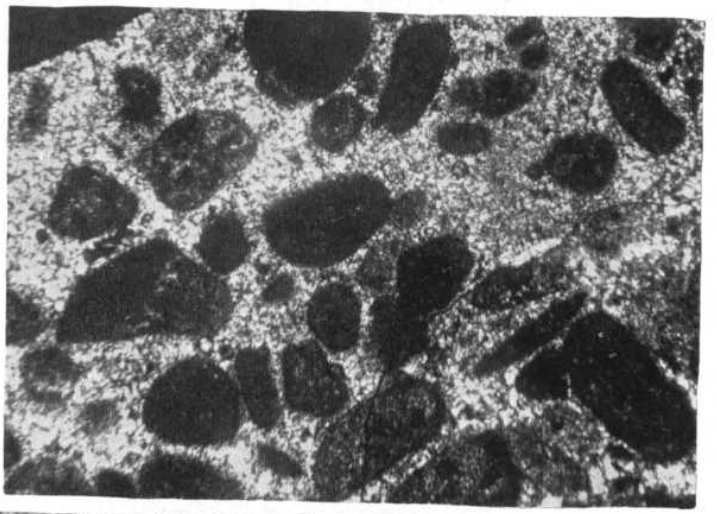
Фиг. 2. Псаммитовая структура. Доломитовый песчаник. Обломки и цемент сложены мелкозернистым доломитом. Доломитом цемента частично замещен сферолитами халцедона (светлое). Верхний девон, киселево-никольская свита. Город Орел. Шлиф. X40, с анализатором. Из колл. В. Г. Махлаева

Фиг. 3. Гравийнопсаммитовая структура. Доломитовый гравелитопесчаник. Обломки и цемент сложены мелкозернистым доломитом. Содержатся и редкие зерна кварца. Структура породы обусловлена преобладанием псаммитового материала и присутствием гравийных обломков в подчиненном количестве. Верхний девон, основание тургеневской толщи. Рязанская обл., с. Воскресенское, близ. р. Птани. Шлиф. X15, без анализатора. Из колл. В. Г. Махлаева

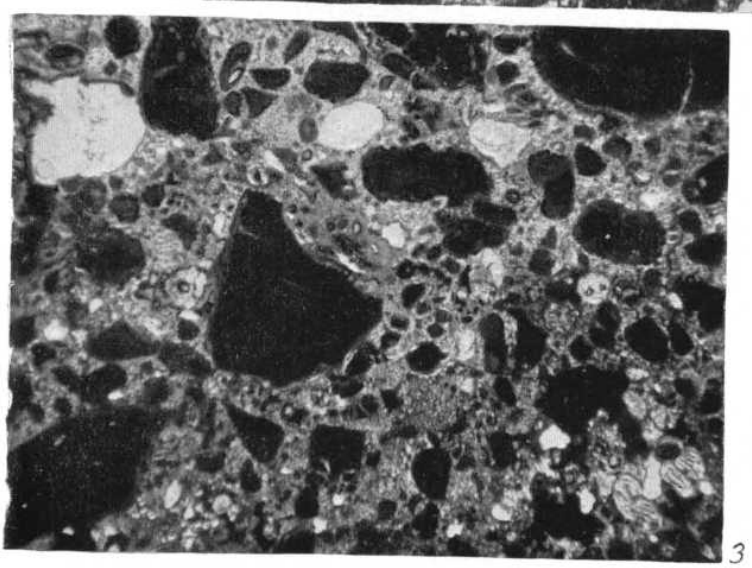
Таблица 202



1



2



3

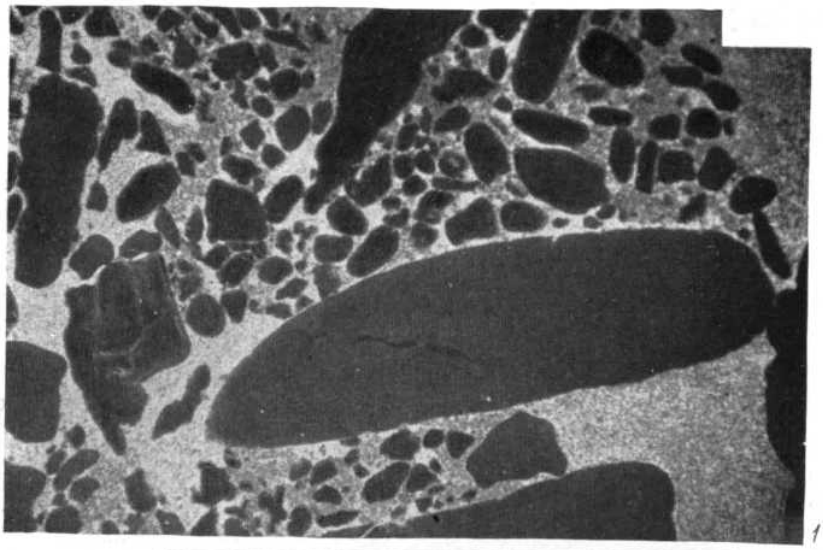
ТАБЛИЦА 203

Фиг. 1. Гравийнопсаммитовая структура. Доломитовый гравелитопесчаник. Порода состоит из обломков пелитоморфного доломита гравийной и псаммитовой размерности и микрозернистого доломитового цемента, местами крустификационного типа. Верхний докембрий, коло- совская свита. Центральный Таймыр, р. Шренк. Шлиф. Х13, без анализатора. Из колл. В. Е. Мильштейн

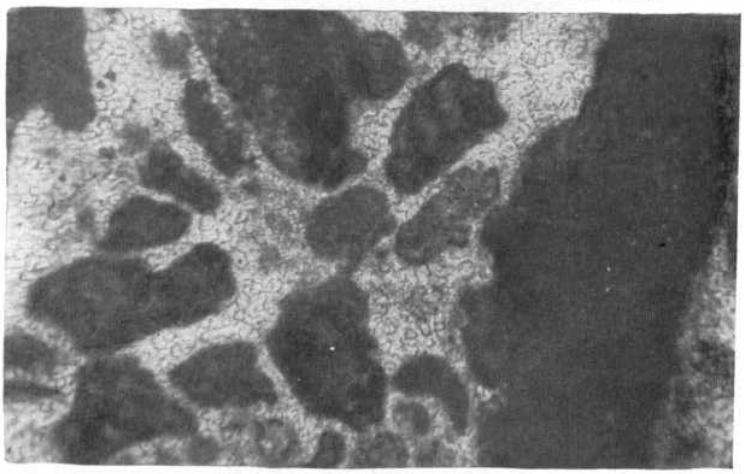
Фиг. 2. Гравийнопсаммитовая структура. Доломитовый гравелитопесчаник. Порода сложена обломками строматолитового доломита псаммитовой и несколько реже гравийной размерности и доломитовым цементом. Обломки имеют несколько удлиненную форму и неровные контуры. Верхний докембрий, колосовская свита. Восточный Таймыр, правый приток р. Ленинградской. Шлиф. Х13, без анализатора. Из колл. В. Е. Мильштейн

Фиг. 3. Прослой мелкообломочного доломита, образовавшийся в результате разрушения верхнего слоя строматолита. Обломки, не испытавшие почти никакого перемещения, сцементированы доломитом. Верхний докембрий, билляхская свита. Север Красноярского края, р. Котуйкан. Шлиф. Х12, без анализатора. Из колл. В. Е. Мильштейн

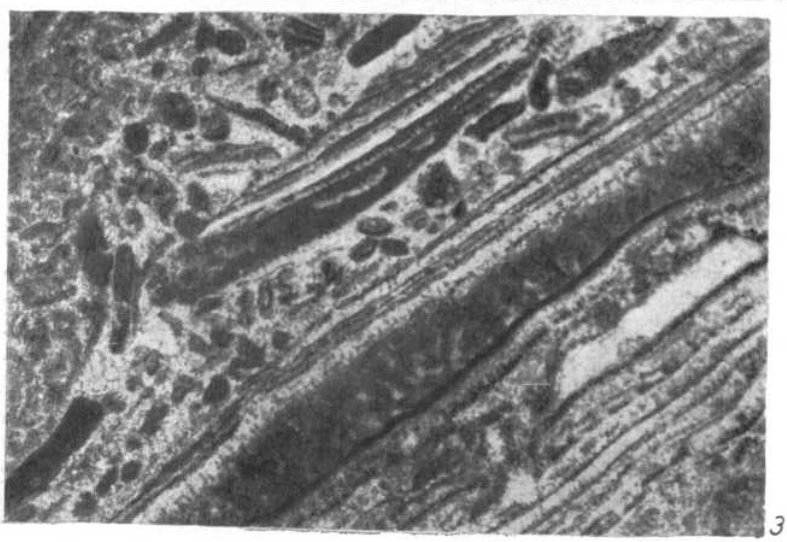
Таблица 203



1



2



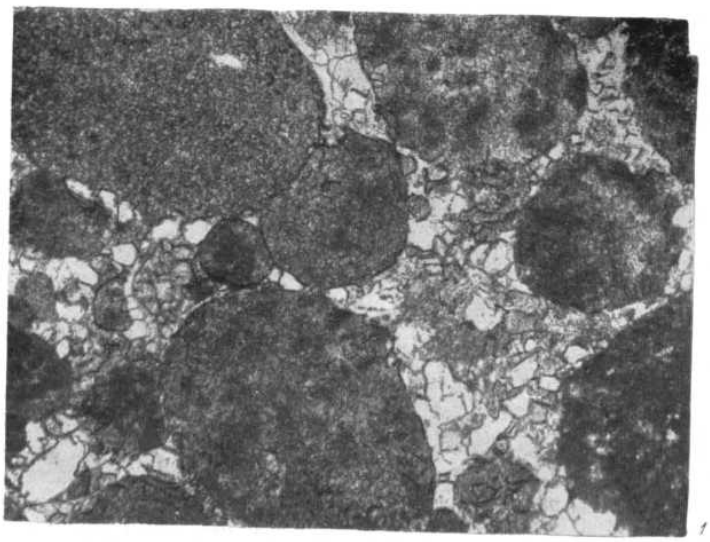
3

ТАБЛИЦА 204

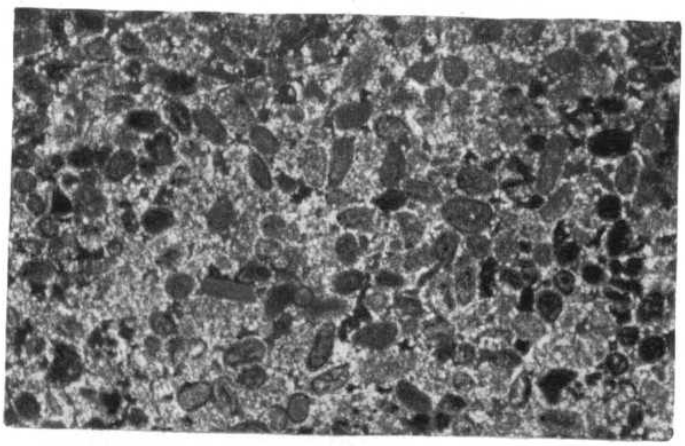
Фиг. 1. Алевропсаммитовая структура. Доломитовый песчаник с примесью алевритового материала. Алевритовые зерна представлены главным образом кварцем и лишь очень незначительная часть зерен состоит из доломита. Цемент доломитовый, очень скудный. Нижний кембрий, ленский ярус. Красноярский край, р. Энде (приток р. Курейки). Шлиф. Хзо, без анализатора. Из колл. Л. М. Плотникова Фиг. 2. Псаммитовая структура. Доломитовый песчаник. Обломочный материал и цемент – доломитового состава. Цемент базальный и крустификационный. Верхний девон, низы озерской толщи. Река Дон, д. Нижняя Павловка. Шлиф. Х20, с анализатором. Из колл. В. Г. Махлаева

Фиг. 3. Алевропсаммитовая структура. Песчаник алевритовый доломитового состава с очень незначительной примесью органического детрита (обломки створок пелеципод, остракод). Верхний девон, тургеневская толща. Орловская обл., с. Корсакове, на р. Зуше. Из колл. В. Г. Махлаева

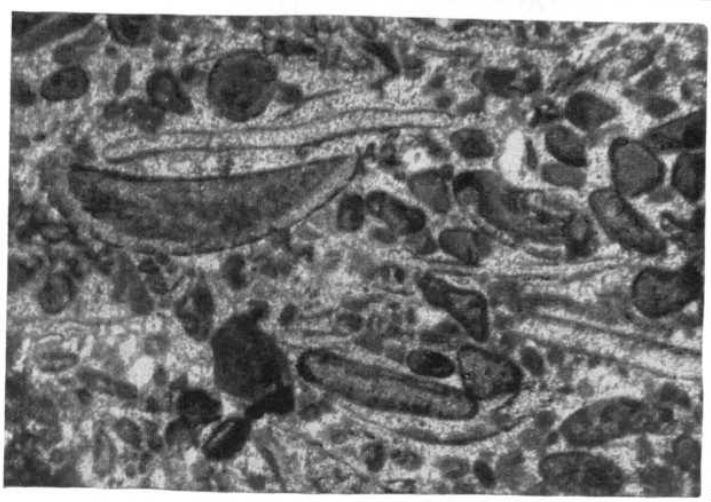
Таблица 204



1



2



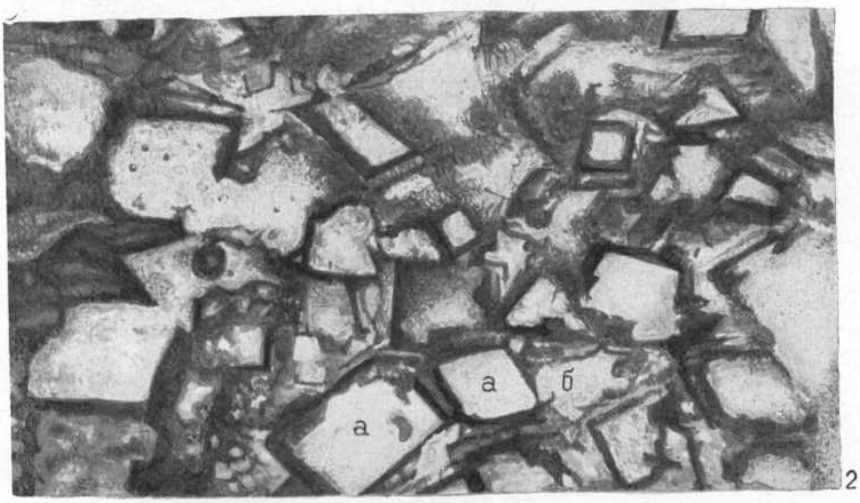
3

ТАБЛИЦА 205

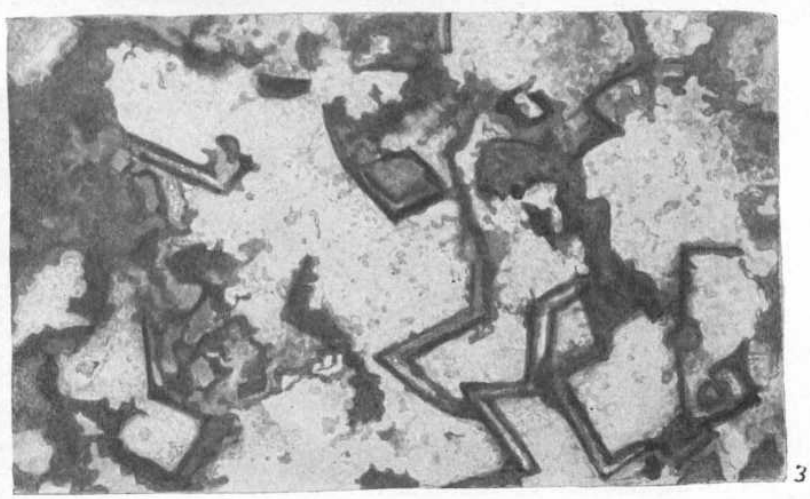
Фиг. 1–3. Различные, последовательно расположенные стадии разрушения доломита и превращение его в доломитовую муку. Девон. Верхнее течение р. Западной Двины, Витебские пороги, 25 *км* к северу от г. Витебска. Шлиф. X60, без анализатора. По Н. М. Болотиной и Д. С. Соколову, 1954. Фиг. 1 – начальная стадия разрушения доломитовых зерен; фиг. 2 – дальнейшая стадия разрушения доломита, прежде всего внутренней части доломитовых кристаллов *(а* – полая внутренняя часть кристалла); фиг. 3 – рыхлая доломитовая мука, состоящая почти исключительно из обломков светлых рамок, погруженных в чрезвычайно мелкозернистую массу разрушенного доломита

Таблица 205

1



2



3

РАЗНОЗЕРНИСТЫЕ СТРУКТУРЫ В ДЕДОЛОМИТАХ И ДЕАНГИДРИТАХ (табл. 206—208)

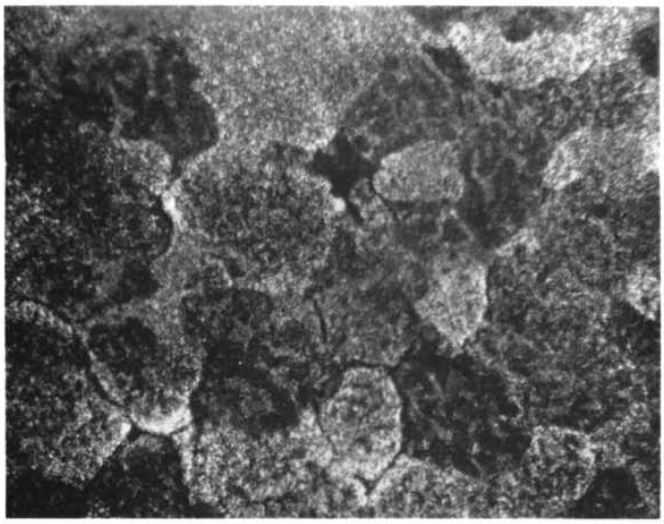
ТАБЛИЦА 206

Фиг. 1. Крупные зерна кальцита с реликтами мелких зерен доломита. Верхний девон. Орловская обл., р. Ока, окрестности д. Каменева. Шлиф. X45, с анализатором. Из колл. В. Г. Махлаева

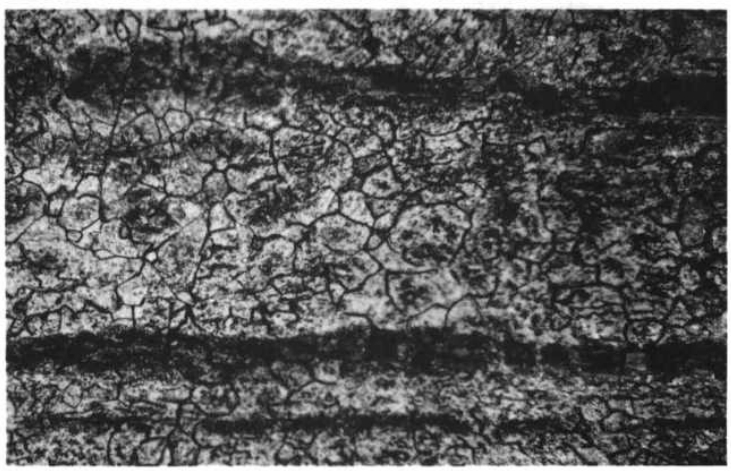
Фиг. 2. Реликты глинистого доломита во вновь образованных крупных зернах кальцита и тонкие прослои глинистого вещества, сохранившиеся в ненарушенном положении внутри кристаллов вторичного кальцита. Девон, Литовская ССР. Шлиф, X25, без анализатора. В. Б. Татарский, 1953

Фиг. 3. Другой участок шлифа, изображенного на фиг. 2. Виден отщепившийся прожилочек кальцита, внедрившийся в темно-серый глинистый доломит. Кальцит, заместивший доломит, и кальцит, слагающий прожилок, образовались одновременно. X25, без анализатора

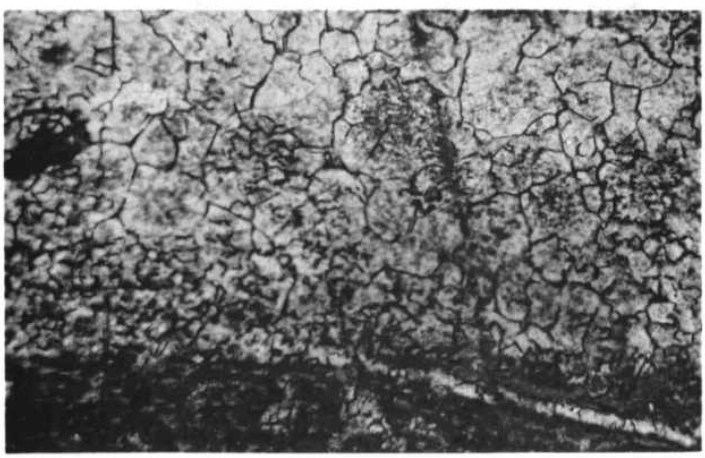
Таблица 206



1



2



3

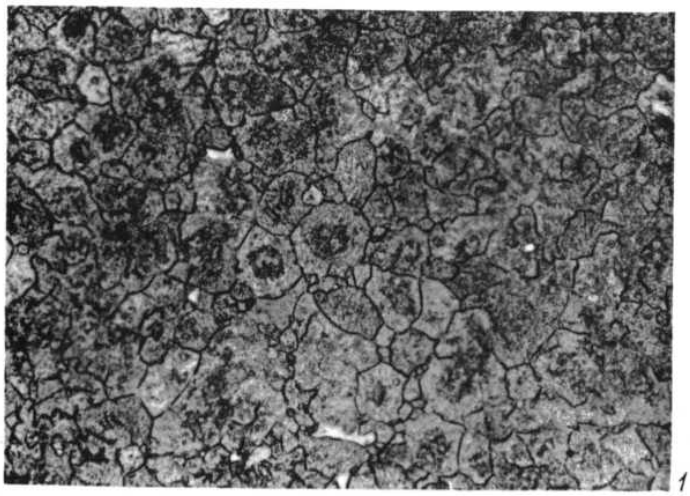
ТАБЛИЦА 207

Фиг. 1. Средне- и мелкозернистый кальцит (светло-серое) с реликтами микрозернистого доломита (темно-серое). Средний кембрий, литвинцевская свита. Восточная Сибирь, Иркутская обл. Шлиф. Х30, без анализатора. Из колл. Я. К. Писарчик

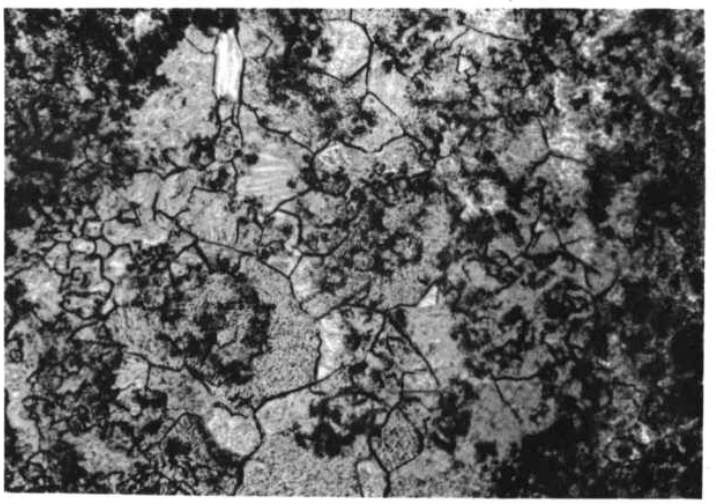
Фиг. 2. Крупные зерна кальцита (светло-серое) с реликтами микрозернистого доломита (темно-серое). Содержание в породе кальцита 68,1%, доломита 29,9%. Нижний кембрий, ангарская свита. Восточная Сибирь, Иркутская обл., пос. Бохан. Шлиф. Х30, без анализатора. Из колл. Я. К. Писарчик

Фиг. 3. Кристаллы кальцита (светлое) с реликтами микрозернистого доломита (темно-серое). Верхний девон, саласпилская свита. Латвийская ССР, г. Екабпилс. Шлиф. Х100, без анализатора. Из колл. Р. Ж. Ульст

Таблица 207



1



2

3

ТАБЛИЦА 208

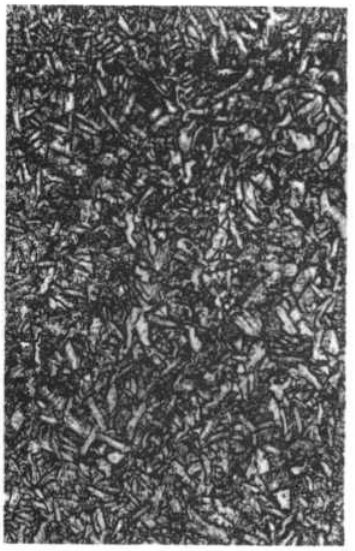
Фиг. 1. Мелкозернистая «войлочная» структура в перекристаллизованном доломите. Характерна удлиненная «занозистая» форма зерен доломита. Нижний кембрий, олёкминская свита. Восточная Сибирь, р. Лена, ниже р. Олёкминска. Шлиф. Х46, без анализатора. Из колл. К. К. Зеленова (Архангельская и др., 1960)

Фиг. 2. Доломит (доломито-ангидрит) с реликтовой спутанно-волокнистой структурой. Наряду со сгустками первичного мелкозернистого доломита (темно-серое) в породе очень много удлиненно-волокнистых псевдоморфоз по ангидриту (светло-серое и белое). Нижний кембрий, ангарская свита. Восточная Сибирь, Иркутская обл., близ ст. Кутулик. Шлиф. Х30, без анализатора. Из колл. Я. К. Писарчик

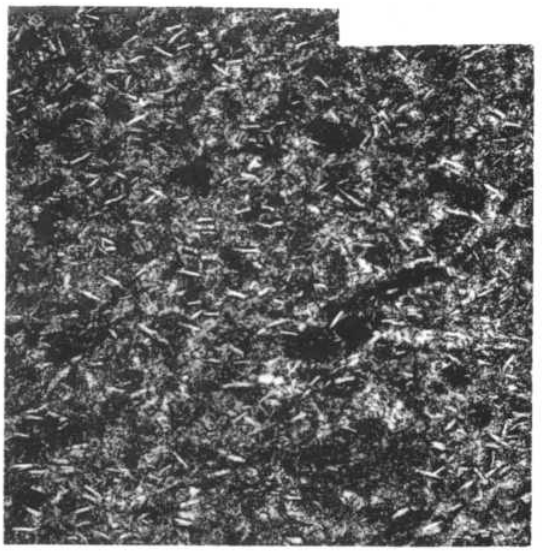
Фиг. 3. Мелкозернистая структура в доломите. Порода сложена кристаллами доломита резко удлиненной формы, с гранями призмы либо с неровными контурами. Верхний девон, нижняя часть кудеяровской толщи. Рязанская обл., у с. Бугровки, на р. Дон. Шлиф. Х 100, без анализатора. В. Г. Махлаев, 1961

Фиг. 4. Схематическое изображение типичных форм удлиненных зерен доломита из данково-лебедянских слоев. В. Г. Махлаев, 1961

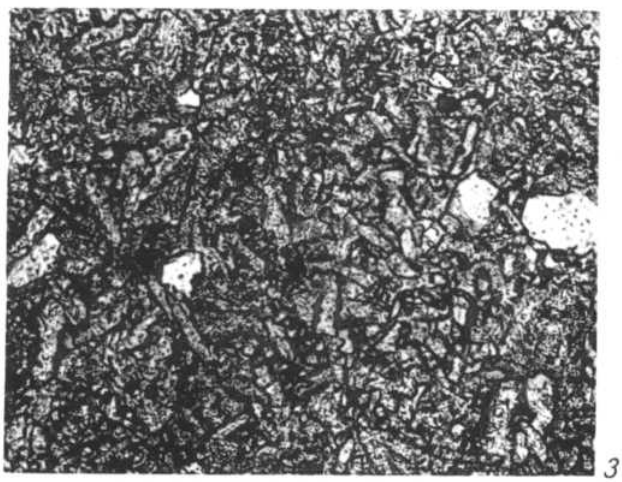
Таблица 208



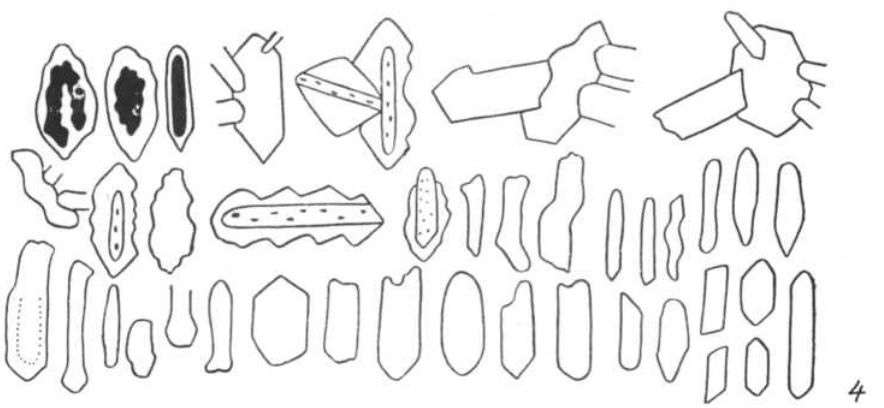
1



2



3



4

НАИБОЛЕЕ РАСПРОСТРАНЕННЫЕ И ХАРАКТЕРНЫЕ СТРУКТУРЫ ИЗВЕСТНЯКОВ И ДОЛОМИТОВ, СОДЕРЖАЩИХ ПРИМЕСИ АУТИГЕННЫХ МИНЕРАЛОВ (табл. 209-218)

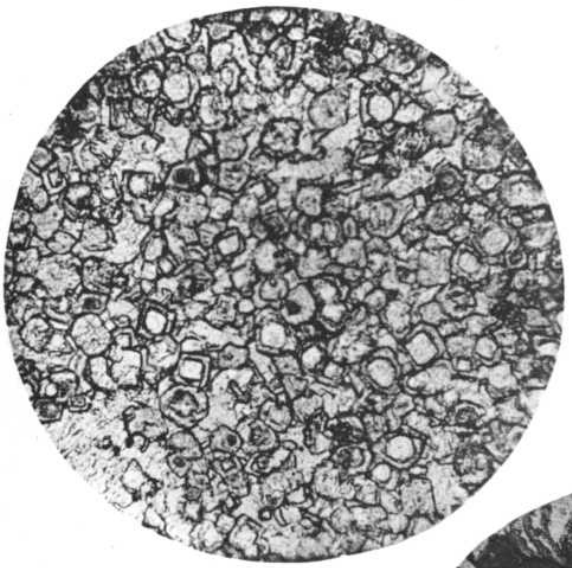
ТАБЛИЦА 209

Фиг. 1. Средне-крупнозернистая (частично реликтовая) структура в ангидритизированном доломите. Ангидрит замещает центральную часть во многих зернах доломита и выполняет промежутки между ними. Верхний девон, данково-лебедянские слои. Чувашская АССР, пос. Сундырь. Шлиф. X10, без анализатора. Из колл. Л. М. Бириной

Фиг. 2. Огипсованный фораминиферовый известняк. Структура реликтовая органогенная. Гипс нацело заместил кальцит в раковинках фораминифер. Палеоген (бухарские слои). Северо-Восточная Фергана, район Сузака. Шлиф. X40, без анализатора. Из колл. Н. Н. Верзилина

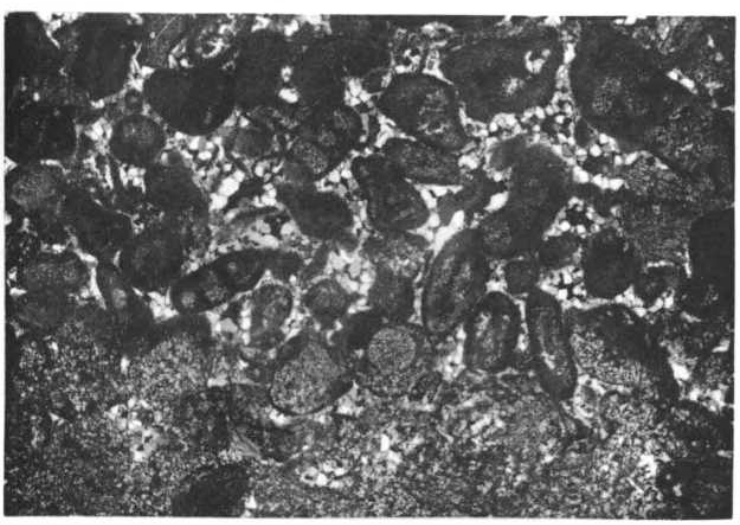
Фиг. 3. Органогенно-обломочный известняк с цементом, полностью замещенным мелкозернистым кварцем. Структура органогенно-обломочная, частично реликтовая, органогенная (местами органические остатки замещены криптокристаллической кварцево-халцедоновой массой). Средний карбон, подольский горизонт. Ярославская обл., г. Любим. Шлиф. X20, с анализатором. И. В. Хворова, 1958

Таблица 209



1

2



3

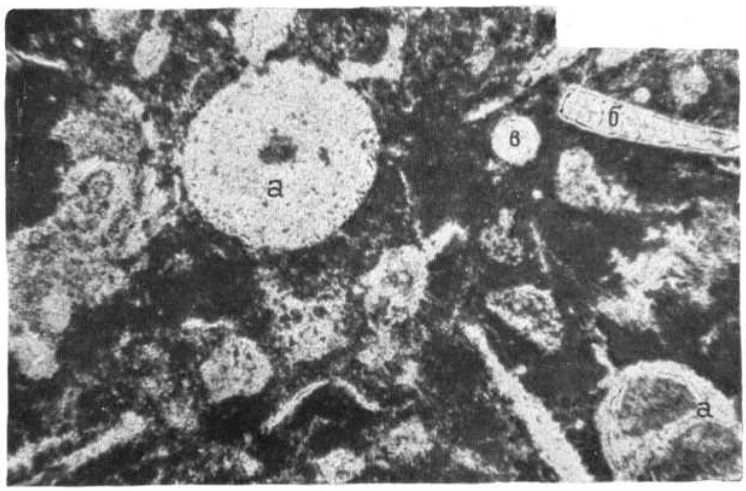
ТАБЛИЦА 210

Фиг. 1 и 2. Доломит известковистый глинистый, интенсивно окрем- ненный, пористый. Структура реликтовая органогенная. Первичнокарбонатные скелетные остатки организмов замещены криптокристаллическим кремнистым веществом (а), в некоторых случаях волокнистыми агрегатами халцедона (б). Иногда халцедон наблюдается в виде округлых радиально-лучистых стяжений с розетками кварца в центре (в). Частичному окремнению подвергся и карбонат цемента. Пермь, казанский ярус, пелециподовый слой «опока». Среднее течение р. Волги, близ. с. Печищи. Шлиф. Х45, фиг. 1 – без анализатора; фиг. 2 – с анализатором. Из колл. К. В. Миклухо-Маклай

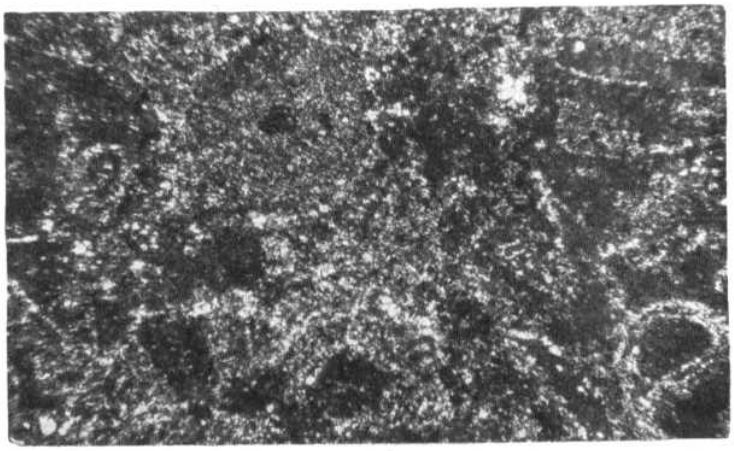
Фиг. 3. Доломит, значительно фосфоритизированный. Фосфат отлагался по трещинам и частично замещал доломит. Структура псевдообломочная. Кембрий. Горная Шория, 50 *км* от ст. Шалым. Шлиф. Х20, без анализатора. Из колл. В. Н. Доминиковского

Фиг. 4. Замещение доломита гипсом с образованием псевдобрекчиевой структуры. Нижний мел. Юго-западные отроги Гиссарского хребта. Шлиф. Х15, без анализатора. Из колл. Н. Н. Верзилина

Таблица 210

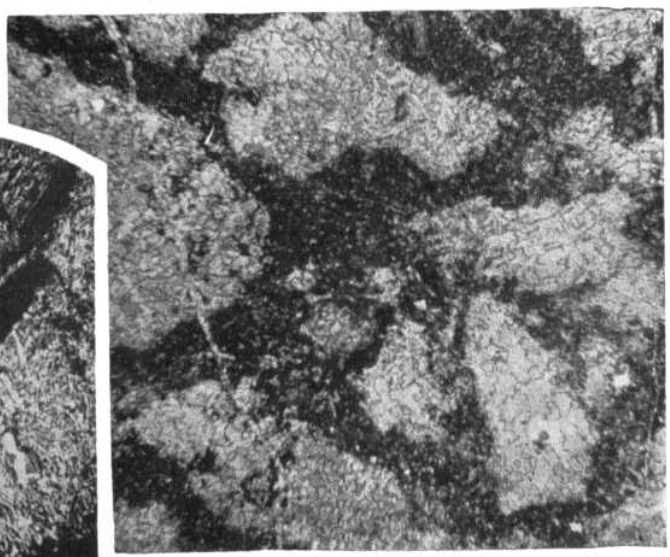


1



2

3



4

ТАБЛИЦА 211

Реликтовая органогенная и пойкилобластовая структуры в огипсованных доломитах замещения (фиг. 1, 2)

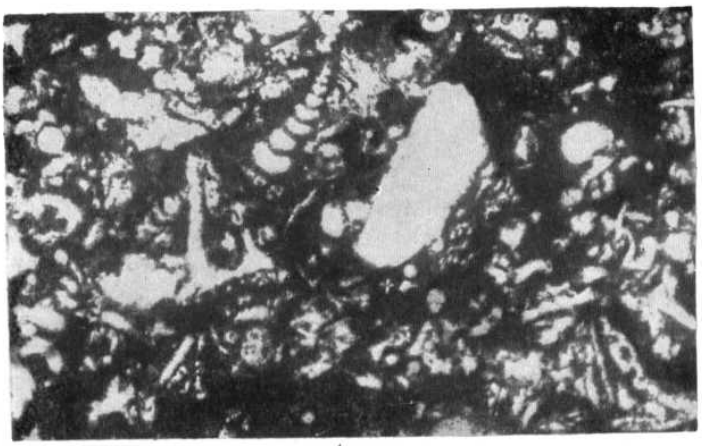
Фиг. 1. Доломит пелитоморфный и мелкозернистый с крупнокристаллическим гипсом, развитым по органогенным остаткам. Пермь. Архангельская обл., г. Пинега, д. Цималы, Шлиф. X25, без анализатора. Из колл. Д. С. Кашика

Фиг. 2. Доломит мелкозернистый (0,01–0,03 *мм)* огипсованный. Крупнозернистый гипс прорастает основную массу породы, а также развит по доломиту, выполнявшему камеры и слагавшему стенки раковин фораминифер. Среднее Поволжье, Горьковская обл., г. Марпосад. Шлиф. X75, без анализатора. Я. К. Писарчик, 1950

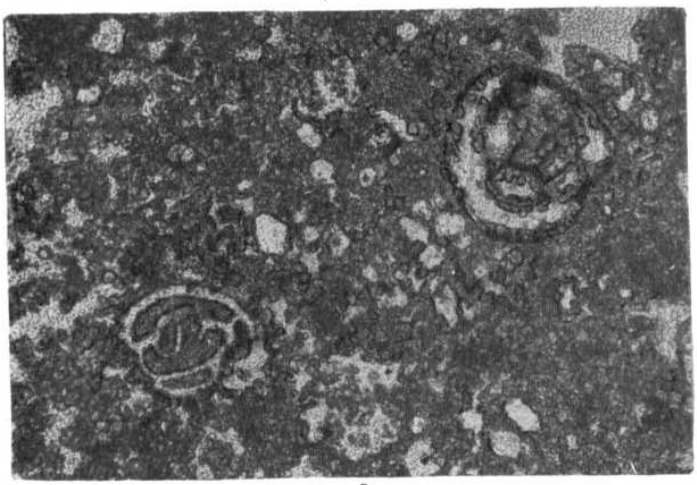
Фиг. 3. Пойкилобластовая структура. Доломит разнозернистый, с округло-ромбоэдрической формой зерен, проросший крупнокристаллическим гипсом. Нижняя пермь. Среднее Поволжье, г. Пильно. Шлиф. X40, без анализатора. Из колл. М. М. Толстихиной

Фиг. 4. Доломит огипсованный и окварцованный. Структура мелкозернистая (0,02–0,08 *мм)* и пойкилобластовая (крупные кристаллы гипса прорастают породу). Наблюдаются новообразования кварца в виде «розеток». Верхняя пермь, казанский ярус. Среднее Поволжье, г. Свияжск. Шлиф. X40, без анализатора. Из колл. М. М. Толстихиной

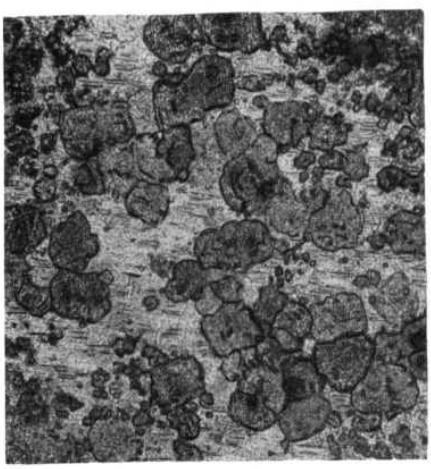
Таблица 211



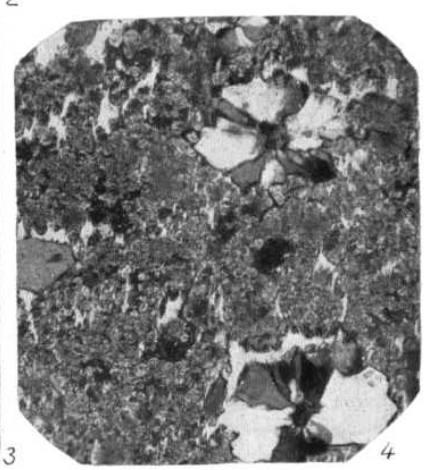
1



2



3



4

ТАБЛИЦА 212

Комковатая и пойкилобластовая структуры (фиг. 1, 2)

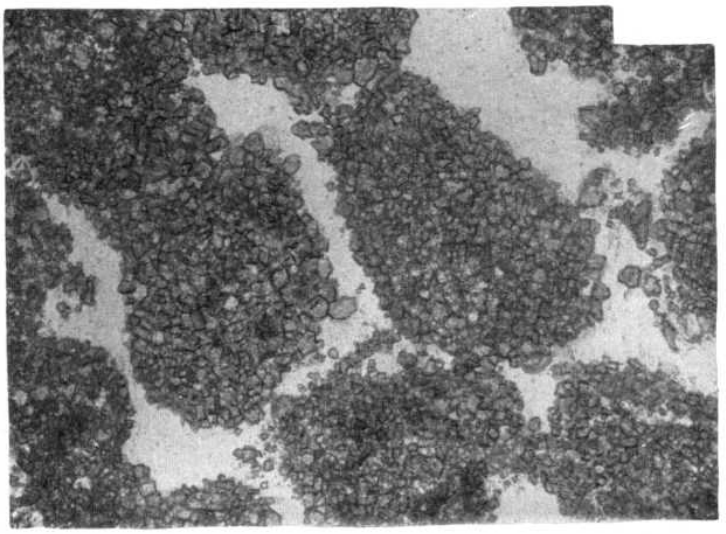
Фиг. 1. Доломит мелкокомковатый огипсованный. Крупнокристаллический гипс (светлое), прорастающий породу, почти полностью заместил доломитовый цемент. Средний карбон, каширский горизонт. Северо-запад европейской части СССР, Костромская обл., г. Солига- лич. Шлиф. Х46, без анализатора. И. В. Хворова, 1958

Фиг. 2. Сильно огипсованный доломит. Гипс крупнокристаллический (светлое) заместил и цемент и многие комочки, следы которых нередко сохранились лишь в виде периферических оболочек. Средний карбон, касимовский ярус. Владимирская обл., г. Судогда. Шлиф. Х45, без анализатора. И. В. Хворова, 1958

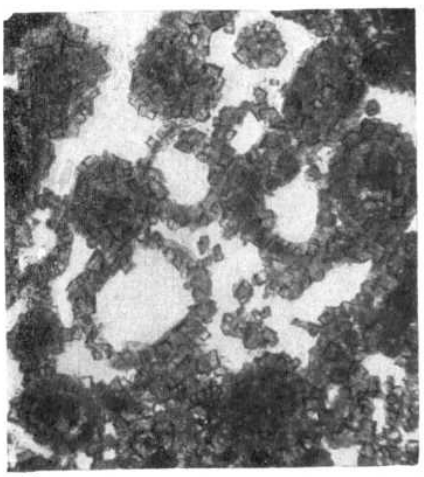
Фиг. 3. Структура пойкилобластовая. Текстура пятнистая. Доломит пелитоморфный и мелкозернистый, ангидритизированный. Крупные кристаллы ангидрита (белое) прорастают доломит. Нижний кембрий, бельская свита. Восточная Сибирь, Иркутская обл., район пос. Марково. Шлиф. Х50, без анализатора. Из колл. Я. К. Писарчик

Фиг. 4. Пойкилобластовая и кольцевидная структуры в огипсованном микро-тонкозернистом доломите. Гипс крупнокристаллический, прорастает породу. В пределах светлых участков зерна доломита почти нацело замещены гипсом и от них остались лишь очень тонкие наружные оболочки. «Кольца» образованы зернами доломита, не затронутыми процессом огипсования. Нижняя пермь. Среднее Поволжье, Горьковская обл., г. Марпосад. Шлиф. Х25, без анализатора. Из колл. Я. К. Писарчик

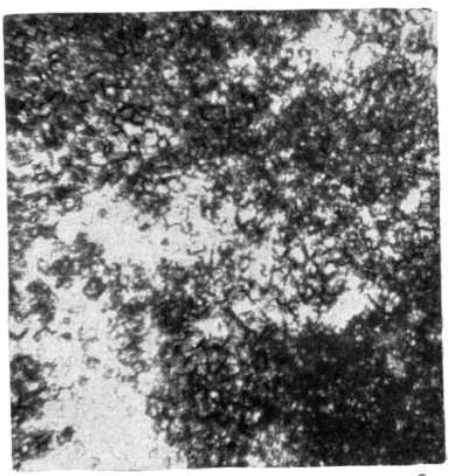
Таблица 212



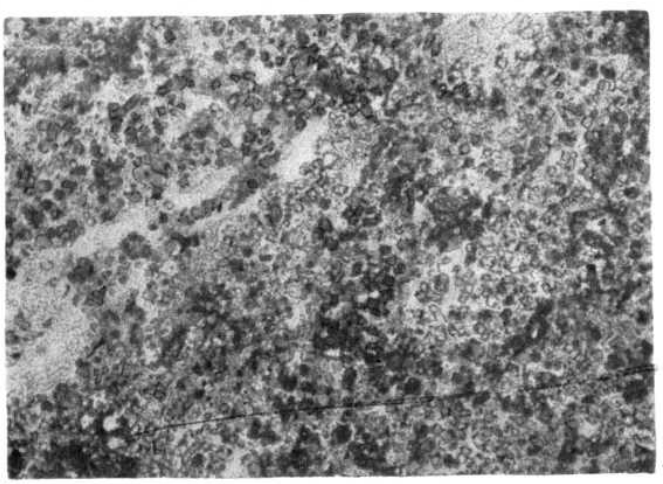
1



2



3



4

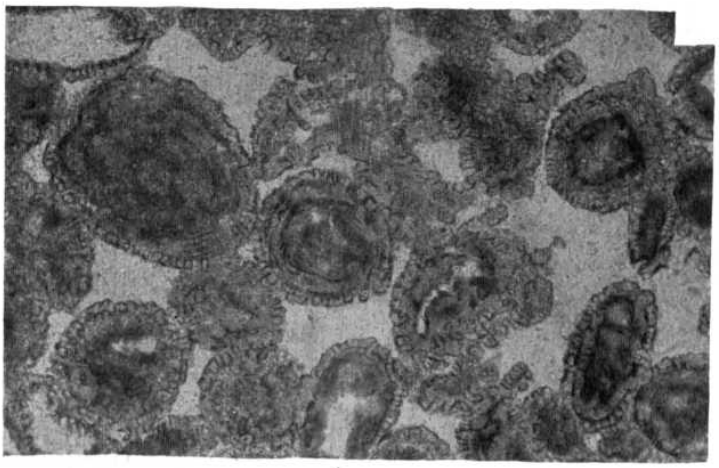
ТАБЛИЦА 213

Реликтовая оолитовая (главным образом в связи с доломитизацией, иногда в результате огипсования) и пойкилобластовая структуры

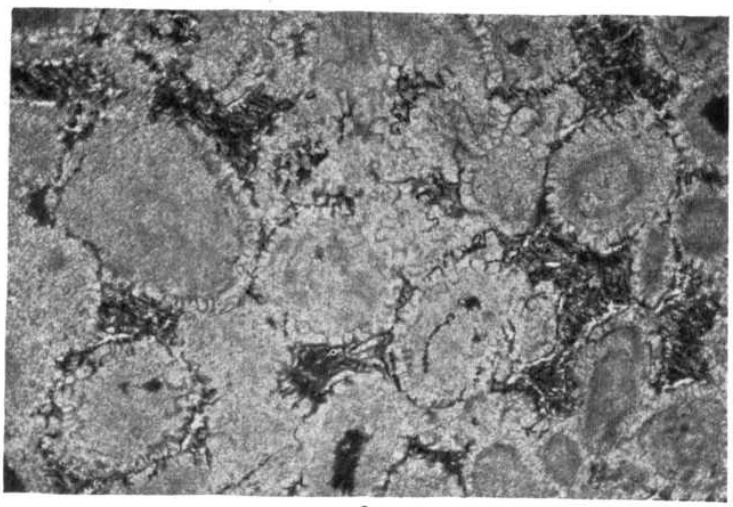
Фиг. 1 и 2. Огипсованный оолитовый доломит замещения. Вокруг оолитов наблюдаются крустификационные каемки из зерен доломита. Палеоцен, бухарский ярус. Северо-Восточная Фергана. Шлиф. Х60. Фиг. 1–без анализатора, фиг. 2 – с анализатором. Из колл. А. И. Осиповой

Фиг. 3. Огипсованный оолитовый доломит замещения. Гипс (светлое) выполняет промежутки между оолитами и частично наблюдается внутри оолитов. Верхняя пермь, казанский ярус. Среднее Поволжье, г. Свияжск. Шлиф. Х25, без анализатора. Из колл. М. М. Толстихиной

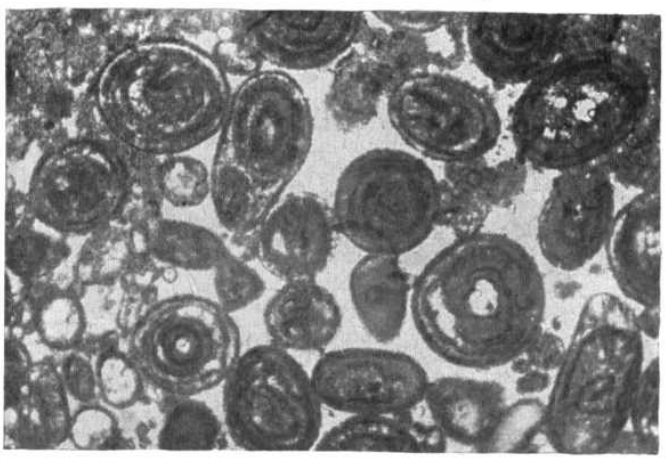
Таблица 213



1



2



3

ТАБЛИЦА 214

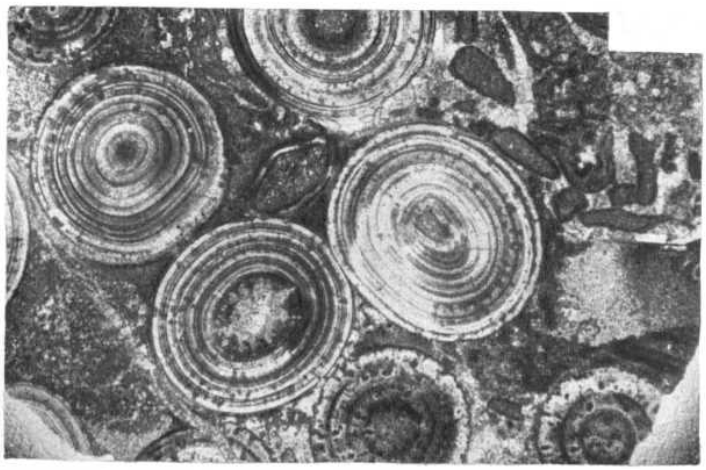
Фиг. 1. Окремнение в крупноолитовом известняке. Структура реликтовая, оолитовая, обусловленная избирательным характером окремнения (окремнению подвергались только оолиты). Цемент кальцитовый. Нижний кембрий, пестроцветная свита. Восточная Сибирь, р. Чара. Шлиф. X10, без анализатора. Н. А. Архангельская и др., 1960

Фиг. 2. Интенсивно-окремненный оолитовый известняк. Структура реликтовая оолитовая. Кремень развит по оолитам. Цемент мелкозернистый кальцитовый. Нижний кембрий, ангарская свита. Восточная Сибирь, Иркутская обл., пос. Кутулик. Шлиф. X30, без анализатора. Из колл. Я. К. Писарчик

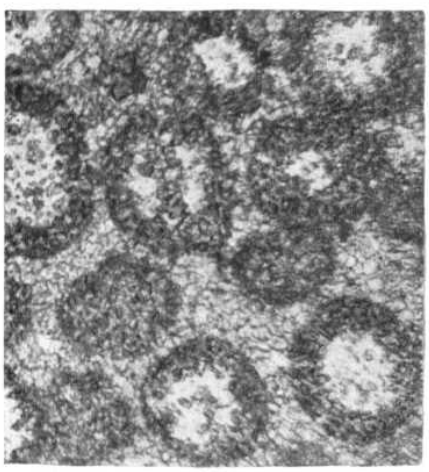
Фиг. 3. Доломит известковистый оолитовый, окремнелый. Внутренняя часть почти всех оолитов сложена кремнистым веществом, в котором обычно содержатся немногочисленные, очень мелкие зерна доломита. Наружные оболочки оолитов преимущественно кальцитовые. Цемент мелкозернистый доломитовый. Нижний кембрий. Восточная Сибирь, бассейн р. Патома. Шлиф. X45, без анализатора. Из колл. Л. И. Салопа

Фиг. 4. Мелко-среднезернистый доломит с примесью пирита (черное). Палеоген. Северо-Восточная Фергана. Шлиф. X15, без анализатора. Из колл. Н. Н. Верзилина

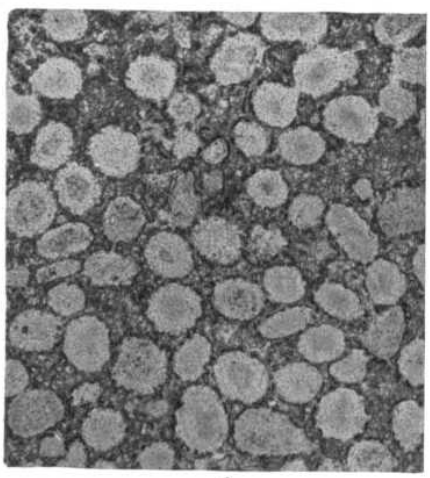
Таблица 214



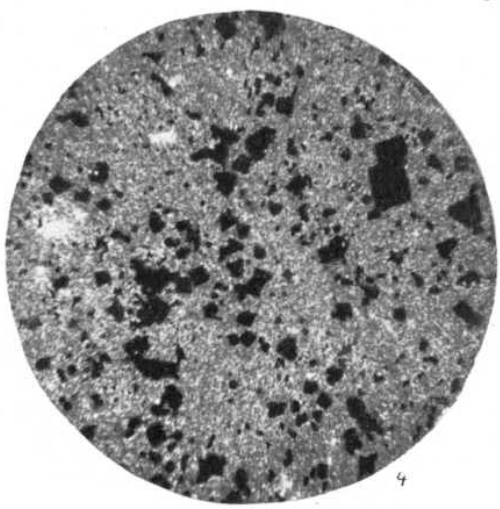
1



2



3



4

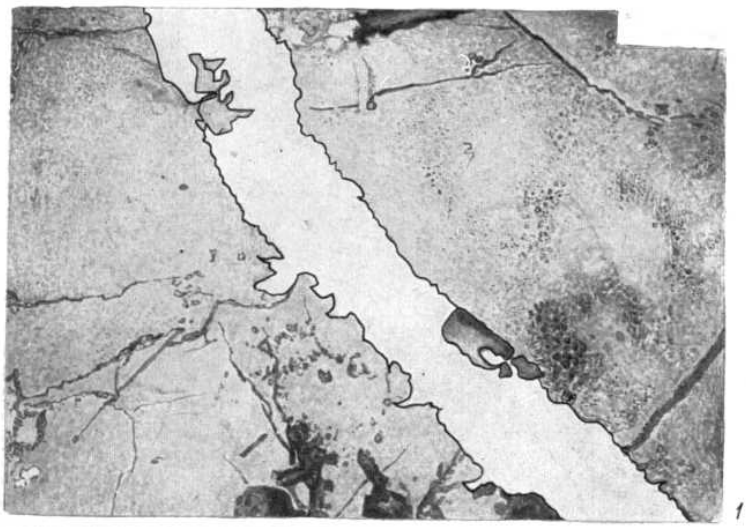
ТАБЛИЦА 215

Фиг. 1. Примесь галенита (белое), слагающего в известняке прожилок. Нижний карбон, намюр. Хребет Терскей Алатау, Иссык-Кульская котловина. Аншлиф. Х17. З. Е. Бурыхина, 1957

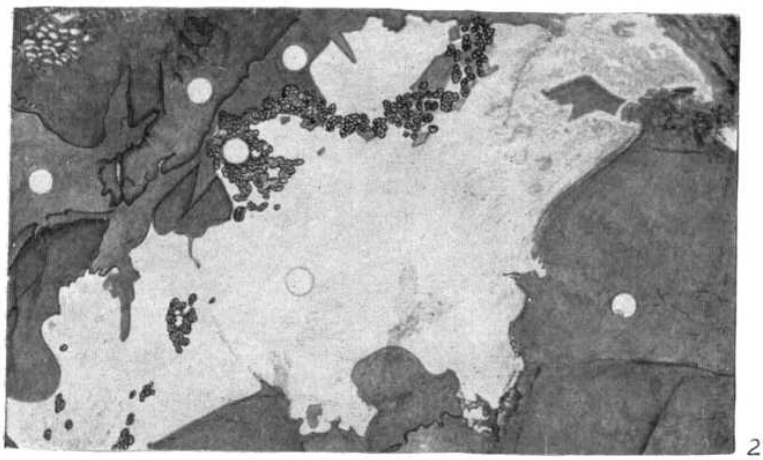
Фиг. 2. Примесь галенита и марказита, заполняющих полость в известняке (галенит–светлое, марказит в нем в виде мелких округлых включений). Нижний карбон, намюр. Хребет Терскей Алатау, Иссык-Кульская котловина. Аншлиф. Х4. З. Е. Бурыхина, 1957

Фиг. 3. Оолитовый известняк с включениями галенита (черное), развивающимися по цементу и некоторым концентрам оолитов. Нижний карбон. Киргизская ССР, Джергаланский р-н. Х37. З. Е. Бурыхина, 1957

Таблица 215



1



2

3

ТАБЛИЦА 216

Фиг. 1. Порфировидная структура в слабоглинистом ангидритизированном доломите. В шлифе видны многочисленные мелкие комочки с наросшими на них корочками кальцита (остатки водорослей?). Ангидрит присутствует в виде редко удлиненных призматических кристаллов, расположенных беспорядочно. Нижний кембрий, мотская свита. Восточная Сибирь, Иркутская обл., пос. Вельск. Шлиф. X12, без анализатора. Из колл. Я. К. Писарчик

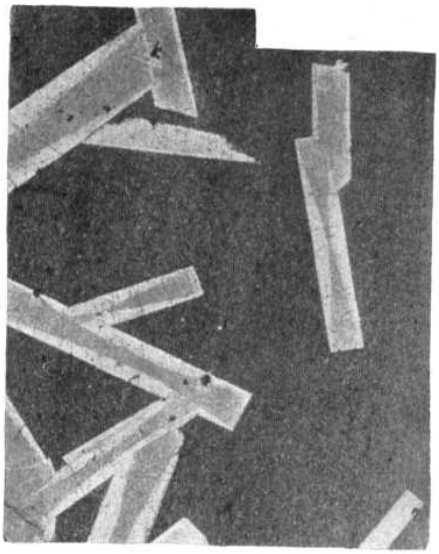
Фиг. 2. Порфировидная структура – крупные кристаллы ангидрита среди пелитоморфного и мелкозернистого доломита. Нижний кембрий. Восточная Сибирь, Иркутская обл., ст. Половина. Шлиф. X20, без анализатора. М. Л. Воронова, 1960

Фиг. 3. Доломит мелкозернистый с целестином. Текстура микрослоистая, обусловленная послойно расположенными вкраплениями различно ориентированных призматических кристаллов целестина. Верхний девон, низы фаменского яруса. Северо-запад европейской части СССР, Костромская обл., г. Солигалич. Шлиф. X30, без анализатора. Из колл. Л. М. Бириной

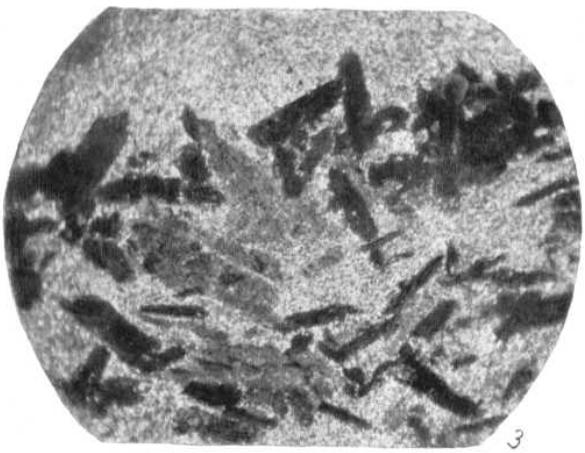
Фиг. 4. Включения фл100рита (черное) в огипсованном перекристаллизованном доломите. Средний эоцен, алайский ярус. Таджикская ССР, кишлак Тарпая, на юго-восток от г. Пахтабад. Шлиф. X90, с анализатором. О. И. Зеленова, 1961

Таблица 216

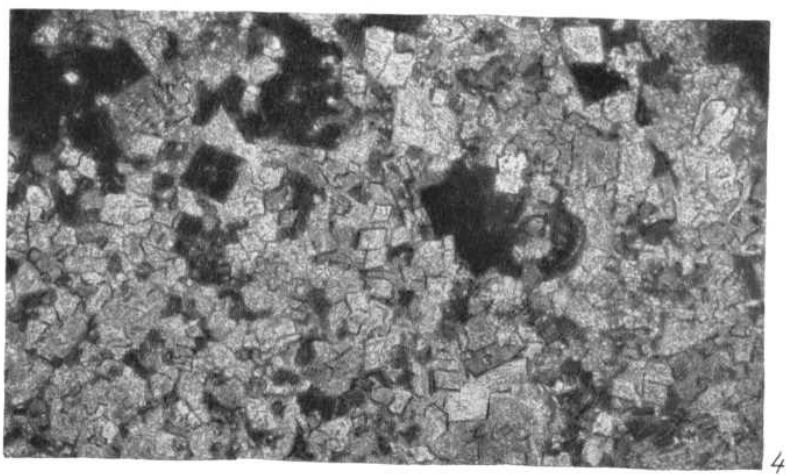
1



2



3



4

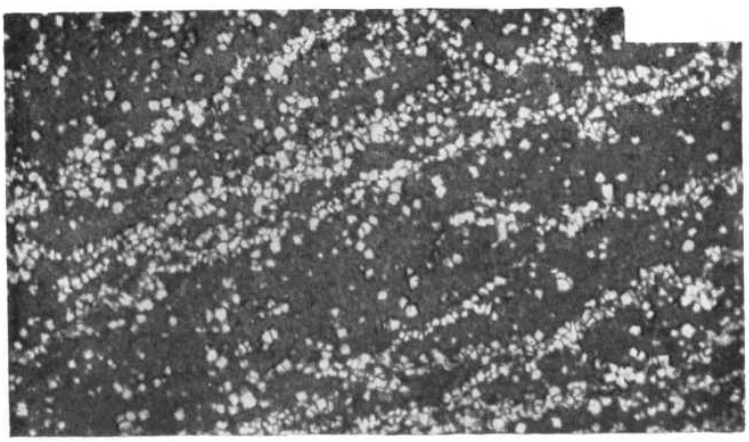
ТАБЛИЦА 217

Фиг. 1. Очень тонкие прерывистые прослои флюорита в слабо доломитизированном пелитоморфном известняке. Текстура микрослоистая. Структура порфировидная. Серое– пелитоморфный кальцит, белое – кубики флюорита и реже ромбоэдры доломита. Среднее Поволжье, Горьковская обл. Шлиф. Х20, без анализатора. Я. К. Писарчик, 1950

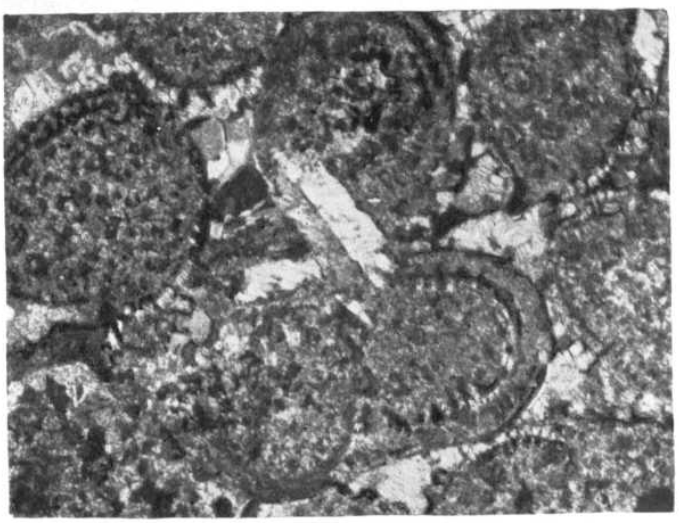
Фиг. 2. Углистый оолитовый известняк с вторичными кристаллами полевого шпата. Верхний протерозой, баракунская свита, патомская серия. Восточная Сибирь, Патомское нагорье, р. Малая Патома. Шлиф. Хзо, с анализатором. Из колл. В. К. Головенка

Фиг. 3. Различные типы кристаллов вторичных калиевых полевых шпатов, в некоторых кристаллах видны обломочные (?) ядра. Нижний кембрий, юдомская свита (верхняя часть). Сибирь, устье р. Якокут. Легкая фракция нерастворимого остатка известняка. Х450. Ю. А. Ходак, 1961_2

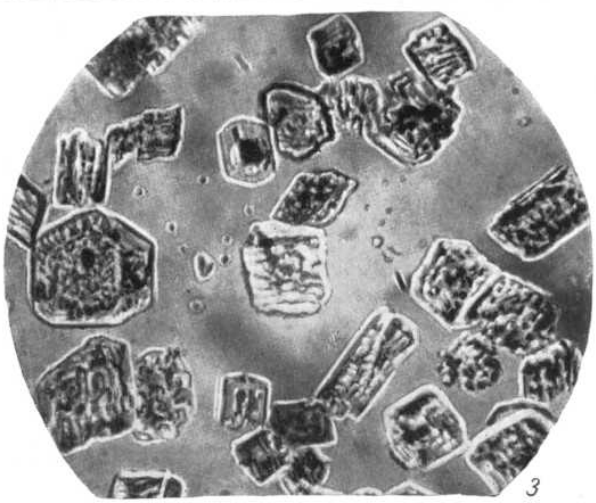
Таблица 217



1



2



3

ТАБЛИЦА 218

Фиг. 1. Известняк первичнобитуминозный, в основном мелкозернистый. Многочисленные скопления битума наблюдаются в промежутках между зернами кальцита. Средний девон, доманиковская свита. Южный Урал, западный склон р. Зиган. Шлиф. X40, без анализатора. Из колл. Ю. Р. Беккера

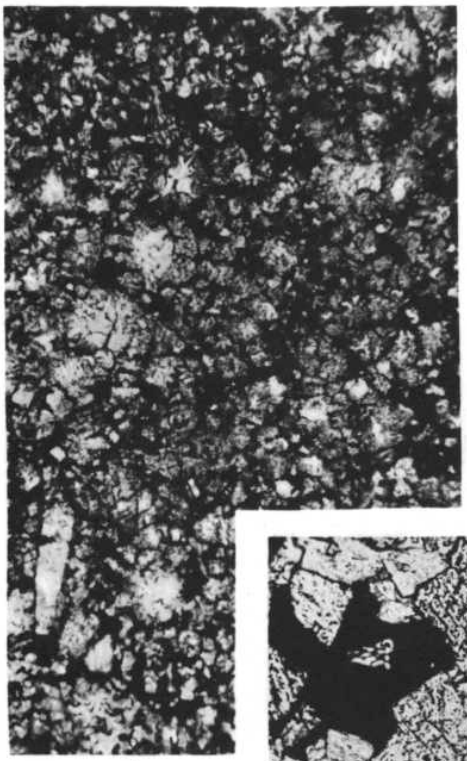
Фиг. 2. Битуминозный мелкозернистый доломит. Битум, присутствующий в виде скоплений и примазок между зернами доломита, равномерно пропитывает всю породу. Средний девон. Полярный Урал, р. Лёк-Елец. Шлиф. X80, без анализатора. Из колл. В. Ф. Куликовой

Фиг. 3. Вторичные выделения битума в порах мелко-среднезернистого доломита. Форма пор неправильная, обусловленная формой ограничивающих их зерен доломита. Нижний кембрий, костинская свита. Восточная Сибирь, р. Нижняя Тунгуска. Шлиф. X46, без анализатора. Из колл. К. К. Зеленова (Архангельская и др., 1960)

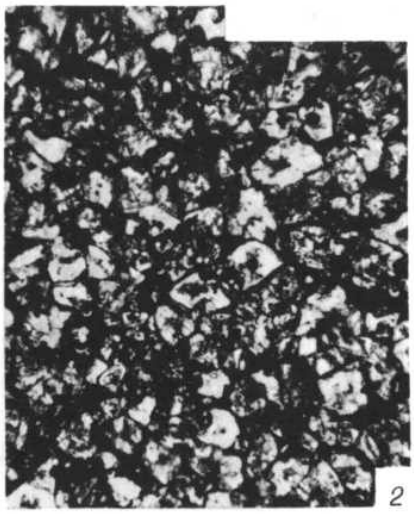
Фиг. 4. Доломит с примесью кварц-полевошпатового алевритового материала и аутигенного сингенетичного фосфорита (черное) в межзерновых пространствах. Кембрий. Южная часть Казахской ССР, ст. Чулак-Тау. Шлиф. X60, без анализатора. Из колл. В. Л. Либровича

Фиг. 5. Доломит с многочисленными округлыми кавернами, заполненными вторичными выделениями битума. Средний кембрий. Енисейский кряж, р. Иркенеева. Нат. вел. Из колл. Г. И. Кириченко (ЦНИГР музей)

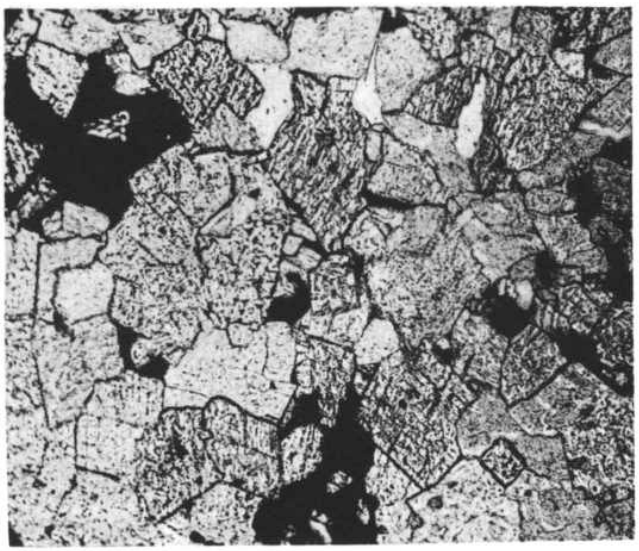
Таблица 218



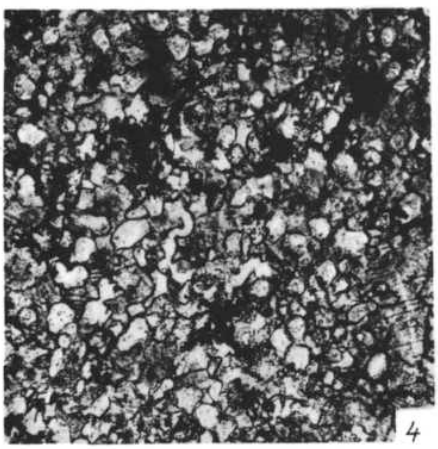
1



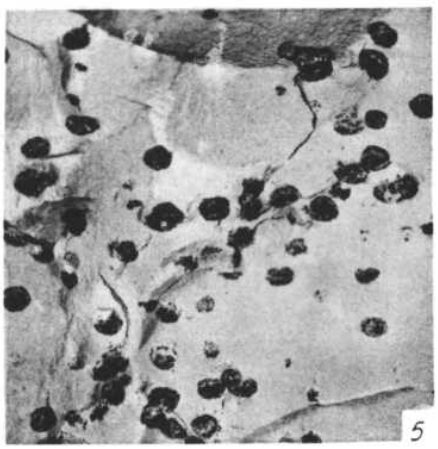
2



3



4



5

СТРУКТУРЫ И МИКРОТЕКСТУРЫ МЕРГЕЛЕЙ (табл. 219-226)

ТАБЛИЦА 219

Фиг. 1. Алевропсаммопелитоморфная структура. Мергель алевритопесчаный с глауконитом и фораминиферами, чаще в виде тонкого детрита. В пелитоморфной глинисто-известковой основной массе породы находятся различной величины (0,01–0,05 *мм),* преимущественно кварцевые, беспорядочно ориентированные зерна. Палеоген. УССР, Донецкий каменноугольный бассейн, г. Савинцы. Шлиф. Хзо, без анализатора. Из колл. О. И. Некрасовой

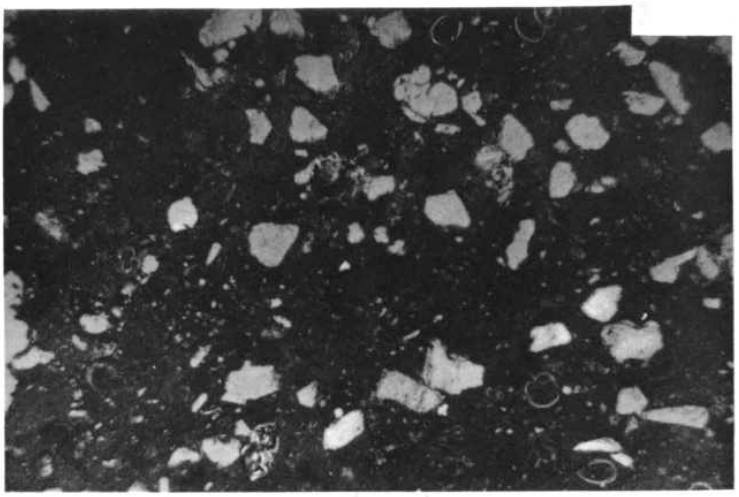
Псаммоалевропелитоморфная структура (фиг. 2–4)

Фиг. 2. Мергель песчано-алевритовый с тонким детритом фауны и единичными зернами глауконита. Порода насыщена тонким детритом фауны и спикул губок, часто замещенных глауконитом. Присутствует значительная примесь (до 10–15%) песчано-алевритового материала (0,01–0,25 *мм).* Последний сконцентрирован в породе в виде прослоев с неясными контурами. Палеоген. УССР, Донецкий каменноугольный бассейн, г. Савинцы. Шлиф. Хзо, без анализатора. Из колл. О. И. Некрасовой

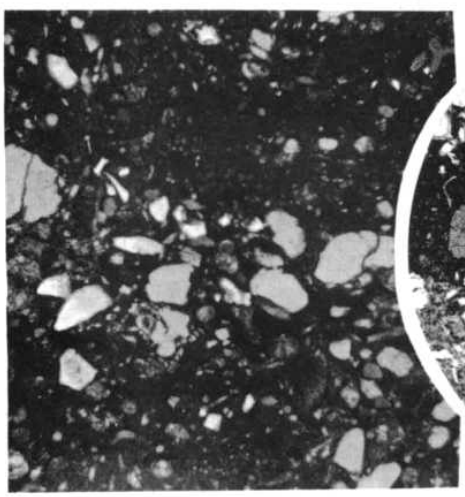
Фиг. 3. Мергель кремнисто-песчано-алевритовый с примесью опала. В опало-глинисто-карбонатной массе рассеяны зерна кварца, глауконита, известковые и агглютинированные остатки фораминифер, спикулы губок. Маастрихт. УССР, Донецкий каменноугольный бассейн, р. Лугань. Шлиф. Х46, без анализатора. Г. И. Бушинский, 1954

Фиг. 4. Псаммоалевропелитоморфная структура. Мергель песчаноалевритовый с примесью опала (до 20%), песчаных и алевритовых зерен и значительным количеством остатков фораминифер, кокколитов, остракод и спикул губок. Раковины известковых организмов часто замещены опалом или вторичным кальцитом. По спикулам губок наблюдаются псевдоморфозы халцедона, опала и глауконита. Кампан. УССР, Донецкий каменноугольный бассейн, р. Крынка. Шлиф. Х46, без анализатора. Г. И. Бушинский, 1954

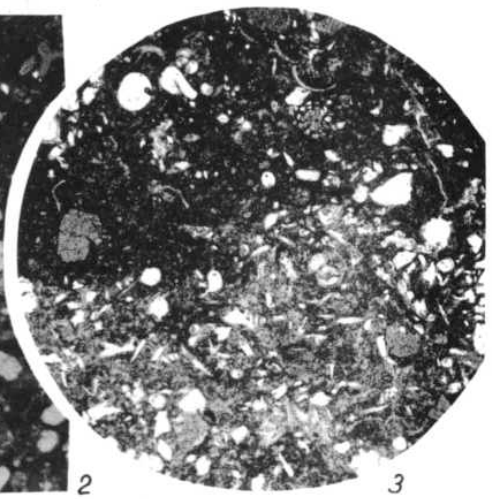
Таблица 219



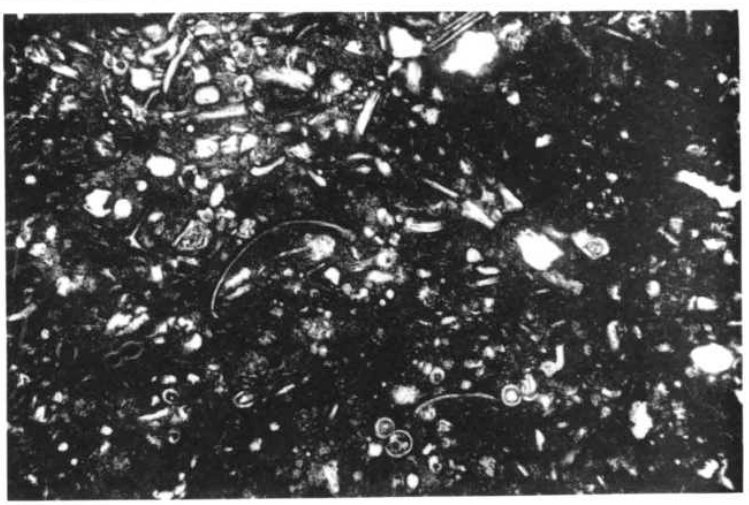
1



2



3



4

ТАБЛИЦА 220

Фиг. 1. Алевропелитоморфная структура. Мергель с примесью алевритового материала с сидеритом. В пелитоморфной глинисто-карбонатной массе содержится незначительная примесь кварцевых алевритовых зерен и такой же величины зерен зеленого глауконита. Спорадически встречается сферосидерит размером 0,03–0,05 *мм.* Верхний мел. УССР, Донецкий каменноугольный бассейн, г. Сальск. Шлиф. X40, с анализатором. Из колл. Сальской геол.-развед. партии

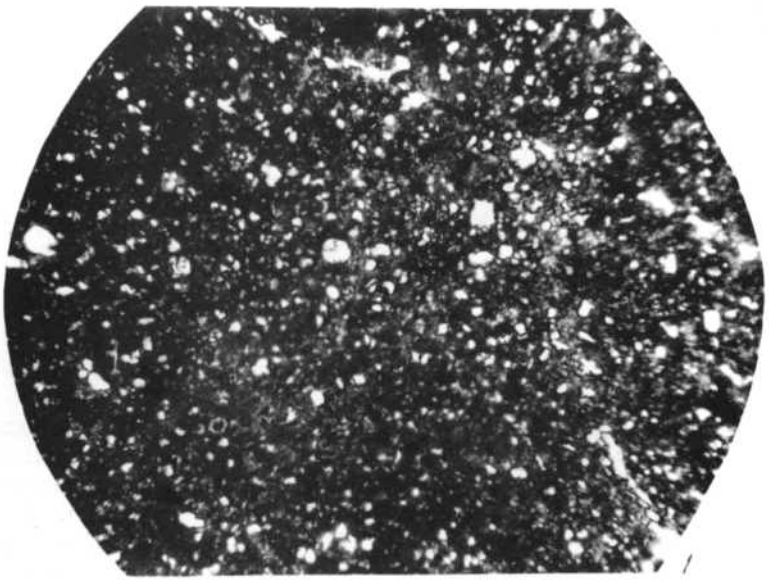
Фиг. 2. Алевропелитоморфная структура. Мергель алевритовый. В пелитоморфной глинисто-известковой массе рассеяны тонкие алевритовые частицы кварца. Верхний кембрий. Восточная Сибирь, р. Ангара, с. Первомайское. Шлиф. X25, без анализатора. Из колл. М. Н. Колюн

Фиг. 3. Пелитоморфная[1] структура. Мергель мелоподобный. Порода сложена в основном пелитоморфным CaCOз. Изредка наблюдаются фораминиферы и отдельные угловатые зерна кварца (0,01– 0,02 *мм)*. Верхний мел, верхний кампан + маастрихт. Украинская ССР, Харьковская обл. Шлиф. X40, без анализатора. Из колл. С. И. Шуменко

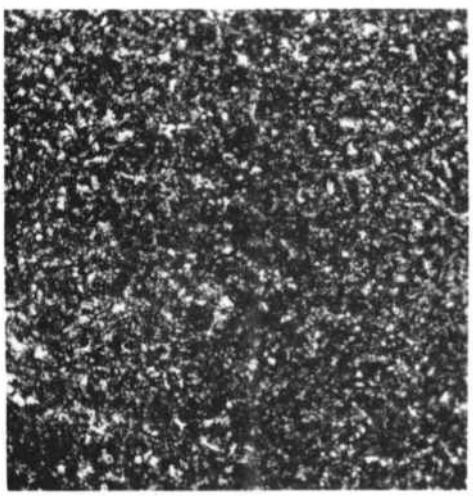
Фиг. 4. Сгустковая структура алевритового мергеля. Структура обусловлена скоплениями глинистого вещества (темное) в глинистоизвестковой основной массе, содержащей примесь алевритовых зерен. Верхний кембрий. Восточная Сибирь, р. Ангара, с. Первомайское. Шлиф. X25, без анализатора. Из колл. М. Н. Колюн

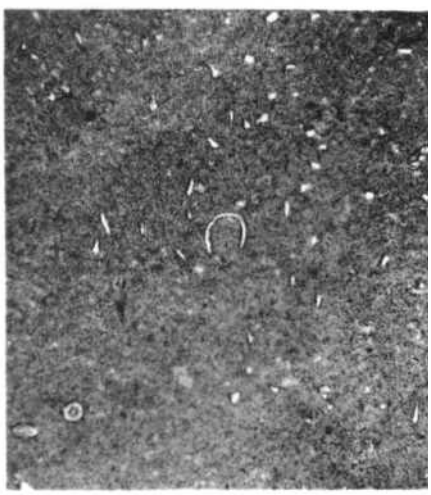
---

[1]Точнее, пелито-пелитоморфная.

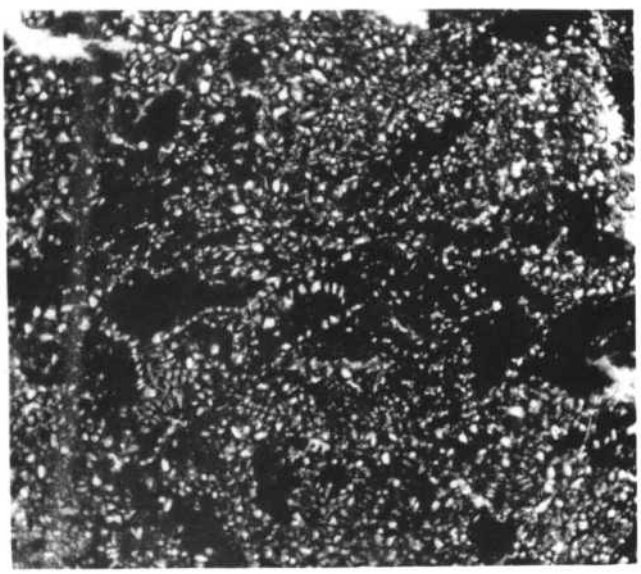


1





2



4

ТАБЛИЦА 221

Фиг. 1. Нодулярная структура. Мергель с образованиями эллипсоидальной, округлой и неправильной формы, имеющими вид пятен, нодулей. Последние обладают более четко выраженной пелитоморфной структурой в отличие от вмещающей массы. Нижний мел. Северо-Западный Кавказ, р. Тушепс. Шлиф. Х40, без анализатора. Из колл. П. С. Жабревой

Фиг. 2. Алевритопелитоморфная структура. Мергель алевритовый с пиритизированным растительным детритом. Порода представляет собой пелитоморфную глинисто-известковую массу, в которой наблюдается чередование участков в разной степени обогащенных тонким кварцевым алевритовым материалом. Верхний мел. Северо-Западный Кавказ, р. Афипс. Шлиф. Х40, без анализатора. Из колл. П. С. Жабревой

Фиг. 3. Структура детрито-пелитоморфная. Мергель кремнистый с глауконитом, содержащий большое количество детрита фауны (опаловые спикулы губок и обломки других органических остатков). Опал часто замещен халцедоном. В подчиненном количестве наблюдаются обломочные алевритовые зерна кварца и зерна глауконита (желто-зеленого цвета). Верхний мел. Ростовская обл., Матвеево-Курганский р-н. Шлиф. Х40, с анализатором. Из колл. Е. М. Дерновой

Таблица 221

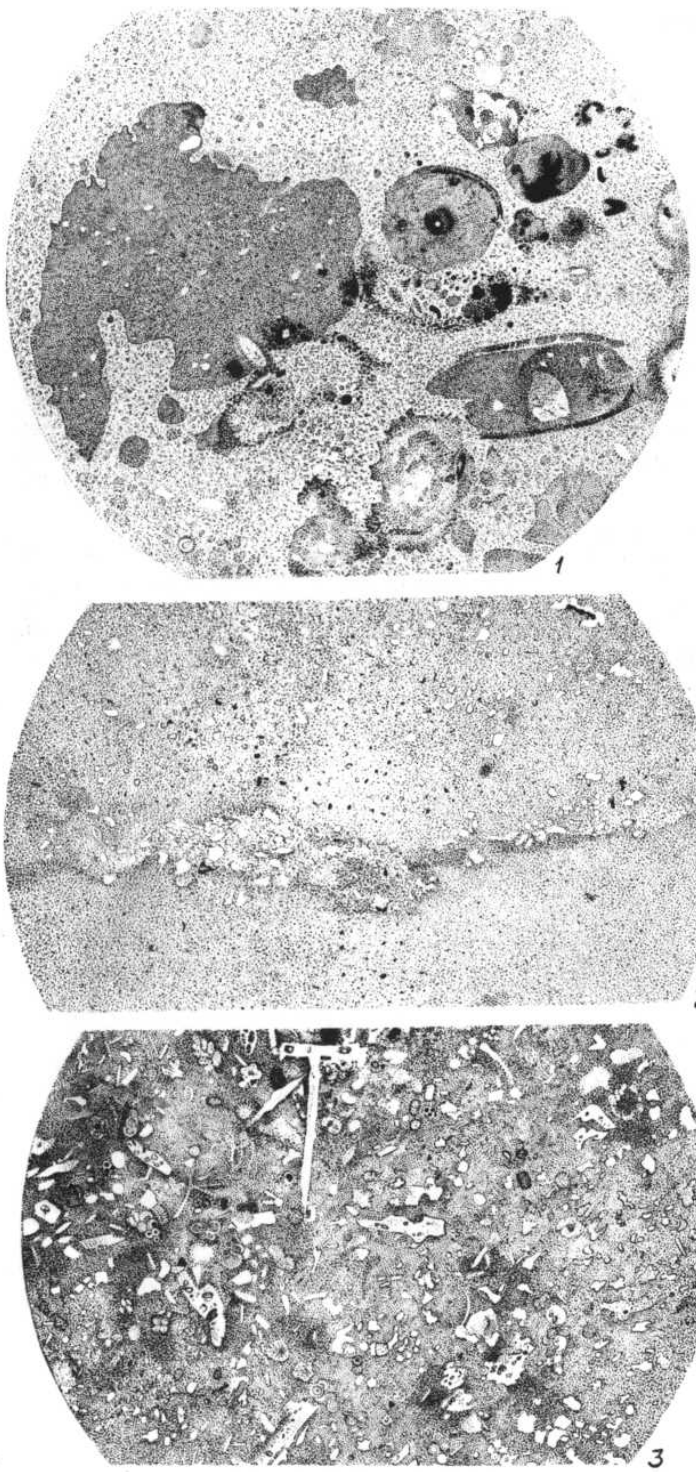


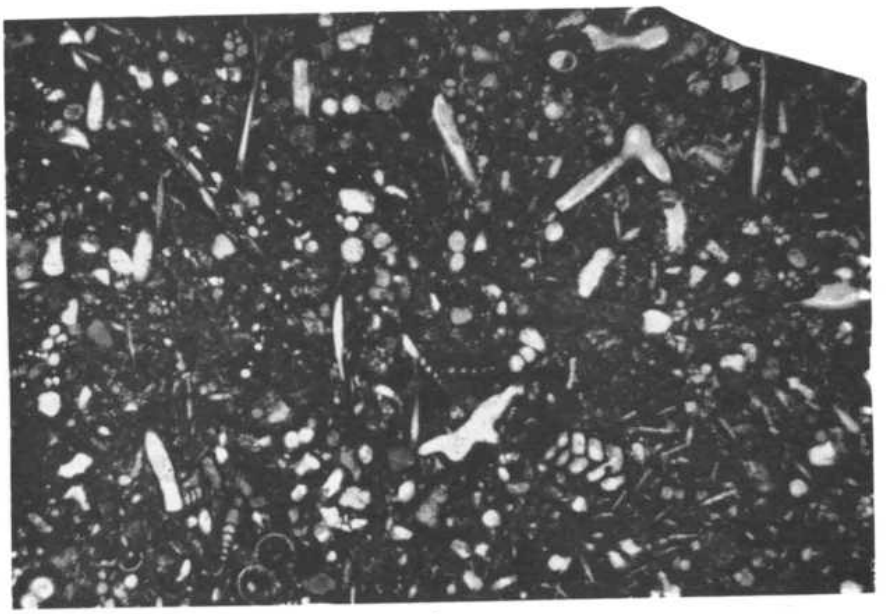
ТАБЛИЦА 222

Детритово-пелитоморфная структура

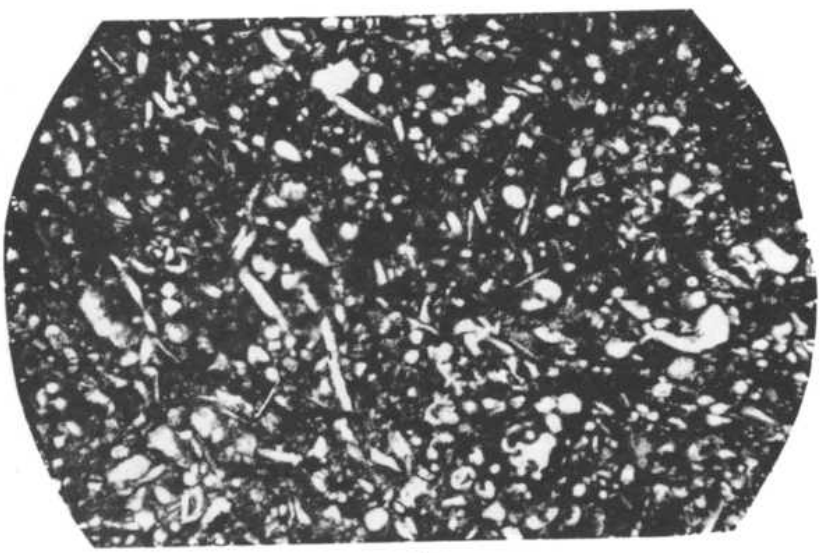
Фиг. 1. Мергель кремнистый с глауконитом, остатками фораминифер плохой сохранности и спикулами кремневых губок. Содержание $CaCO_3$ до 70%, аморфного SiO_2 до 15%. Верхний мел. Донецкий каменноугольный бассейн, район Славяносербска. Шлиф. Х30, без анализатора. Из колл. С. И. Шумейко

Фиг. 2. Мергель кремнистый слабоалевритистый с глауконитом, содержащий большое количество детрита фораминифер и спикул губок. В значительном количестве присутствуют гидроокислы железа, неравномерно распределенные в породе. Верхний мел. Ростовская обл., Матвеево-Курганский р-н. Шлиф. Х40, с анализатором. Из колл. Е. М. Дерновой

Таблица 222



1



2

ТАБЛИЦА 223

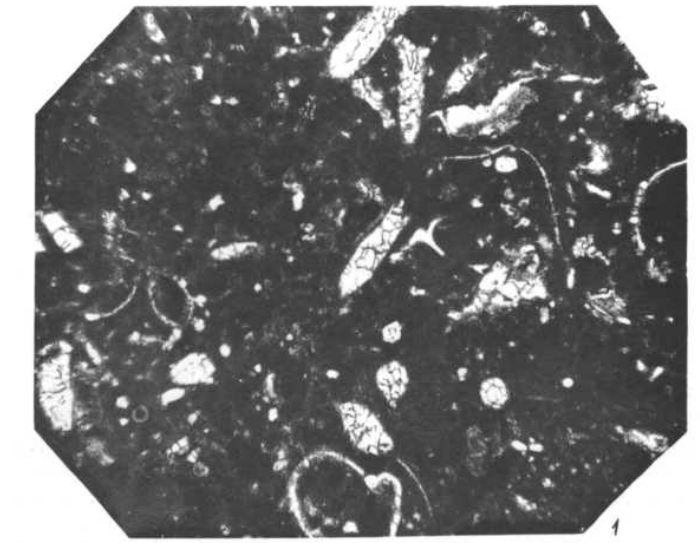
Фиг. 1. Структура детрито-пелитоморфная. Мергель пиритизиро- ванный. Порода представляет собой агрегат карбонатных и глинистых частиц с примесью тонкораспыленного пирита и большого количества обломков фауны. Наблюдается частичное окварцевание породы. Валанжин. Северо-Западный Кавказ, р. Тушепс. Шлиф. X40, без анализатора. Из колл. П. С. Жабревой

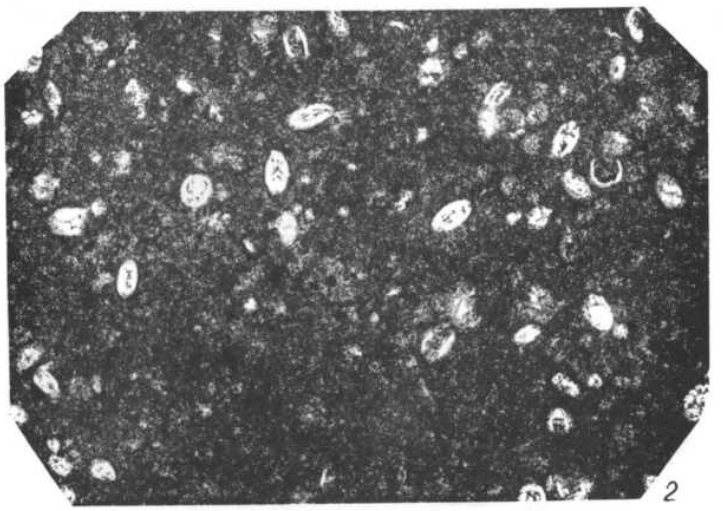
Органогенно-пелитоморфная структура (фиг. 2, 3)

Фиг. 2. Мергель с *Pithonella.* В пелитоморфной породе наблюдаются включения большого количества известковых раковин *Pithonella.* Кампан. Северо-Западный Кавказ, р. Михале. Шлиф. X50, с анализатором. Из колл. П. С. Жабревой

Фиг. 3. Мергель с глауконитом и микрофауной. Пелитоморфная глинисто-известковая масса породы содержит большое количество микрофауны плохой сохранности. Наблюдается послойное чередование участков породы с большим и меньшим количеством органических остатков, обусловливающее слоистую микротекстуру породы. Верхний мел. Северо-Западный Кавказ, р. Михале. Шлиф. X40, без анализатора. Из колл. П. С. Жабревой

Таблица 223


1


2

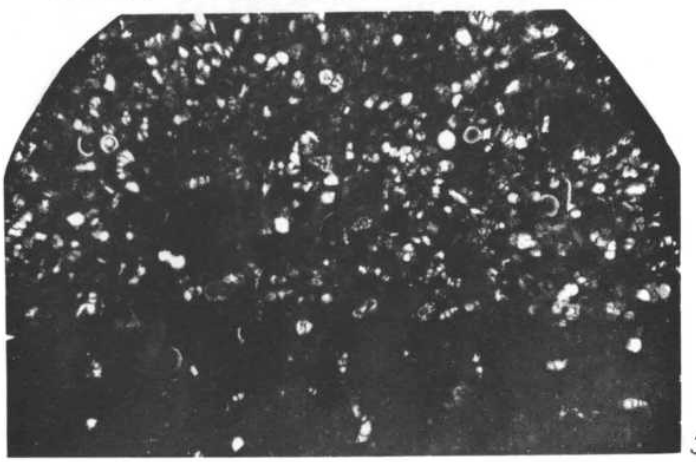

3

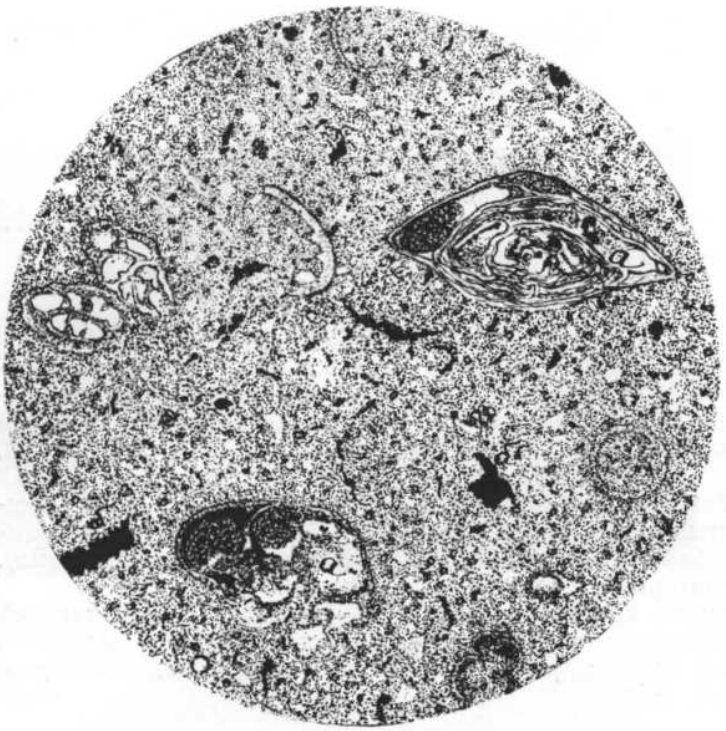
ТАБЛИЦА 224

Органогенно-пелитоморфная структура

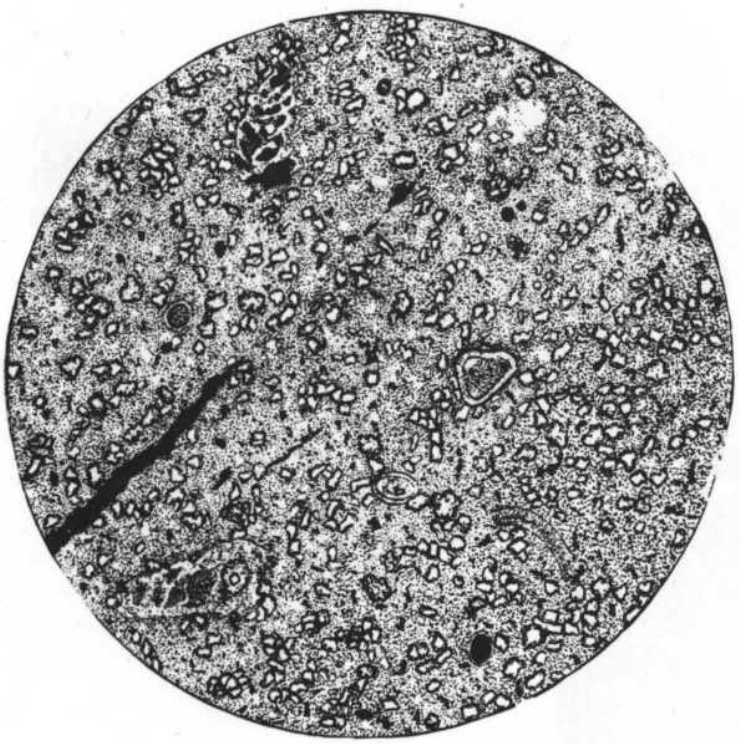
Фиг. 1. Мергель с остатками микрофауны в виде раковин более или менее хорошей сохранности и их обломков. Маастрихт. Западная Сибирь, р. Нижний Васюган. Шлиф. X45, без анализатора. Из колл. Е. Г. Сорокиной

Фиг. *2*. Мергель сидеритовый с органическими остатками в виде раковин фораминифер плохой сохранности. Маастрихт. Западная Сибирь, р. Нижний Васюган. Шлиф. X45, без анализатора. Из колл. Е. Г. Сорокиной

Таблица 224



1



2

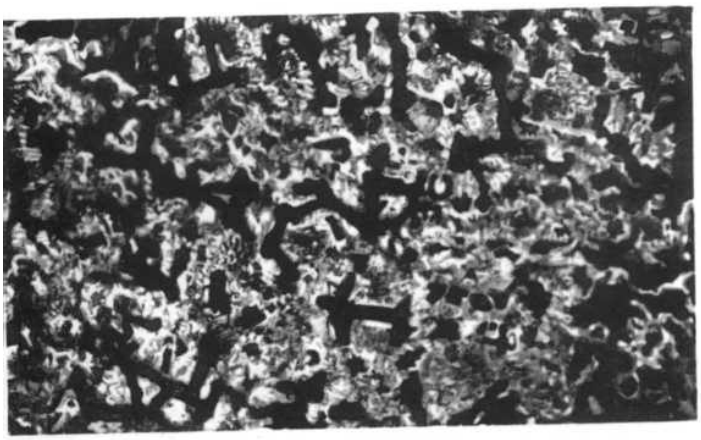
ТАБЛИЦА 225

Фиг. 1. Пелитоморфная структура с реликтами органогенной. Мергель пиритизированный. Пирит (черное) выполняет поры от растворившихся спикул губок. Кампан. УССР, Донецкий каменноугольный бассейн, р. Крынка. Шлиф. Х46, без анализатора. Г. И. Бушинский, 1954

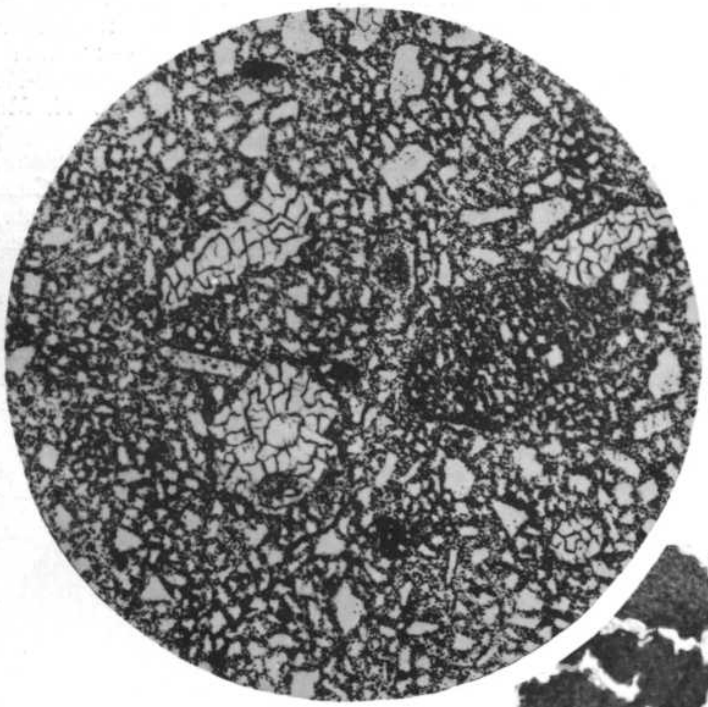
Фиг. 2. Псаммоалевропелитоморфная структура. Мергель песчанисто-алевритистый, содержащий органические остатки плохой сохранности. Готерив–баррем. Западная Сибирь, р. Нижний Васюган. Шлиф. Х45, без анализатора. Из колл. Е. Г. Сорокиной

Фиг. 3. Мергель кремнистый. Светлое – халцедон, выполняющий полости от растворенных спикул губок. Кампан. УССР, Донецкий каменноугольный бассейн, р. Крынка. Шлиф. Х46, с анализатором. Г. И. Бушинский, 1954

Таблица 225



1



2

3

ТЕКСТУРЫ И СТРУКТУРЫ КАРБОНАТНЫХ РУД ЖЕЛЕЗА, МАРГАНЦА И МАГНИЯ (табл. 226–231)

ТАБЛИЦА 226

Фиг. 1. Крупнокристаллический сидерит. Докембрий. Средний Урал. Нат. вел. Из колл. ЦНИГР музея

Фиг. 2. Линза сидерита в слоистых аргиллитах. Юра, верхний лейас. Средняя Азия, хребет Кугитанг-Тау. Фото К. Кулиева

Фиг. 3. Петельчатая (микрочервячковая) текстура глинистого сидерита. Светло-серое и белое – сидерит, темный фон – глинистое вещество с углистой пылью. Докембрий. Южный Урал, Зигазино-Комаровское месторождение. Шлиф. Х36, без анализатора. В. И. Малюга, 1961

Фиг. 4. Оолитовый железняк. Состоит из оолитов бурого железняка, сцементированных лептохлорито-сидеритовым цементом. Сидерит замещает также часть оолитов (светлые изометричные зерна). Турон, мугайская толща. Зауралье, близ г. Алапаевска. Л. А. Умова, 1958

Фиг. 5. «Сидеролит» с псевдоолитовой структурой. Сложен округлыми зернами сидерита величиной 0,03–0,07 *мм,* состоящими из темного пелитоморфного ядра и концентрической более светлой оболочки, погруженных в лептохлоритовую массу. Турон, мугайская толща. Зауралье, близ г. Алапаевска. Л. А. Умова, 1958

Таблица 226

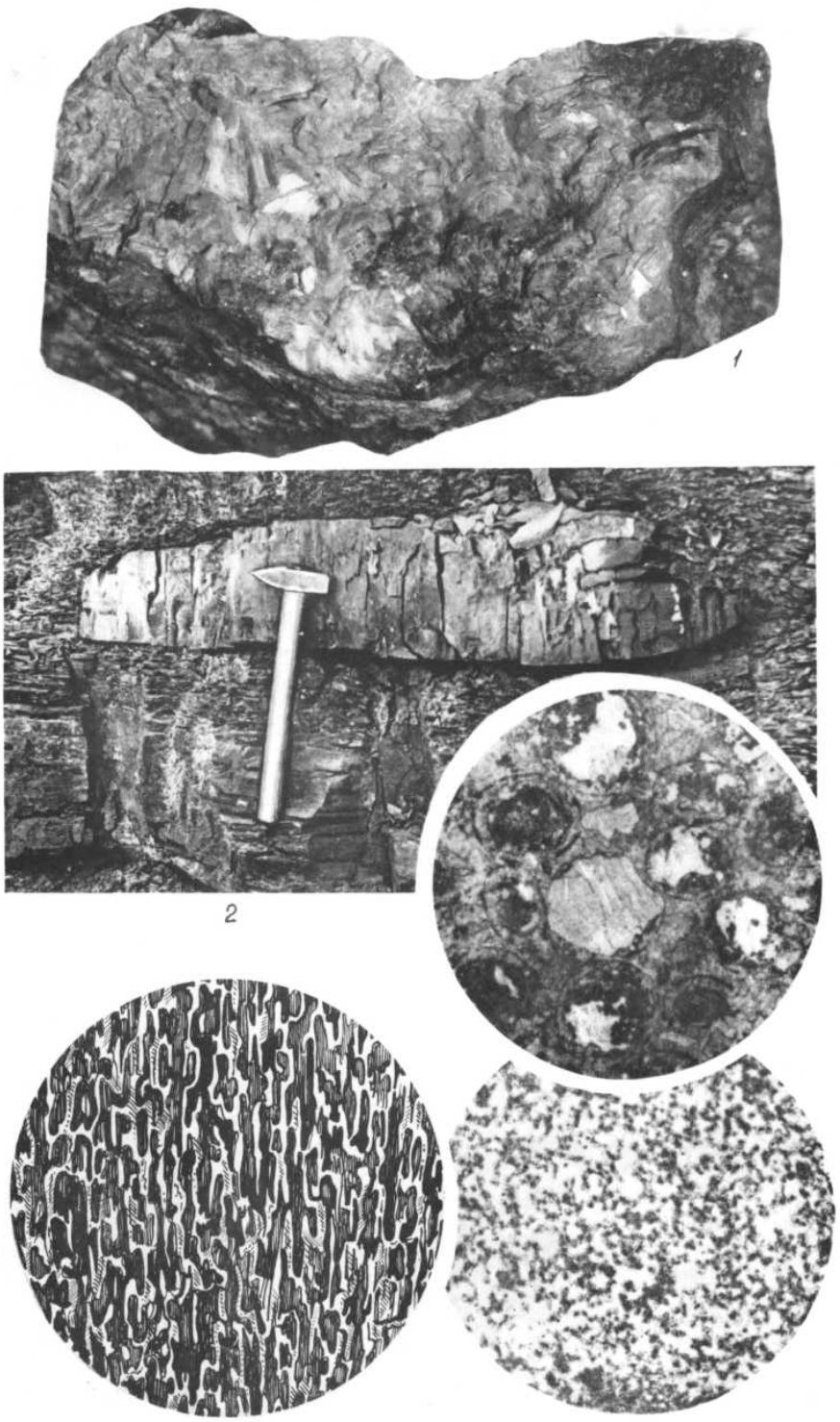


ТАБЛИЦА 227

Предполагаемые следы подводных оползней в слоистых сидеритах

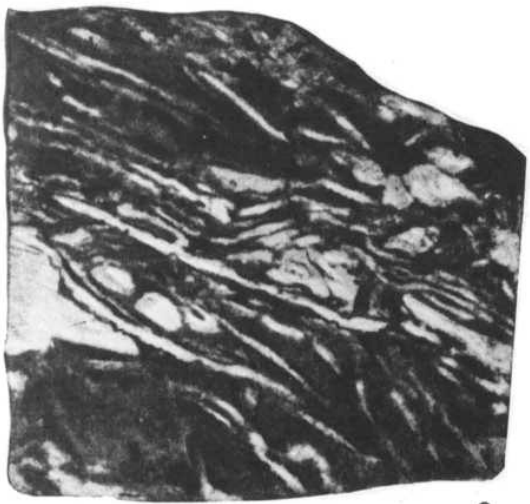
Фиг. 1. Тонкослоистый сидерит. Отдельные прослойки смяты в мелкие складочки. Докембрий. Свердовская обл., Бакальское месторождение. Нат. вел. А. Е. Малахов, 1955

Фиг. 2. Сидерит с текстурой, переходной от полосчатой в червячковую (возможно, начальные стадии разламывания прослойков при подводных оползнях). Докембрий. Свердловская обл., Бакальское месторождение. Нат. вел. А. Е. Малахов, Д. И. Булатов, 1959

Фиг. 3. Червячковая текстура сидеритовой руды. Основная масса – серый сидерит, «червячки» – кремовый сидерит и частью – белый доломит. Докембрий. Свердловская обл., Бакальское месторождение. Нат. вел. А. Е. Малахов, Д. И. Булатов, 1959

Таблица 227

1



2

3

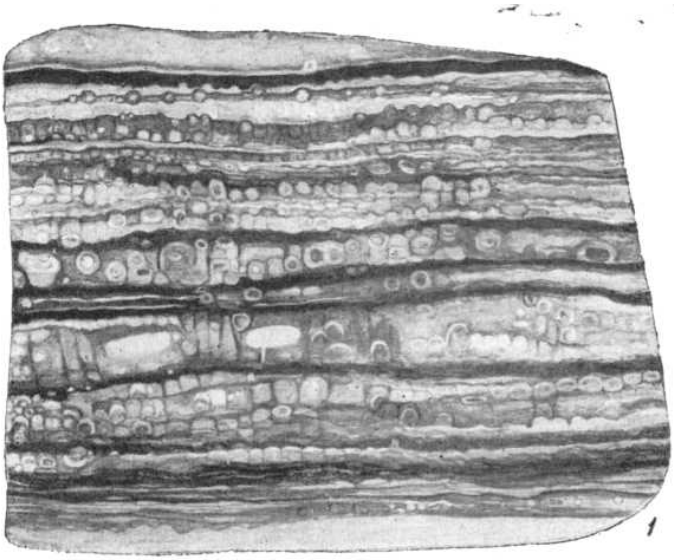
ТАБЛИЦА 228

Фиг. 1. Слоистая оолитовая порода, состоящая из оолитов, сложенных карбонатом кальция, марганца и железа. Слойки окрашены в темно- и светло-серый цвет. Светлые слойки более богаты кальцитом, темные – карбонатом марганца. Оолиты состоят из внешней оболочки пелитоморфного карбоната и внутреннего ядра, сложенного мелкокристаллическим карбонатом. По данным рентгеновского анализа точный минеральный состав не был установлен, хотя имеется ряд линий, типичных для сидерита, анкерита и манганокальцита. Верхний девон. Центральный Казахстан, Караджальское месторождение. Д. Г. Сапожников, 1963

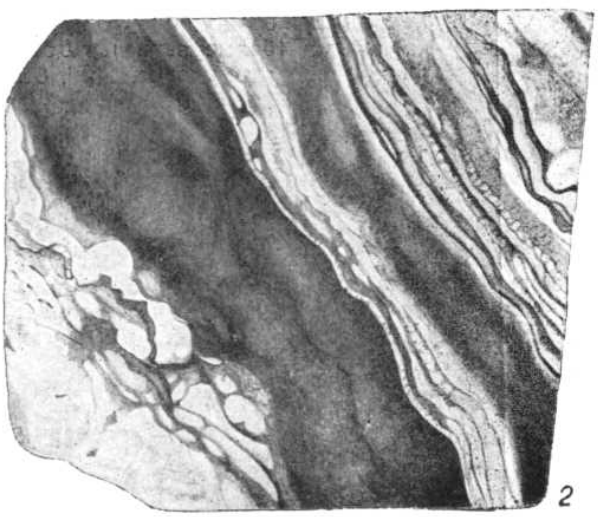
Фиг. 2. Волнисто-слоистая порода манганокальцитового состава. Верхний девон. Центральный Казахстан, Караджальское месторождение. Д. Г. Сапожников, 1963

Фиг. 3. Волнисто-слоистая манганокальцитовая руда. Верхний девон. Центральный Казахстан, Караджальское месторождение. Д. Г. Сапожников, 1963

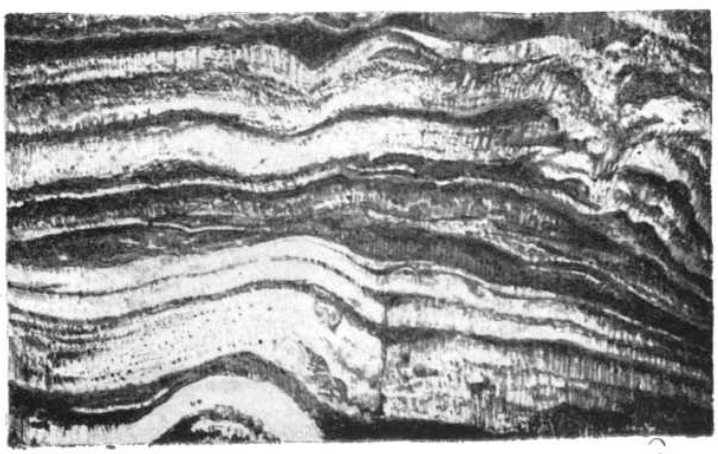
Таблица 228



1



2



3

ТАБЛИЦА 229

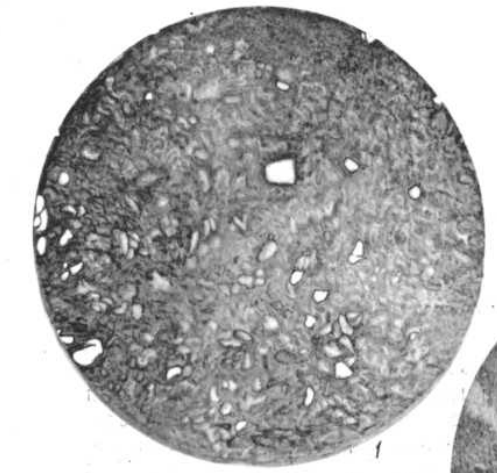
Фиг. 1. Микрозернистый сидерит, представляющий собой агрегат сидеритовых зерен, слегка загрязненных углисто-глинистым веществом (темно-серые пятна). В породе присутствует незначительная примесь обломочного материала (белые зерна). Докембрий. Южный Урал, Зигазино-Комаровское месторождение. Х36 без анализатора. В.И.Ма- люга, 1961

Фиг. 2. Крупные кристаллы манганосидерита второй генерации, образующиеся из микрозернистого сидерита первой генерации. Докембрий. Южный Урал, Зигазино-Комаровское месторождение. Х36, без анализатора. В. И. Малюга, 1961

Фиг. 3. Карбонатная марганцевая руда (кальциевый родохрозит) конкреционного сложения. Среднемайкопские отложения. Северный Кавказ, Лабинское месторождение. С. И. Куликов, 1956

Фиг. 4. Оолитовая карбонатная марганцевая руда (родохрозит). Третичные отложения. Кавказ, Чиатурское месторождение. Нат. вел. Из колл. ЦНИГР музея

Таблица 229


1

2

3

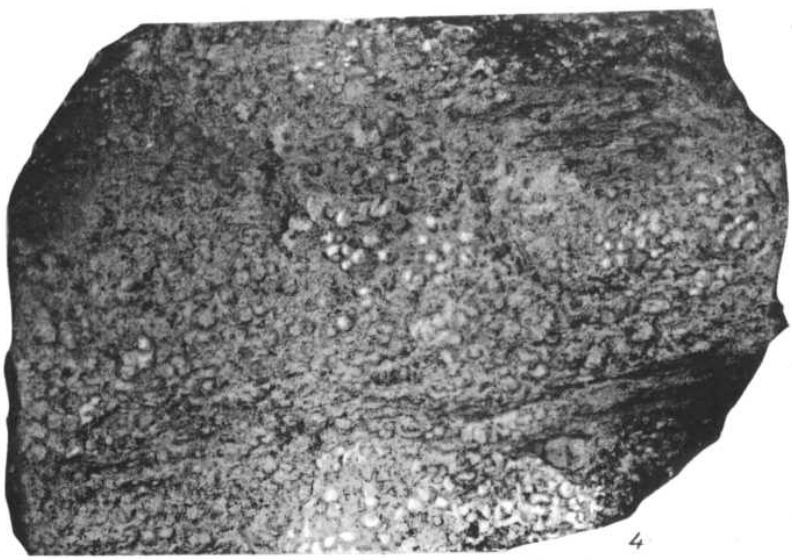

4

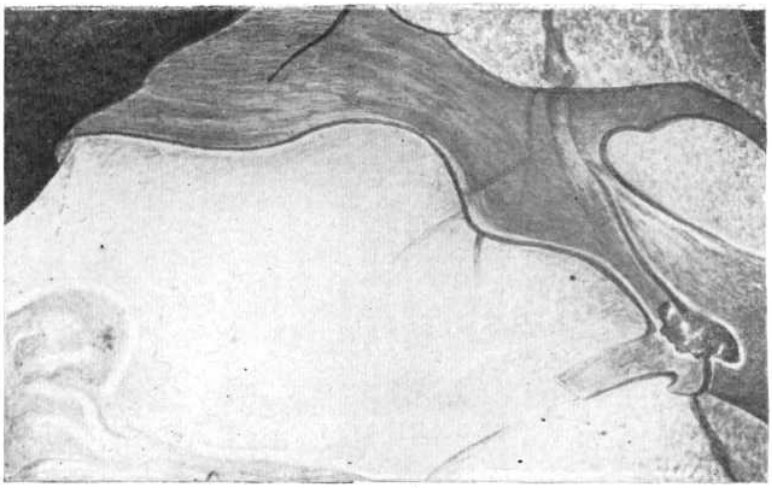
ТАБЛИЦА 230

Фиг. 1. Карбонатная (манганокальцитовая) марганцевая руда. Видны слойки в микрослоистой красноцветной разности (темное) и светлые прослои, как бы состоящие из совокупности линзовидных стяжений. Верхний девон. Центральный Казахстан, Караджальское месторождение. Аншлиф. Х6 отраженный свет. Д. Г. Сапожников, 1963

Фиг. 2. Сферолиты родохрозита в карбонатной марганцевой руде. Третичные отложения. Северный Урал, Полуночное месторождение. Шлиф. Х50, с анализатором. Из колл. П. Ф. Андрущенко

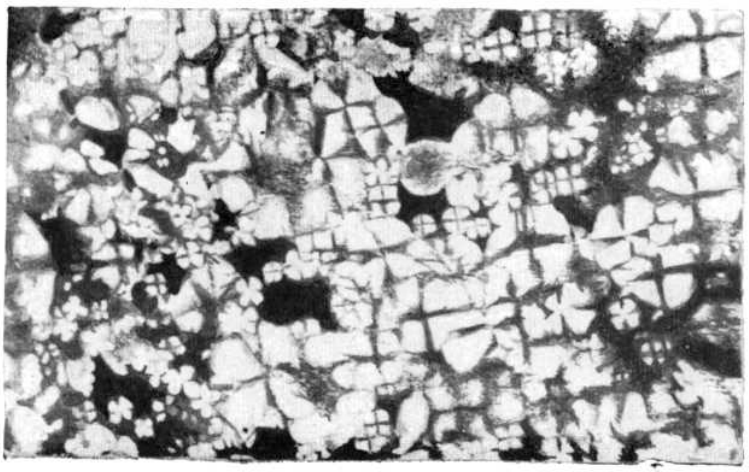
Фиг. 3. Карбонатная марганцевая руда (кальциевый родохрозит). Замещение крупносферолитовой массы мелкосферолитовой. Олигоцен, средний Майкоп. Северный Кавказ, Лабинское месторождение. Шлиф. Х50, с анализатором. С. И. Куликов, 1956

Таблица 230



1

2



3

ТАБЛИЦА 231

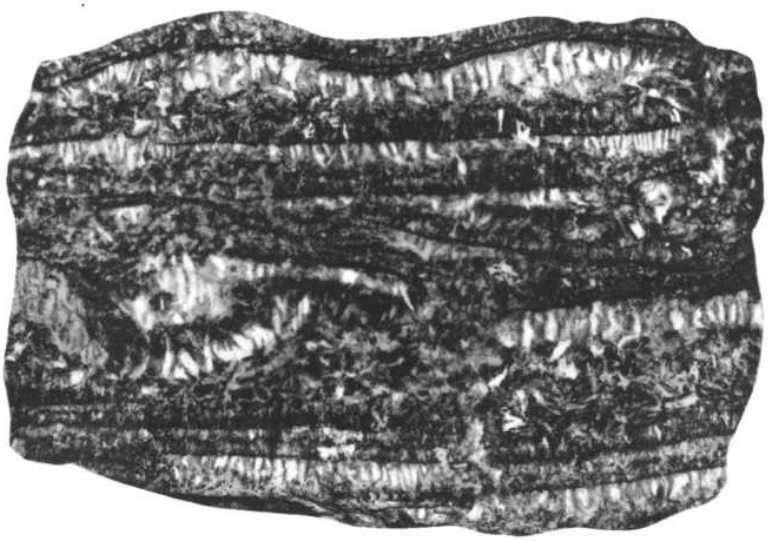
Фиг. 1. Тонкослоистый (полосчатый) магнезит. Докембрий. Челябинская обл., Саткинское месторождение. Нат. вел. Из колл. ЦНИГР музея

Фиг. 2. Характерные веретенообразные зерна магнезита с углистыми включениями (из «звездчатых» разновидностей магнезита). Докембрий. Челябинская обл., Саткинское месторождение. X26, без анализатора. А. Т. Клейнберг, В. В. Гончаров, 1953

Фиг. 3. Сгустковый магнезит. Верхний докембрий, мурандавская свита. Дальний Восток, хр. Малый Хинган. X32, с анализатором. О. А. Ходак, 19611

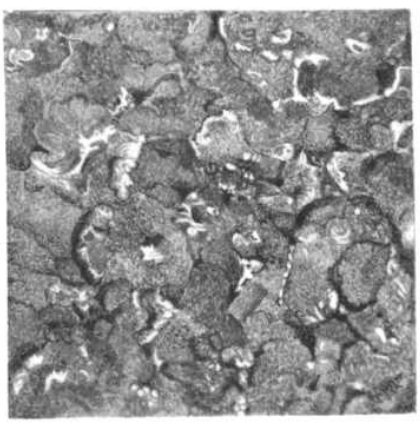
Фиг. 4. Брекчиевидный магнезит (обломки магнезита в магнезитовой породе). Верхний докембрий, мурандавская свита. Дальний Восток, хр. Малый Хинган. X32, без анализатора. Ю. А. Ходак, 1961_1

Таблица 231

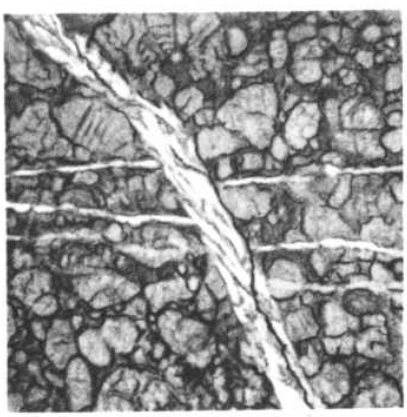


1

2



3



4

ЛИТЕРАТУРА

Архангельская Н. А., Григорьев В. Н., Зеленое К. К. Фации нижнекембрийских отложений южной и западной окраин Сибирской платформы. Тр. ИГН АН СССР, вып. 33, 1960.

Архангельский А. Д. Верхнемеловые отложения востока Европейской России. Материалы для геологии России, т. XXV, 1912.

Архангельский А. Д. Оползание осадков на дне Черного моря и геологическое значение этого явления. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. V I I I (1–2), серия нов., т. XXXVIII, 19зо.

Архангельский А. Д., Страхов Н. М. Геохимическое строение и история развития Черного моря. Изд. АН СССР, 1938.

«Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна». Под ред. В. С. Яблокова. АН СССР, 1938.

Афанасьев С. Л. К вопросу о классификации глинисто-карбонатных пород. Изв. Высш. уч. завед., геол. и разв., № 8, 1960.

Бабаев А. Г., Парфенова М. С. Новая классификация известняков. [Пер. с англ, статьи Р. Фолка (Folk, 1959)]. «Узб. геол. журн.», № 3, 1962.

Басков Е. А., Климов Г. И., Ливрович В. Л. О генетическом типе нижнекембрийских фосфатопроявлений на р. Юдоме (Восточная Сибирь). «Минер, сырье», вып. 10, 1964.

Безбородова И. В. Литология верхнеюрской карбонатной толщи Северо-Западного Кавказа. Тр. Комплексной южной геол. экспед., вып. 6, 1961.

Белокрыс Л. С. О происхождении мелкой складчатости в неогеновых отложениях Криворожского бассейна. Сб. науч. тр. Криворожск. горноруд. ин-та, вып. 7, 1959.

Белостоцкий И. И. Некоторые примеры деформации осадков в период их отложения. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. зо, вып. 4, 1955.

Бельская Т. Н. Позднедевонское море Кузнецкой котловины, история его развития, население и осадки. Тр. ПИН, т. LXXXII, 1960.

Берлин Т. С., Хабаков А. В. О различиях электрокинетических потенциалов карбонатных осадочных горных пород различного генезиса и состава. «Геохимия», № 3, 1961.

Бетехтин А. Г. [и др.]. Текстуры и структуры руд. Госгеолтехиздат, 1958.

Бирина Л. М. Описание некоторых типов слоистости в породах окской свиты Южного крыла Подмосковного бассейна. В сб. «Косая слоистость и ее геологическая интерпретация». Тр. ВИМС, вып. 163, 1940.

Блисковский В. З., Леин Ю. А. Замечания о классификации известняковых кластитов. Материалы по геол. и полезн. ископ. Якутск. АССР, вып. 10, 1962.

Богданова З. А. О значении отдельных литологических факторов для качественной характеристики месторождений известняков и доломитов. Литологич. сб. памяти проф. С. Ф. Малявкина. Под ред. А. Н. Гейслера, вып. 1, 1940.

Болдырев А. К. Курс описательной минералогии. Вып. II. Науч. хим.-техн. изд-во, 1928.

Болотина Н. М., Соколов Д. С. Карст района Витебских порогов. Бюлл. МОИП, т. 59, отд. геол., т. 29, вып. 4, 1954.

Ботвинкина Л. Н. Методическое руководство по изучению слоистости. Тр. ТИП АН СССР, вып. 119, 1965.

Брод И. О., Еременко Н. А. Основы геологии нефти и газа. Изд. 2. МГУ, 1953.

Брунс Е. П. и Вишняков С. Г. Карбонатные породы Ленинградской области, Северного края и Карельской АССР. Вып. 1–13. Гос. науч.-техн. горно-геол,- нефт. изд-во, 1933.

Бургеля Н. К. Пизолитовый сидерит из Бакальского месторождения. Зап. ВМО, ч. 88, № 5, 1959.

Бурыхина З. Б. Некоторые замечания к вопросу о происхождении руд свинцовых месторождений Джергаланского района. Тр. Ин-та геол. АН Кирг. ССР, гып. IX, 1957.

Б у ш и н с к н й Г. И. Литология отложений верхнего мела Днепровско-Донецкой впадины. Рефераты науч.-исслед. работ за 1945 г., отд. геол. наук. Изд. АН СССР, 1947ь

Б у ш и н к и й Г. И. Структуры и текстуры мергельно-меловых пород и меловых кремней. Бюлл. МОИП, серия нов., т. 52, отд. геол., т. 22, № 1, 1947г.

Б у ш и н е к и й Г. И. Цементные мергели-натуралы Левобережной Украины и прилегающих областей РСФСР. Тр. ЦНИЛ геологии МПСМ СССР, сб. 1, 1947з.

Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. Тр. ИГН АН СССР, вып. 156, серия геол., № 67, 1954.

Б у ш и н с к и й Г. И. О природе, номенклатуре и классификации стилолитоз (реферат доклада). Бюлл. МОИП, отд. геол., № 2, 1959.

Б у ш и н с к и й Г. И. О стилолитах. Изв. АН СССР, серия геол., № 8, 1961.

Б у ш и н с к и й Г. И. О конкрециях. В кн. «Тр. Третьего Всесоюзного совещания по литологии и минералогии осадочных пород». Изд. АН Азерб. ССР, 1962.

В а л ь т е р И. История Земли и жизни. Пер. с нем. под ред. Ф. Ю. Левинсона- Лессинга. СПб, 1911.

В а с с о е в и ч Н. Б. К изучению слоистости осадочных горных пород. Литолог. сб. ВНИГРИ, II. Гостоптехиздат, 1948.

В а с с о е в и ч Н. Б. Условия образования флиша. Гостоптехиздат, 1951.

В а с с о е в и ч Н. Б. О некоторых флишевых текстурах (знамх). Тр. Львовск. геол. об-ва, вып. 3, серия геол., 1953_1.

В а с с о е в и ч Н. Б. Опыт синонимики продуктивных пластов цементного мергеля в Новороссийском районе. МПСМ СССР, «Ленгеолнерудтрест». Ленингр. отд. НВИТОГОР, 1953г.

В а с с о е в и ч Н. Б. Полевая геология. В кн. «Спутник полевого геолога-нефтя- ника», т. 1. Гостоптехиздат, 1954.

В а с с о е в и ч Н. Б. Текстура осадочных горных пород. В кн. «Справочное руководство по петрографии осадочных пород», т. 1. Гостоптехиздат, 1958.

В а с с о е в и ч Н. Б., К о р о т к о в С. Т. К познанию явлений крупных подводных оползней в олигоценовую эпоху на Северном Кавказе (в Майкопском округе). Тр. Нефт. геол.-разв. ин-та, серия А, вып. 52, 1935.

В а с с о е в и ч Н. Б. и У с п е н с к и й В. А. Геология нефти. В кн. «Спутник полевого геолога-нефтяника», т. 2. Гостоптехиздат, 1954.

В и л ь я м с Х., Т е р н е р Ф. Д., Г и л б е р т Ч. М. Петрография. Введение в изучение горных пород в шлифах. Пер. с англ. Изд-во иностр. лит., 1957.

В и н о г р а д о в А. П., Р о н о в А. Б., Р а т ы н с к и й В. М. Эволюция химического состава карбонатных пород. В кн. «Совещание по осадочным породам», вып. 1. Изд. АН СССР, 1952.

В и н о г р а д о в С. С. Известняки. Оценка месторождений при поисках и разведках. ВИМС, вып. 9. Госгеолиздат, 1951.

В и н о г р а д о в С. С. Инструкция по применению классификации запасов к месторождениям известняков. Госгеолтехиздат, 1954.

В и н о г р а д о в С. С. Доломиты. Оценка месторождений при поисках и разведках. Вып. 17. Госгеолтехиздат, 1961.

В и т а л ь Д. А. Современные известково-магнезитовые конкреции и оолиты озер Кулундинской степи. Бюлл. МОИП, серия нов., отд. геол., т. XXIII, вып. 2, 1948.

В и ш н я к о в С. Г. Карбонатные породы и полевое исследование их пригодности для известкования почв (карбонатные породы Ленинградской области, Северного края и Карельской АССР, вып. 1). Госоргеонефтеиздат, 1933.

В и ш н я к о в С. Г. Генетические типы доломитовых пород. Докл. АН СССР, серия нов., т. LXXVI, № 1, 1951.

В и ш н я к о в С. Г. Генетические типы доломитовых пород северо-западной окраины Русской платформы. Тр. ИГН АН СССР, вып. 2, 1956.

В и ш н я к о в С. Г. Классификация осадочных карбонатных пород. В кн. «Тр. межвуз. науч. совещ. по геол. и полезн. ископ. Центр.-Черноземн. обл.», 1957.

В и ш н я к о в С. Г. О некоторых вторичных изменениях в известняках карбона КМА. В кн. «Исследования по геологии, горному делу и обогащению руд КМА». НИИ по проблемам КМА, 1962.

В и ш н я к о в С. Г., Г е к к е р Р. Ф. Следы размыва и внутрипластовые нарушения в глауконитовых известняках нижнего силура Ленинградской области. В кн. *К 45-летию Н. Ф. Погребова». ЦНИГРИ, 1937.

В о л о г д и н А. Г. Древнейшие водоросли СССР. Изд. АН СССР, 1962.

В о р о н о в а М. Л. Петрографическая характеристика нижнекембрийских соленосных отложений юго-восточной части Сибирской платформы. Тр. Всесоюз. науч.- исслед. ин-та галургии, вып. 40, 1960.

В я л о в О. С., П и ш в а и о в а Л. С. Новые данные о фауне нижнего тортона Подолии. Докл. АН СССР, т. 126, № 4, 1959.

Г а б р и л ь я н А. М. Литология, палеогеография и вопросы нефтеносности верхнего мела и палеогена Ферганской депрессии. Изд. АН Узб. ССР, 1957.

Г в о з д е ц к и й Н. А. Карст. Вопросы общего и регионального карстоведения. Географгиз, 1954,

Геккер Р. Ф. О некоторых вопросах палеоэкологии и организации палеоэкологических исследований. (Ответ критикам). Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, № 2–3, 1956ь

Геккер Р. Ф. К вопросу о методах биостраткграфии. Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, № 2–3, 1956_2.

Геккер Р. Ф. Введение в палеоэкологию. Госгеолтехиздат, 1957.

Геккер Р. Ф. Ископаемая фация гладкого каменного морского дна. (К вопросу о типах каменного морского дна). Тр. Ин-та геол. АН Эст. ССР, т. V, 1960.

Геккер Р. Ф., Жарков М. А. Следы ползания трилобитов в верхнем кембрии юга Сибирской платформы. Оттиск из кн. «Организм и среда в геологическом прошлом». Изд-во «Наука», 1966.

Геккер Р. Ф., Обручев Д. В., Филиппова М. Ф. Отложения Главного девонского поля. Ленингр. геол.-гидро-геодез. трест, вып. 9, 1935.

Геккер Р. Ф., Осипова А. И., Бельская Т. Н. Ферганский залив палеогенового моря Средней Азии, его история, осадки, фауна, флора, условия их обитания и развитие. Кн. 1, 2. Изд. АН СССР, 1962.

Геккер Р. Ф., Ушаков П. В. *Vermes.* Черви. В кн. «Основы палеонтологии», т. 2. Изд-во АН СССР, 1962.

Гильшер А. Опыт характеристики распределения прибрежных форм растворения известняка. В кн. «Вопросы климатической и структурной геоморфологии». Изд. иностр. лит., 1959.

Гинзбург И. И. Мезозойские карсты и связанные с ними полезные ископаемые на Урале. В кн. «Кора выветривания», вып. 1. Изд. АН СССР, 1952.

Головкинский И. А. О пермской формации в центральной части Камско- Волжского бассейна. Материалы для геологии России, т. 1, 1869.

Голубятников В. Д. Явление древних подводных оползней и внутриформа- ционные нарушения. Материалы ВСЕГЕИ, сб. 7, 1946.

Грачева О. С. К литологии саткинской доломитовой толщи. Материалы ЦНИГРИ, петрогр. и минерал., сб. 1, 1933.

Грачева О. С. Краткий петрографический очерк осадочных пород Новой Земли. Тр. Всесоюз. науч.-нсслед. ин-та рыбного хоз. и океаногр. (ВНИРО), т. 1, 1935.

Грязнов В. И. Минералотческая характеристика карбонатных марганцевых руд Никопольского бассейна. Науч. зап. Днепропетровск, гос. ун-та, т. 53, 19564.

Грязнов В. И. О природе ячеистой текстуры никопольских манганокальцнтов. Науч. зап. Днепропетровск, гос. ун-та, т. 53, 1956_2.

Даидбекова Э. А. Карбонатные породы меловых отложений Юго-Восточного Кавказа. Тр. Азерб. науч.-исслед. ин-та по добыче нефти, вып. 8, 1959.

Данбар К., Роджерс Д. Основы стратиграфии. Пер. с англ. Изд-во иностр. лит., 1962.

Даниланс И. Я. Голоценовые пресноводные известковые отложения Латвии. Изд. АН Латв. ССР, 1957.

Денисова Н. Я. О механической дифференциации глинистых осадков. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1948.

Доминиковский В. Н. Известково-магнезиальные карбонатные породы. В кн. «Справочное руководство по петрографии осадочных горных пород», т. II, гл. XI. Гостоптехиздат, 1958.

Дубянский А. А. Ископаемый карст среди верхнемеловых отложений. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XV, вып. 4, 1937.

Егояи В. Л. Берхнемеловые отложения юго-западной части Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1955.

Елисеев Н. А. Структурная петрология. Изд. Ленингр. гос. ун-та, 1953.

Жабрева П. С. О фунтиковых текстурах в нижнемеловых отложениях Северо-Западного Кавказа. Тр. Краснод. фил. Всесоюз. нефтегаз, науч.-исслед. ин-та, вып. 1, 1959.

Жемчужников Ю. А. Сезонная слоистость и периодичность осадконакопле- ния. Изд. АН СССР, 1963.

Живаго А. В. О формах растворения и разрушения известняков на побережье Западного Крыма. Изв. Всесоюз. геогр. об-ва, т. 82, № 6, 1950.

Журавлева З. А. Онколиты и катаграфии рифея и нижнего кембрия Сибири и их стратиграфическое значение. Геол. ин-т АН СССР, 1964.

Заварицкий А. Н. Об оолитовой структуре. Тр. Минерал, музея АН СССР, т. 3, 1927.

Заварицкий А. Н. Введение в петрографию осадочных горных пород. ГОНТИ, 1932.

Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. Изд. АН СССР, 1955.

Залесский Б. В., Кротова О. Н. Пористость осадочных пород. В кн. «Методы изучения осадочных пород», т. I, гл. IV. Госгеолтехиздат, 1957.

Зеленое К. К. К вопросу о происхождении стилолитов. Докл. АН СССР, т. 103, № 1, 1955,.

Зеленое К. К. О нижнекембрийских морских битуминозных породах северного склона Алданского массива. Тр. ИГН АН СССР, серия геол., вып. 155, № 66, 1955г.

Зеленов К. К. Доломиты нижнекембрийских отложений северного склона Алданского массива и условия их образования. Тр. ИГН АН СССР, вып. 4, 1956.

Зеленов К. К. Литология нижнекембрийских отложений северного склона Алданского массива. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 8, 1957.

Зеленов К- К., Журавлева И. Т., Кордэ К. Б. К строению алданского яруса кембрия Сибирской платформы. Докл. АН СССР, т. 102, № 2, 1955.

Зеленова О. И. Литология, фации и геохимические особенности отложений алайского яруса Таджикской депрессии. Тр. Ин-та геол. рудных м-ний, петрогр., минерал. и геохимии АН СССР, вып. 53, 1961.

Зенкович В. П. Динамика и морфология морских берегов. I. Волновые процессы. Изд-во «Морской транспорт», 1946.

Зильберминц В. А., Маслов В. Г1. К литологии каменноугольных известняков Донецкого бассейна. Тр. Ин-та прикл. минерал, и металлург., вып. 35, 1928.

Иванов А. А. Явления подводных оползней в отложениях артинского яруса. Изв. Гл. геол.-разв. упр., вып. 36. ОНТИ, 1931.

Иванова Е. А., Сошкина Е. Д. [и др.]. Фауна ордовика и готландия реки Подкаменной Тунгуски. Тр. ПИН АЕI СССР, т. LVI, 1955.

Илларионов И. К. Роль подземных вод в образовании гипергенного сидерита месторождений фосфоритов и горючих сланцев Среднего Поволжья. Тр. Воронежск. гос. ун-та, т. 58, 1957.

Казаков М. П. О природе Пучежско-Чкаловских дислокаций. Бюлл. МОИП. серия нов., т. 55, отд. геол., т. 25, вып. 6, 1950.

Каледа Г. А. К вопросу о перекристаллизации карбонатных пород. В кн. «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 2. Изд. Львовск. гос. ун-та, 1955.

Каледа Г. А. Некоторые замечания к вопросу об эпигенезе осадочных пород. Тр. МГРИ, т. XXXIII, 1958.

Каледа Г. А., Моралов В. М. [и др.]. К вопросу о влиянии примесей на перекристаллизацию карбонатных пород. Тр. МГРИ, т. XXXIII, 1958.

Канский Н. Е. Карбонатные образования с текстурой конус-в-конус из верхней юры Донбасса. Докл. АН СССР, т. 107, № 2, 1956.

Карлов Н. Н. Редкий случай образования оолитовых известняков. «Природа», 1953, № 5.

Карпинский А. П. Геология России. Под ред. А. П. Карпинского. Т. 2–4. 1917–1929.

Кинд В. А., Окороков С. Д. Классификация известково-глинисто-магнезиальных пород применительно к использованию их для производства вяжущих веществ. «Минер, сырье», № 8–9, 1933.

Кинд В. А., Окороков С. Д. Строительные материалы. ОНТИ, 1934.

Кирсанов Н. В., Сементовский Ю. В. О классификации терригенных и терригенно-карбонатных пород. Изв. Казанск. фил. АН СССР, серия геол., № 5, 1955.

Клейнберг А. Т., Гончаров В. В. Микроскопический контроль качества саткинских магнезитов. «Огнеупоры», № 2, 1953.

Кленова М. В. Геология моря. Учпедгиз, 1948.

Колотухина С. Е. Литология и фации карбонатной толщи верхнего девона и нижнего карбона хребта Каратау (Южный Казахстан). Тр. ИГН АН СССР, вып. 4, 1956.

Копелиович А. В. О структурах растворения в некоторых осадочных и эффузивно-осадочных породах. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1960.

Копелиович А. В., Крылов И. Н. О структурах растворения в строматолитах. Докл. АН СССР, т. 135, № 3, 1960.

Кордэ К. Б. Водоросли кембрия юго-востока Сибирской платформы. Тр. Па- леонтол. ин-та АН СССР, т. LXXXIX, 1961.

Корженевский А. А. Присамурские сидериты. Материалы по геол. и полезн. ископ. Азов.-Черноморск. треста, сб. № 1, 1938.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд. АН СССР, 1953.

Корин И. 3. О контактово-карстовом типе месторождений в коре выветривания. В кн. «Кора выветривания», вып. 2. Изд. АН СССР, 1956.

Королюк И. К. Подольские толтры и условия их образования. Тр. ИГН АН СССР, вып. 11О, серия геол., № 56, 1952.

Королюк И. К. Доломитовые породы ленского яруса кембрия Иркутского амфитеатра. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 4, 1956.

Королюк И. К. Влияние некоторых беспозвоночных на слоистость илов. Тр. Мурманск, биол. станции, т. IV, 1958.

Королюк И. К. Влияние некоторых организмов на текстуры и подвижность осадков. В кн. «Значение биосферы в геологических процессах». Вопросы взаимосвязи палеонтологии и тектоники. Госгеолтехиздат, 1962.

Краснопеева П. С. Водоросли и археоциаты древнейших толщ Потехинского планшета Хакассии. Материалы по геол. Красноярского края, вып. 3, 1937.

Краузе С. Н., Маслов В. А. Об эпигенетических доломитах в нижнедевонских отложениях западного склона Южного Урала. В кн. «Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала», вып. 4, 1959.

Крашенинникова О. В. Древние свиты западного склона Украинского кристаллического щита (Острожская серия пород, строение и состав). Изд, АН УССР, 1956.

Кригер Н. И. Четвертичные отложения Африки и Передней Азии. Изд. АН СССР, 1962.

Кротов Б. П. Доломиты, их образование, условия устойчивости в земной коре и изменения в связи с изучением доломитов верхних горизонтов казанского яруса в окрестностях г. Казани. Тр. Казанск. об-ва естествоисп., т. 50, вып. 6, 1925.

Кузнецов А. М., Прочухан Д. П. Об образовании шестоватого кальцита, Докл. АН СССР, серия нов., т. 48, № 8, 1945.

Кузнецова Л. С., Игнатьев Н. А. Пятнистые доломиты Чусовского района западного склона Урала. Докл. АН СССР, т. 157, № 4, 1964.

Кузьмин А. М. Слой и наслоение. Тр. Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 11, 1950.

Куликов С. И. Осадочные марганцевые руды среднего Майкопа на Северном Кавказе. В кн. «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3 и 4. Изд. Львовск. гос. ун-та, 1956.

Либрович В. Л. О циклическом строении карбонатных толщ. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 50, 1961.

Либрович В. Л. О некоторых особенностях строения верхнекаменноугольных и пермских карбонатных отложений Самарской Луки. Тр. ВСЕГЕИ, серия нов., т. ПО, 1967.

Лисицин А.П. Новые данные о распределении и составе взвешенных веществ в морях и океанах в связи с вопросами геологии. Докл. АН СССР, т. 126, № 4, 1959.

Лихачева А. А. Литолого-петрографическая характеристика верхнемеловых отложений. В кн. «Проблемы нефтегазоносности Средней Азии», т. 62, вып. 10. Гос- топтехиздат, 1961.

Логинова В. Н. Литология кыновской свиты востока Татарии и некоторых прилегающих к ней районов. Изв. Казанск. фил. АН СССР, серия геол., № 4, 1957.

Люткевич Е. М. О Горьковском кряже фундамента Русской платформы. Тр. ВНИГРИ, вып. 131, геол. сб., № 4, 1959.

Маев Е. Г. Особенности осадконакопления в Южном Каспии. Докл. АН СССР, т. 1зо, № 1, 1960.

Максимова С. В. О некоторых мелководных известняках нижнего карбона Кузнецкого бассейна. Тр. Ин-та нефти АН СССР, т. 7, 1956.

Максимович Г. А. Кальцитовые оолиты, пизолиты и конкреции пещео и рудников. Зап. Всесоюзн. минерал, об-ва, серия 2, ч. 84, вып. 1, 1955.

Малахов А. Е. О составе руд Бакала и их генезисе. Тр. Свердловск, горн, ин-та, вып. 22, 1955.

Малахов А. Е., Булатов Д. И. Текстуры карбонатных железных руд Бакала. Тр. Горно-геол. ин-та (УФАН СССР), вып. 40, 1959.

Малахов А. Е., Варлаков А. С., Рыцк А. Е., Храменкова Д. П. Исследования состава руд и вмещающих карбонатных пород Ахтенского железорудного месторождения. Тр. Свердловск, горн, ин-та, вып. 39, 1961.

Малышек В. Т. Кокколиты – породообразующие фораминиферовой свиты Северного Кавказа. Докл. АН СССР, т. 59, № 2, 1948.

Малюга В. И. Первичные руды Зигазино-Комаровских месторождений и их преобразование в древней коре выветривания. «Советская геология», № 2, 1961.

Маслов В. А. К вопросу об образовании стилолитовых швов. В кн. «Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала». Тр. Горно-геол. ин-та, вып. 1, 1958.

Маслов В. П. Атлас карбонатных пород. Породообразующие организмы, ч. 1. ОНТИ, 1937,.

Маслов В. П. Нижнепалеозойские породообразующие водоросли Восточной Сибири. Проблемы палеонтологии, т. II-III. Изд. Палеонтол. лабор. Московск. гос. ун-та, 1937_2.

Маслов В. П. Материалы к познанию ископаемых водорослей СССР. Этюд V. Проблемы палеонтологии, т. II–III. Изд. Палеонтол. лабор. Московск. гос. ун-та, 1937_3

Маслов В. П. К вопросу о фазах седиментации и карстообразования в погребенных массивах Ишимбая. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1945.

Маслов В. П. Материалы к познанию ископаемых водорослей СССР. Бюлл. МОИП, серия нов., т. 52, отд. геол., т. 22 (3), 1947.

Маслов В. П. Геолого-литологическое исследование рифовых фаций Уфимского плато. Тр. ИГН АН СССР, серия геол., вып. 118, № 42, 1950.

Маслов В. П. Карбонатные проблематики округлой формы (оолиты, онколиты, копролиты, сгустки и тому подобные микрообразования). Тр. ИГН АН СССР, вып. 155, серия геол., № 66, 1955.

Маслов В П. Ископаемые известковые водоросли СССР. Изд. АН СССР, 1956.

Маслов В. П. Минеральные остатки породообразующих организмов. Справочное руководство по петрографии осадочных пород, т. 1. Гостоптехиздат, 1958.

Маслов В. П. Копролиты и следы сверлящих организмов, их значение для литолога. Изв. АН СССР, серия геол., № 10, 1960,.

М а с л о в В. П. Строматолиты (их генезис, метод изучения, связь с фациями и геологическое значение на примере ордовика Сибирской платформы). Тр. ИГН АН. СССР, вып. 41, 1960$_2$.

М а т в е е в К. К. «Cone-in-cone» структура с реки Чусовой на Урале близ Ве- рейно. Тр. С-петерб. об-ва естествоисп., т. 41, вып. 1, № 5–6, 1910.

М а т в е е в К. К. О распространении образований нарушенной кристаллизации («кон-ин-кон») в Кунгурских отложениях западного склона Урала. Тр. Горно-геол.. ин-та, УФАН СССР, вып. 14, 1948.

М а т в е е в К. К. Поля нарушенной кристаллизации в верхнекунгурских отложениях Пермского Приуралья. Тр. Горно-геол. ин-та, УФАН СССР, вып. 20, 1953.

М а х л а е в В. Г. О раздоломиченных породах в данково-лебедянских слоях. Докл. АН СССР, т. 117, № 2, 1957.

М а х л а е в В. Г. Об одной оригинальной структуре доломита. Зап. Всесоюз. минерал, об-ва, серия 2, ч. 90, 1961.

М а х л а е в В. Г. Условия осадконакопления в верхнефаменском бассейне Русской платформы. Изд-во «Наука», 1964.

М и г а ч е в а Е. Е., С т е р л и н Б. П. Новые данные по стратиграфии нижне- и среднеюрских отложений северо-западной окраины Донецкого кряжа. Тр. Воронежск. юс. ун-та, т. 31, 1954.

М и л ь ш т е й н В. Е. Проблематические образования колосовской свиты синия Восточного и Центрального Таймыра. Сб. статей по палеонтологии и биостратиграфии, вып. 32, 1963.

М и р о ш н и к о в Л. Д., К р а в ц о в А. Г. Редкие палеонтологические остатки и следы жизни в отложениях позднего кембрия севеоо-запада Сибирской платформы. Тр. НИИГА, т. 111, 1960.

М и р о ш н и к о в Л. Д„ Щ е г л о в а О. С. Редкие случаи шестигранно-столбчатой отдельности. Вести. Ленингр. гос. ун-та, № 6, серия геол. и геогр., вып. 1, 1961.

М и р ч и н к М. Ф., М а к с и м о в М. И. Нефтепромысловая геология. Гостоптех- издат, 1952.

М о р а ч е в с к и й Ю. В., П о л е н о в а Т. Б. Материалы к познанию толщи покрывающих соль пород Верхнекамского месторождения. Тр. Всесоюз. геол.-разв. объед. НКТП СССР, вып. 361, 1934.

М о с к в и т и н А. М. Плейстоцен Нижнего Поволжья. Изд. АН СССР, 1962.

М у р а т о в М. В. К вопросу о рациональной классификации карбонатных пород. «Советская геология», № 11, 1940.

М у х и н А. С., Л а д ы г и н II. П. Новые данные по геолого-промышленной характеристике Усинского месторождения марганцевых руд. Веста. Зап.-Сиб. геол. упр.. вып. 2, 1957.

Н а д с о н Г. А. Микроорганизмы как геологические деятели. СПб, 1903.

Н а л и в к и н Д. В. Учение о фациях. Географические условия образования осадков. Ч. I, II. Изд. АН СССР, 1956.

Н а р б у т а с В. Древний карст в девонских отложениях Северной Литвы. Со. статей для XXI сессии Междунар. геол. конгр., 1960.

Н е в е с с к и й Е. И. Литифицированные ракушечники и известковые пески некоторых участков побережья Черного и Каспийского морей. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 4, 1949.

Н е к р а с о в а О. И. Литолого-фациальный анализ карбонатных толщ на примере изучения нижне- и среднекембрийских отложений юго-восточной окраины Сибирской платформы. Тр. ВСЕГЕИ, серия нов., т. 71, 1962.

Н е х о р о ш е е В. П. Хребет Саур. Очерки по геологии Сибири, вып. 9. Изд. АН СССР, 1941.

Н о и н с к и й М. Э. О происхождении брекчиевидного известняка Самарской Луки. Тр. Об-ва естествоиспыт. при Казанск. ун-те, т. 39, вып. 5, 1905.

Н о и н с к и й М. Э. Самарская Лука. Тр. Об-ва естествоисп. при Казанск. ун-те, т. XLV, вып. 4–6, 1913.

О р в и к у К. К. Литофациальные особенности ордовикских горизонтов Волхов (Вп), кунда ($В_{III}$) и азери ($С_{1-а}$) в северной части Эстонской ССР. В кн. «Стратиграфия и корреляция ордовика и силура». Гостоптехиздат, 1960.

О р в и к у К. К. О гальках в волховском ($В_{II}$) и кундаском ($В_{III}$) горизонтах нижнего ордовика Эстонии. Тр. Ин-та геол. АН Эст. ССР, т. 10, 1962.

О с и п о в а А. И. О магнии в глинисто-карбонатных породах. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1944.

О с и п о в а А. И. Условия образования доломитов в Ферганском заливе палеогенового моря. Тр. ИГН АН СССР, вып. 4, 1956.

«Основы палеонтологии». Справочник для палеонтологов и геологов. Гл. ред. Ю. А. Орлов. Т. 14 – Водоросли, мохообразные, псилофитовые, плауновидные, чле-

нистостебельные, папоротники. Изд. АН СССР, 1958–1963.

П а з ю к Л. И. Карстовые явления и литологический состав неогеновых известняков южной части Каховского водохранилища. В кн. «Тр. оовещ. по динамике берегов морей и водохранилищ», т. 1, 1959.

П а т р и к е е в а Г. И. Донные отложения Малого моря. Тр. Байкальск, лимнология. станции АН СССР, 1959.

П и с а р ч и к Я. К. Некоторые генетические типы карбонатных пород верхнепалеозойских отложений в Среднем Поволжье. Тр. ВСЕГЕИ, вып. 2. Госгеолиздат, 1950.

П и с а р ч и к Я. К. Гипсы и ангидриты. В кн. «Справочное руководство по петрографии осадочных пород», т. 2. Гостоптехиздат, 1958.

П и с а р ч и к Я. К. Литология и фации кембрийских отложений Иркутского амфитеатра в связи с нефтегазоносностью и соленосностью. Тр. ВСЕГЕИ, серия нов., т. 89, 1963.

П л а х о т н ы й Л. Г. К вопросу о сутурах и стилолитах (на примере карбонатных отложений Тарханкутского полуострова). Тр. Укр. науч.-исслед. геол.-разв. ин-та, вып. 3, 1963.

П о л о в и н к и н а Ю. Ир. [и др.]. Структуры горных пород. Т. II – Осадочные породы. Госгеолиздат, 1948.

П у с т о в а л о в Л. В. Петрография осадочных пород. Ч. I–III. Гостоптехиздат, 1940.

П у с т о в а л о в Л. В. О вторичных полевых шпатах в осадочных породах. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 5, 1956.

Р а а б е н М. А., К о м а р В.А. К изучению древних водорослей. (О кн. А. Г. Вологдина «Древнейшие водоросли СССР»), Изв. АН СССР, серия геол., № 6. 1964.

Р а з у м о в а В. Н. Меловые и третичные формации западной части Центрального и Южного Казахстана. Тр. ИГН АН СССР, вып. 46, 1961.

Р а х м а н о в В. П. К минералогии гипергенных богатых руд Михайловского месторождения КМА. Тр. Межвуз. науч. совещ. по геол. и пол. ископ. Центр.-Черноземн. обл., 1957.

Р е й т л и н г е р Е. А. Атлас микроскопических органических остатков и проблематики древних толщ Сибири. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 25, 1959.

Р е м и з о в И. Н., М а к р и д и н В. П. О фациях верхнеюрских отложений горы Кременец у г. Изюма. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXVII (6), 1952.

Р е м и з о в Н. А. К вопросу о систематизации, номенклатуре и классификации трехкомпонентных (известково-доломитово-кремнистых) пород. Уч. зап. Харьковск. гос. ун-та, т. 31, зап. геол. фак-та, т. 10, 1950.

Р е ш е т н я к Н. Д. Ложнообломочные известняки нижнего карбона юго-западной окраины Донбасса. Докл. АН СССР, т. 125, № 1, 1959.

Р о д и о н о в Н. В. Изучение доломитовой муки. Тр. Лабор. гидрогеолог, проблем АН СССР, т. VI, 1949.

Р о ж к о в а Е. В., С о л о в ь е в Н. В. К вопросу об образовании сферолитовых *и* оолитовых структур. Бюлл. МОИП, серия нов., т. XLV, отд. геол., т. XV (4), 1937.

Р о з а н о в а Е. Д. Литология и условия образования нижневизейских отложений Кузнецкого бассейна. Изд. АН СССР, 1963.

Рухин Л. Б. Основы литологии. Учение об осадочных породах. Гостоптехиздат, 1953.

Р ы б а к о в Ф. Ф. Стилолитовые образования Поволжья. Изв. АН СССР, серия геол., *N°* 4, 1959.

С а в и ч - З а б л о ц к и й К. Н. Условия образования доломитов в лагунах. В кн. «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 1. Львовск. гос. ун-т, 1954.

С а п о ж н и к о в Д. Г. Караджальское железо-марганцевое месторождение (в Центральном Казахстане). Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 89, 1963.

С а я н о в В. С. К литологии среднесарматских известняков центральной части Молдавской ССР. Изв. Молдавск. фил. АН СССР, № 10, 1957.

С а л о п Л. И. Нижний палеозой Средне-Витимской горной страны. Тр. ВСЕГЕИ, серия нов., т. 1, 1954.

С а м о й л о в Я. В. и П у с т о в а л о в Л. В. К литологии карбонатных осадочных пород. Тр. Ин-та прикл. минерал, и петрогр., вып. 26, 1926.

С е р м я г и н В. А. К вопросу классификации и номенклатуры структур карбонатных пород. «Проблемы сов. геол.». Т. VI, № 3, 1936.

Скиба Н. С., Юшкин Н. П. Кальцитовые оолиты рудника Шор-Су. Зап,- Кирг. отд. Всесоюз. минерал, об-ва, вып. 2, 1961.

«Словарь по геологоразведочному делу». Под общ. ред. А. К. Мейстер. НКТП– ОНТИ, 1933.

С м е х о в Е. М. Закономерности развития трещиноватости горных пород и трещинные коллекторы. Гостоптехиздат, 1961.

С м и р н о в Г. А., Ф е д о р о в а Г. Г. Роль механического перераспределения частиц в осадках при диагенезе и образовании слоистости. Докл. АН СССР, т. 129, № 4, 1959.

С м и р н о в Н. Н. Базальты и туфы ущелья р. Занги у курорта Арзни. В кн. «Материалы по геол. и гидрогеол. Арм. ССР», вып. 2, 1938.

С о к о л о в В. А. Геология и литология карбонатных пород среднего протерозоя Карелии. Изд. АН СССР, 1963.

С о к о л о в Д. С. Основные условия развития карста. Госгеолтехиздат, 1962.

С о л о в ь е в Н. В. Исследования по вопросу происхождения доломитовой муки в районе строительства Куйбышевской плотины. Докл. АН СССР, т. зо, № 6, 1941.

С т а р о с т и н а З. М. Сидеритоносная формация рифея западного склона Южного Урала. Тр. Геол. ин-та, АН СССР, вып. 71, 1962.

С т е п а н о в В. В. Ископаемые харовые водоросли (Characeae) из сарматского моря. Зап. Одесск. об-ва естествоисп., т. 44, 1928.

С т р а х о в Н. М. К вопросу о распространении и генезисе доломитовых пород верхнего карбона Самарской Луки. Тр. ИГН АН СССР, вып. 4, 1956_1.

С т р а х о в Н. М. О типах и генезисе доломитовых пород. В сб. «Типы доломитовых пород и их генезис». Тр. ИГН АН СССР, вып. 4, 1956_2.

С т р а х о в Н. М. Факты и гипотезы в вопросе об образовании доломитовых пород. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1958.

С т у п и ш и н А. В. Нижнемезозойский карст и основные черты его развития (на примере Самарской Луки). Уч. зап. Казанск. гос. ун-та, т. 115, кн. 10, 1955.

С у в е й з д и с П. И. Находки древнего карста в верхнепермских известняках Северной Литвы. Ин-т геол. и геогр. АН Лит. ССР, т. 9, 1959.

С у л а к ш и н а Г. А. О классификации глинисто-карбонатных пород при инженерно-геологических исследованиях. «Разведка и охрана недр», № 2, 1954.

С ю н д ю к о в А. 3. Карбонатные отложения верхнего девона Западной Башкирии. (Типы, литолого-фациальные особенности и нефтегазоносности). Башкирск. фил. Горно-геол. ин-та, 1961.

Ся Б а н - д у н . Стилолиты в карбонатных толщах Юго-Восточного Китая. Acta geol. Sinica, vol. 39, № 2, 1959.

Т а н а т а р И. И. Генетическая классификация структур и текстур горных пород. «Советская геология», т. 8, № 12, 1938.

Тарр У. А. Сложные конусы (cone-in-cone) (конус-в-конусе). Из кн. У. Х. Твен- хофела «Учение об образовании осадков». ОНТИ–НКТП СССР, 1936.

Т а т а р с к и й В. Б. К вопросу о происхождении доломита. Зап. Всесоюз. минер. об-ва, ч. 66, вып. 4, 1937.

Т а т а р с к и й В. Б. Литология нефтеносных карбонатных пород Средней Азии и происхождение нефтеносных доломитов. Тр. Нефт. геол.-разв. ин-та, серия А, вып. 112, 1939.

Т а т а р с к и й В. Б. О распространенности раздоломиченных пород. Докл. АН СССР, т. 69, № 6, 1949.

Т а т а р с к и й В. Б. Раздоломичивание и связанные с ним вопросы. Вести. Ле- нингр. гос. ун-та, № 1, серия биол., геогр. и геол., вып. 1, 1953.

Т а т а р с к и й В. Б. Микроскопическое определение карбонатов групп кальцита и арогонита. Гостоптехиздат, 1955.

Т а т а р с к и й В. Б. О номенклатуре и классификации карбонатного материала по размеру зерен. Вести. Ленингр. гос. ун-та, серия геол. и геогр., вып. 4, № 24, 1959.

Т в е н х о ф е л У. Х. Учение об образовании осадков. Пер. с англ. ОНТИ, 1936.

Т е о д о р о в и ч Г. И. К терминологии карбонатных пород. «Проблемы сов. геол.», № 8, 1935.

Т е о д о р о в и ч Г. И. К систематике карбонатных пород по структурным признакам. Изв. АН СССР, серия геол., вып. 1, 1941.

Т е о д о р о в и ч Г. И. Доломитизация рифовых образований Ишимбаевского нефтеносного района. Докл. АН СССР, т. XXXIV, № 6, 1942.

Т е о д о р о в и ч Г. И. Основные типы хемогенного $CaCO_3$ карбонатных осадочных пород. Докл. АН СССР, т. 49, серия нов., № 4, 1945.

Т е о д о р о в и ч Г. И. О структурной классификации карбонатных и кремнистых пород. Бюлл. МОИП, т. XXIII, отд. геол., вып. 4, 1948.

Т е о д о р о в и ч Г. И. Карбонатные фации нижней перми – верхнего карбона Урало-Волжской области. Изд-зо МОИП, серия нов., вып. 13 (17), 1949.

Т е о д о р о в и ч Г. И. Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области. Изд. АН СССР, 1950.

Т е о д о р о в и ч Г. И. О классификации кремнисто-карбонатно-глинистых пород. «Разведка и охрана недр», № 6, 1958_1.

Т е о д о р о в и ч Г. И. Учение об осадочных породах. Гостоптехиздат, 1958_2.

Т е о д о р о в и ч Г. И. О сутуро-стилолитовых поверхностях и образованиях «конус в конус». Изв. АН СССР, серия геол., № 11, 1963.

Т и м о ф е е в В. М. Каменные строительные материалы Прионежья. Ч. 1 – Кварциты и песчаники. Изд. АН КЕПС, 1927.

Т и м о ф е е в а З. В. К вопросу о диагенезе карбонатных пород среднего карбона Донецкого бассейна. В кн. «К познанию диагенеза осадков». Изд. АН СССР, 1959.

Т о ч и л и н М. С. Реликтово-метасоматические микроструктуры бурых железняков и их геохимическое значение. Минер, сб. Львовск. геол. об-ва, № 4, 1950.

Т о ч и л и н М. С. Осадочные сидериты докембрия и их геохимическое значение. Геол. журн. АН УССР. Ин-т геол. наук, т. 15, вып. 2, 1955.

У л ь с т Р. Ж., С а в в а и т о в а Л. С. О пористости и кавернозности доломитов даугавской свиты Латвийской ССР. Тр. Ин-та геол. АН Латв. ССР, т. VII, 1961.

У м о в а Л. А. Редко наблюдаемая зернистая текстура оолитового известняка. Тр. Горногеол. ин-та УФАН СССР, вып. 26, минерал, сб., № 3, 1955.

У м о в а Л. А. Петрографическая характеристика железных оолитовых руд бассейна р. Мугай в Среднем Зауралье. Материалы по геол. и пол. ископ. Урала, вып. 6, 1958.

Филиппова М. Ф. [и др.]. Литология и стратиграфия. В кн. «Девонские отложения центральных областей Русской платформы». Гостоптехиздат, 1958.

Фролова Н. В. Классификация глинисто- и песчано-карбонатных пород. «Советская геология», № 7, 1939.

Фролова Н. В. О доломитовой муке в породах среднего кембрия Лено-Байкальского водораздела. Докл. АН СССР, серия нов., вып. 32, № 6, 1941.

Хабаков А. В. Древние оползневые нарушения артинских слоев на Среднем Урале. Докл. АН СССР, т. LXI, № 6, 1948.

Хабаков А. В. Наблюдения над первичными особенностями поверхностей наслоения. В кн. «Методическое руководство по геологической съемке и поискам». Гос- геолтехиздат, 1954.

Халифа-заде Ч. М. О генезисе Присамурского месторождения сидеритов Южного Дагестана. Докл. АН СССР, т. 126, № 2, 1959.

Хворова И. В. Новый род мутовчатых сифоней из среднего карбона Московской синеклизы. Докл. АН СССР, т. LXV, № 5, 1949_1.

Хворова И. В. Об эоловом происхождении некоторых известняков из среднего карбона Московской синеклизы. Бюлл. МОИП, серия нов., т. LIV, отд. геол., т. XXIV, вып. 2, 1949 г.

Хворова И. В. История развития средне- и верхнекаменноугольного моря западной части Московской синеклизы. Тр. ПИН АН СССР, т. XLIII, кн. 2, 1953.

Хворова И. В. Доломиты карбона и морской нижней перми западного склона Южного Урала. Тр. ИГН АН СССР, вып. 4, 1956.

Хворова И. В. Особенности изучения карбонатных пород. В кн. «Методы изучения осадочных пород», т. 2, гл. V. Госгеолтехиздат, 1957.

Хворова И. В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. Изд. АН СССР, 1958.

Хворова И. В. Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала. Тр. ГИН АН СССР, вып. 37, 1961.

Херасков Н. П. Геология и генезис восточнобашкирских марганцевых месторождений. В кн. «Памяти акад. А. Д. Архангельского», 1951.

Ходак Ю. А. Вторичные изменения древних осадочно-метаморфических пород и руд Малого Хингана. В кн. «Очерки по металлогении осадочных пород». Изд. АН СССР, 19611.

Ходак Ю. А. Петрографо-минералогическая характеристика нижнекембрийских отложений Алданского района. Изд. АН СССР, 1961_2.

Ходак Ю. А., Чеботарев М. В. К генезису синийских магнезиальных пород Малого Хингана. Докл. АН СССР, т. 138, № 1, 1961.

Холодов В. Н. К вопросу о происхождении сутуро-стилолитовых швов. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1955.

Чеботарев М. В. Геологическое строение Южно-Хкнганского марганцевого месторождения и вещественный состав его руд. «Советская геология», № 8, 1958.

Чирвинский Н. П. К истории изучения карбонатных сталактито-сталагмитовых образований пещер. Уч. зап. Пермск. гос. ун-та, т. 9, вып. 1, 1955.

Чирвинский Н. П. К петрографической характеристике известковых сталактитов из некоторых пещер в центральной части Кизеловского каменноугольного бассейна. Уч. зап. Пермск. гос. ун-та, т. 10, вып. 2, 1956.

Чистяков П. А. Классификация обломочно-карбонатных и карбонатных пород. Зап. Узбекск. отд. Всесоюз. минерал, об-ва, вып. IX, 1956.

Чураков А. Н. К вопросу о структуре и росте трубчатых сталактитов. Тр.

С.-петерб. об-ва естествоисп., т. XXXV, вып. 5, отд. геол. и минерал., 1911.

Чумаков А. А. Нижнекаменноугольные сидериты реки Кожима (Приполярный Урал). Уч. зап. Карело-финск. ун-та, т. 2, вып. 2, 1947.

Шамрай И. А. Микросферолитовые кокколитосферовые известняки палеогена в нижнем течении Дона на Северном Кавказе. Докл. АН СССР, т. 67, № 16, 1949.

Швецов М. С. Петрография осадочных пород. Изд. 1 – Госгоргеолнефтеиздат, 1934; изд. 2 – Госгеолиздат, 1948; изд. 3 – Госгеолтехиздат, 1958ь

Швецов М. С., Бирина Л. М. К вопросу о петрографии и происхождении окских известняков района Михайлов–Алексин. Тр. Моек. геол.-разв, треста, вып. 10, 1935.

Швецов М. С. О некоторых вторичных изменениях известняков. Тр. Моек, геол.-разв. ин-та, т. 33, 1958г.

Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. Изд, иностр. лит., 1950.

Шульц С. С. Оолитообразование в современных осадках северной части Каспийского моря. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 57, 1962.

Шумейко С. И. Применение метода электронномикроскопических реплик к изучению верхнемеловых Coccolithophoridae. Докл. АН СССР, т. 147, № 2, 1962.

Шумейко С. И. О некоторых инженерно-геологических свойствах мергельно-меловых пород и их структурных особенностях. Литология и пол. ископ. № 2. АН СССР, 1963.

Шумейко С. И. О текстурно-структурной характеристике верхнемеловых отложений Белгородской области КМА. Материалы по литологии и палеонтологии Лево- бережной Украины. Харьковский гос. ун-т, 1964_1

Шумейко С. И. Литология и инженерно-геологические свойства мергельномеловых пород долины р. Северного Донца. Тр. Совещ., посвящ. изучению осадочных формаций Большого Донбасса и связанных с ними полезных ископаемых. Изд. Харь- ковск. гос. ун-та, 1964_2.

Шумейко С. И. Литологические особенности мергельно-меловых пород и их использование для расчленения разрезов. Природные и трудовые ресурсы Левобережной Украины и их использование. Материалы II Межведомств, науч. конф., т. VI, геол. и пол. ископ., 1966.

Щербаков Ф. А. Литологическое исследование наносов побережья Анадырского залива. Тр. Океаногр. комисс. АН СССР, т. 4, 1959.

Щербина М. А4. О некоторых особенностях текстур первичных руд Бакала. Сб. тр. Бакальск. совещ., 1957.

Эгамбердыев М. О микрослоистости и следах подводного микрооползания в среднедевонских доломитах восточных предгорий Ауминзатау (Кызылкумы). Изз. АН Узб. ССР, серия геол., № 2, 1957.

Юнг В. Н. [и др.]. Технология вяжущих веществ. Гос. изд-во лит. по строит, материалам, 1952.

Юргенсон Э. А. Классификация карбонатных пород Эстонской ССР. В кн. «Литология палеозойских отложений Эстонии». Таллин, 1964.

Янатьева О. К. О действии на доломит водных расгворов гипса в присутствии углекислоты. Докл. АН СССР, т. 101, № 5, 1955.

Abel O. Vorzeitliche Lebensspuren, Jena, 1935.

Adams J. E. a. Rhodes M. L. Dolomitization by seepage refluxion. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, vol. 44, N 12, 1961.

Agassiz A. A visit to the Bermudas. Bull. Mus. Comp. Zool., 26, 1894.

A1bissin M. d'. Les traces de la déformation dans ies roches calcaires. Rev. géogr. gêol. dynam., 2 ser., vol. 5, fasc. suplémentaire, 1963.

Alderman A. Aspects of carbonate sedimentation. Journ. Geol. Soc. Australia, vol. 6, 1959.

Ambroggi R., Lapparent A. F. de. Les empreintes de pas fossiles du Mae- strichtien d'Agadir. Serv. geol. Notes mém. N 122, 1954.

Amsden T. Silurian and early devonian carbonate rocks of Oklahoma. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, vol. 46, N 8, 1962.

Andrussow N. Die Fossilen Bryozoenriffe der Halbinseln Kertsch und Taman. Киев, 1911.

Angel F. Petrographische Studien an alpinen Camgiten. Berg- und Hüttenmân- nische Monatshefte, Jg. 100, Hft. 11, 1955.

Avias J. Sur des phénomène de corrosion et de concrétionnement polarisés de galets des formations alluviales et de calcaires en plaquettes de l'Est de la France. Bull. Soc. geol. France, 6 ser., t. 6, 1956.

Baron G., Caillere S., Lagrange R. et Pobeguim T. Etude du Mond- milch de la grotte de la Clamouse et de quelques carbonates et hydrocarbonates alcaii- noferreux. Bull. Soc. franc, minéral, et cristallogr., t. 82, N 4–6, 1959.

Baron G. Sur la synthèse de la dolomite. Application au phénomène de dolomitisation. Rev. Inst, franc, du pétrole, vol. 15, N 1, 1960.

Beales F. W. Ancient sediments of Bahaman type. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, vol. 42, N 8, 1958.

Becke F. Gesteine der Halbinsel Chalcidice. Mineral. Petrogr., Mitt., Bd. 1, 1878. Becke F. Exkursion in das Kamptal. (Kristallinische Schiefer des niederosterr.) IX Intern. Geol.-Kongress, Wien, 1903i.

Becke F. Westende der Hohen Tauern. C. R. XI Congrès géol. Intern., Vienne,
1903г.

Bourcart J. The tanque a «nonconforming» sediment. Bull. Geol. Soc. America, vol. 70, N 5, 1959.

Bretz J. Solution cavities in the Joliet limestone of North – eastern. Illinois Journ. Geol., vol. XLVTII, N 4, 1940.

Bretz J. Bermuda: a partially drowned, mature Pleistocene karst. Bull. Geol. Soc. America, vol. 171, N 12, 1960.

Brown R. W. How cone-in-cone material become emplaced? Amer. Journ. Sci.. vol. 252, N 6, 1954.

Bryan W., Hill D. Spherulitic crystallization as a mechanism of skeletal growth in the hexacorals. Univ. Queensl. Papers. Dept. Geol., vol. 2, N 5, 1941.

Burnaby T. The tubular Chalk stacks of Sheringam. Proc. Geologists Assoc. Colchester, vol. 61, part 4, 1950.

Carozzi A. Etude statigraphique et micrographique du Purbeckien du Jura Suisse. Thèse N 1122, Geneve, 1948.

Carozzi A. Contribution à l'étude des propriétés géométriques des oolithes. L'exemple du grand Lac Salé, Utah, USA. Bull. Inst. nat. Genevois, N 59, 1957. Carozzi A. Microscopie sedimentary petrography. New York–London, 1960.

Carozzi A. Observations on agal biostromes in the Great Salt Lake, Utah. Journ. geology, vol. 70, N 2, 1962.

Carozzi A. Half–moon oolites. Journ. Sediment. Petrol., vol. 33, N 3, 1963.

Cayeux L. Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires. Mémoires carte géol. France, 1916.

Cayeux L. Les roches sédimentaires de France. Roches carbonatées I et II – Roches calcaires et Roches dolomitiques. Paris, 1935.

Chapman F. Notes on the Consolidated Aeolian Sands of Kathiawar. Quart, journ. Geol. Soc., vol. LVI, N 223, 1900.

Chapman F. On a Foraminiferal Limestone of Upper Eocene Age from the Alexandria Formation, South Africa. Ann. African Museum, vol. 28, pt. 2, 1930.

Chave K. E. A solid solution between calcite and dolomite. Journ. Geol., vol. 60, N 2, 1952.

Chave K. E. Aspects of the biogeochemistry of magnesium. 1. Calcareous marine organisms. Journ. Geol., vol. 62, N 3, 1954.

Chi1ingar G. V. Relationship between Ca/Mg ratio and geological age. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., N 9, 1956.

Chilingar G. V., Bissell H. I. and Fairbridge R. W. Physical and Chemical aspects. In: Developments in Sedimentology 9 B, Carbonate rocks, 1967.

C1oos E. Oolite deformation in the south moutain fold Maryland. Bull. Geol. Soc. America, vol. 58, 1947.

Cloud P. E. Gas as a sedimentary and diagenetic agent. Amer. Journ. Sci., vol. 258–A, 1960.

Cole G. A. J. On some examples of cone-in-cone structure. «Mineralogical Mag.», vol. 10, 1893.

Cuvillier J., Dupouy-Camet J. et Sacal V. L'anticlinal de Roquefort des-Landes et les pointements crétacés de Créon-Caint-Julien. Bull. Soc. géol. France, ser. 6, t. 1, fasc. 7, 1951.

Cuvillier J. Niveaux a coprolithes de Crustacés. Bull. Soc. géol. France, 6 sérié, t. 4, fasc. 1–3, 1954.

Daly R. A. The limeless ocean of précambrien time. Amer. Journ. Sci., vol. 23, 1907.

Daly R. A. First calcareous fossils and the evolution of limestone. Bull. Geol. Soc. America, vol. XX, 1909.

Dangeard L., FremyP. Perforations produites par les végétaux microscopiques dans les matériaux calcaires de profondeur. Bull. Soc. Linnéenne de Normandie, sér. 9, vol. 3, 1944.

Deffeyes K. S., Lucia F. J., Wey 1 P. K. Dolomitization: observations on the Island of Bonaire, Netherlands Antilles. Sci., vol. 143, N 3607, 1964.

Degens E. T., Epstein S. Oxygen and carbon isotope ratios in coexisting cal-
cites and dolomites from recent and ancient sediments. Journ. Geochem. Soc., vol. 28, N 1, 1964.

Derville H. Contribution à l'étude des calcisphères du calcaires de Bachant. Ann. Soc. géol. Nord, t. 70, 1950.

Dix E. Some minor structures in the anthracite coal seams ofl South Wales. Proc. Geologists Assoc., voi. LII, pt. 3, 1941.

Drew H. On the precipitation of clacium carbonate in the sea by marin bacteria andthe actionof denitrifying bacteria in tropical and temperate seas. Journ. Marine Biolog. Assoc. United Kingdom, new ser. PI. IX, N 4, 1913.

Eard1ey A. J. Sediments of Great Salt Lake, Utah. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, vol. 22, N 10, 1938.

Evans J. W. Mechanically-formed Limestones from Junagarh (Kathiawar), and other Localities. Quart. Journ. Geol. Soc. vol. LVI, N 223, 1900.

Evemy B. D. The application of a chemical staining technique to a study of dédolomitisation. Sedimentol., vol. 2, N 2, 1963.

Fairbridge R. W. The dolomite question. Soc. econ. paleontologists and mineralogists, Spec, publ., N 5, 1957.

Fischer A. G., Finley R. J. Microstructure of some Pennsylvanian nautiloids. Bull. Geol. Soc. America., vol. 60, 1949.

Folk R. L. Practical petrographic classification of limestones. Bull. Amer, assoc, petrol, géolog., vol. 43, N 1, 1959.

Folk R. L„ Robles R. Carbonate sands of Isla Perez, Alacran Reef complex, Yucatan. Journ. géol., vol. 72, N 3, 1964.

Freeman T. Quiet water oolites from Laguna Madre Texas. Journ. Sediment. Petrol., vol. 32, N 3, 1962.

Friedman G. M. Early diagenesis and lithification in carbonate sediments. Journ. Sediment. Petrol., vol. 34, N 4, 1964.

Gage M. a. Bartrum J. A. Bird's–eye coal from Greymouth, New Zealand. Journ. Geol., vol. 51, N 5, Chicago. 1943.

Gilbert C. M., Williams H., Turner F. I. Petrography. An introduction to the study of rocks in thin sections. San-Francisco, 1955.

Ginsburg R. Early diagenesis and lithification of shallow-water carbonate sediments in South Florida Soc. econ. paleontologists and mineralogists., Spec, publ., 5, 1957.

Goldsmith J. R. a. Graf D. L. Structural and compositional variations in some natural dolomites. Journ. Geol., vol. 66, N 6, 1958.

Graba u A. Paleozoic coral reefs. Bull. Geol. Soc. America, vol. 14, 1903.

Grab au A. W. Principles of stratigraphy. New York, 1932.

Graf D. Geochemistry of carbonate sediments and sedimentary rocks. U. S. Geol. Surv. Cire., 1960.

Greenwood R. Submarine volcanic mudilows and limestone dikes in the Grayson Formation (Cretaceous) of Central Texas. Gulf. Coast. Assn. Geol. Soc., vol. 6, 1956.

Greenwood R. Sedimentary boudinage in Cretâceous limestones of Zimapan, Mexico. (Bep. 21, Int. geol. congr., p. 18), 1960.

Grégoire C„ Monty C. Observations au microscope électronique sur le calcaire à pâte fine entrante dans la constitution de structures stromatolithiques du viséen moyen de la Belgique. Amm. Soc. géol. Belgique, t. 85, N 10, 1962.

Gümbel C. W. Arter der Oolithbildung. Neues Jahrb. Minerai., Geol. und Palaon- toi. Stuttgart, 1873.

Hadding A. Hidden hiatuses and related phenomena. Some lithological problems. Kgl. fysiogr. sallskap. Lund fôrhandl., Bd. 28, N 17, 1958_1.

Hadding A. Origin of the lithographic limestones. Kgl. fysiogr. sallskap. Lund fôrhandl., Bd. 28, N 4, 1958_2

Hagn H. Fazies und Mikrofauna der Gesteine der Bayrischen Alpen. Internat. Sediment. Petrol., Ser. 1, Leiden, 1955.

Ham W. (Ed.) Classification of carbonate rocks. Amer. Assoc. Petr. Geol., Mem. 1. 1962.

Hamilton D. Algal growths in the Rhaetic Cotham marble of southern England. Paleontology, vol. 4, p. 3, 1961.

Harbaugh J. W. Small scale cross-lamination in limestones. Journ. Sediment. Petrol., vol. 29, N 1, 1959.

Harbaugh J. M. Relative ages of visibly crystalline calcite in Late Paleozoic limestones. State geol. surv. Kansas Bull., 152, 1961.

Heezen B. C. Dynamic processes of abyssal sedimentation: erosion, transportation, and redeposition on the deep-sea. Flor. Geophvs. Journ. Roy. Astron. Soc., vol. 2, N 2, 1959.

Heim A. Stratigraphische Kondensation. Eclog. Geol. Helv., vol. 27, 1934.

Hendricks T. A. Some unusual specimens of cone-in-cone in manganiferous si- derite. Amer. Journ. Sci., vol. XXXIII, N 198, 1937.

Hess F. L. Oolites or cave pearls in the Carlsbad caverns. Proc. U. S. Nat. Museum, vol. 76, art. 16, 1929.

Hirmer M. Handbuch der Palâobotanik, 1, Abschnitl 1, München–Berlin, 1927.

Hirschwald J. Handbuch der bautechnischen Gesteinsprüfung. Berlin, 1912.

Hodgson W. A. On the origin calcite-filled cavities in the British dinantian limestones. Eclogae geol. helv., vol. 51, N 3, 1958.

Ho 11 mann R. Über Subsolution und die «Knollenkalke» des Calcare Ammonitico Rosso Superiore im Monte Baldo. N. Jahrb. Geol. Pal. Mh., Hft. 4, 1962.

Hummel P. Pétrographie, Gliederung und Diagenese der Kalke im Oberen Weisen Jura der Schwabischcn Alb. Arbeit. Geol.-Palàontol. Inst. Techn. Hochschule Stuttgart, N. F. N 26, 1960.

Illing L. V. Bahamian calcareous sands. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 38, N 1, 1954.

Kalkowsky E. Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein. Z. Dtsch. geol. Ges., 60, Berlin, 1908.

Kaye C. A. Shoreline features and Quaternary shoreline changes Puerto-Rico. U. S. Geol. Surv. Profess. Paper 317–B, 1959.

Kindle E. M. Columnar Structure in Limestone. Geol. Surv. Mus. Bull., N 2, geol. ser., N 14, 1914.

Klein G. Dynamic significance of primary structures in the Middle Jurassic Great Oolite series, Southern England Symp. «Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. Publ. Soc. econ. pal. min., N 12, 1965.

Krejci - Graf K. Definition der Begriffe Marken, Spuren, Fâhrten, Bauten, Hieroglyphen und Fucoiden. Senckenbergiana, Bd. 14, N 1, 1932.

Kuenen P. H. Turbidity currents a major factor in flysch deposition. Eclogae geol. helv., vol. 51, N 3, 1958.

Kuenen P. H. Some arched and spiral structures in sediments. Geol. Mijnbouw, vol. 40, N 2, 1961.

Landes K. Petroleum geology. New York, 1951.

Lapparent J., de. Leçons de pétrographie. Paris, Masson et C-ie, 1923.

Lee W. T. Erosion by solution and fill. U. S. Geol. Surv. Bull., 760–c, 1925.

Lessertisseur J. Traces fossiles d'activité animale et leur signification paléobiologique. Mém. Soc. Geol. France, Paris, n. ser. t. XXXIV, fasc. 4, 1955.

Linck G. Ueber Entstehung des Dolomites. Z. Dtsch. geol. Ges., Bd. 61, Monats- berichte, N 5, 1909.

Lindstrôm M. Sedimentary folds and development of limestone. Sedimentologv, vol. 2, N 3, 1963.

Llarena I. G. Die Lagerstâtten sedimentären Magnesits im Paläozoikum der West- pyrenaen. Berg. Hüttenm. Monathefte, Bd. 96, H. 11, 1911.

L o d e m a n n W. Die Bedeutung des Dolomits für die vergleichende Stratigraphie im Muschelkalk. Géologie, Jg. 12, Hft. 1, 1963.

L o g a n B. W. Cryptozoon and associate stromatolites from the recent Shark Bay, Wjestern Australia. Journ. geology, vol. 69, N 5, 1961.

M a m e t B. Réflexions sur la classification des calcaires. Bull. Soc. belge géol., pal. hydrolog. t. 70, fasc. 1, 1961.

M c K e e E. Storm Sediments on a Pacific atoll. Journ. Sediment. Petrol., vol. 29. N 3, 1959.

M c K e e E. D. Cycles in carbonate rocks. Amer. Journ. Sri., vol. 258–A, 1960. M e n a r d H. W. Deep ripple marks in the sea. Journ. Sediment. Petrol., vol. 22, N 1, 1952.

M o n a g h a n P. H„ L y t l e M. L. The origin of calcareous ooliths. Journ. Sediment. Petrol., vol. 26, N 2, 1956.

M o n t y C. Bases d'une nomenclature des roches calcaires marines. Ann. Soc. géol. Belg., t. 86, N 1-2, 1963.

M o o r e G. W. Aragonite speleothems as indicators of palaeotemperature. Amer. Journ. Sri., vol. 254, 1956.

M o o r e G. W. Sinterbildung aus Dolomit. Höhle, Hft. 4, 1961.

N e s t e r o f f W. Le substratum organique dans les dépôts calcaires, sa signification. Bull. Soc. géol. France, 6 ser., t. 6, 1956.

N i g g l i P. Gesteine und Minerallagerstâtten. II. Exogene Gesteine und Mineral- lagerstâtten. Basel, 1952.

N i t e c к i M. H. A carbonate vein in limestone. Journ. Sediment. Petrol, vol. 3o, N 4, 1960.

N i t e c к i M. H. Observations on slickolites. Journ. Seediment. Petrol., vol. 32, N 3, 1962.

N o r t h F. J. Limestones. Their origins, distribution, and uses. London–New York, 1930.

O r v i k u K. Lithologie der Tallinna-Serie (Ordovizium, Estland). Tartu Olikooli Geologia-instituudi Toimetused, t. 1, 1940.

O r v i k u K. Diskontinuiteedipinnad volhovi ja kunda lademes. «Geoloogiline ko- gumik», 1961.

O s m o n d J. C. Ripple marks cut on Ordovician limestone pebble conglomerates. Strasbury Range, Utah. Journ. Sediment. Petrol. Menasha, vol. 33, N 1, 1963.

P a r é j a s E. Sur quelques coprolithes de crustacés. Arch. Sri., vol. 1, fsc. 3, 1948. P i a J. Die rezenten Kalksteine. Z. Kristallogr., Mineralog., Petrogr., Abt. B, Erg. Bd., 1933.

P i a J. Fossil algae from the uppermost Cretaceous beds, the Niniyur group, of the Trichinopoly district, S India. Delhi, 1936.

P o w e r s R. W. Arabian Upper Jurassic carbonate reservoir rocks. Amer. Assoc. Petr. Geol., Mem. 1, 1962.

P r a y L. Compaction in calcilutites. Bull. Geol. Soc. America, vol. 71, N 12, part. 2, 1960.

P r i c e P. H. Cone-in-cone in coal. Proc. Geol. Soc. America, 1933. P r o k o p o v i c h W. The nature of corrosion zones in the Middle Ordovician of Minnesota. Journ. Sediment. Petrol., vol. 25, N 3, 1955.

P u r d y E. G. Recent calcium facies of the Great Bahama Bank. 1. Petrography and reaction groups, Journ. geol., vol. 71, N 3, 1963_1.

P u r d y E. G. Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama, bank. 2. Sedimentary facies. Journ. geol., vol. 71, N 4, 1963_2.

Revelle R., E m e r y K. O. Chemical erosion of beach rock and exposed reef roch. U. S. Geol. Surv. Profess. Paper 260–T, 1957.

R i c h a r d s o n W. A. Petrology of the shales with «beef». Quart. Journ. Geol. Soc., vol. 79, 1923.

R i c h t e r R. Die fossilen Fahrten und Bauten der Wiirmer, ein Uberblick fiber ihre biologischen Grundformen und deren geologische Bedeutung. Z. Palaontol., Bd. IX, 1927.

R o y e r L. Sur la nature minéralogique de quelques substances minérales nord- africaines: études aux rayons– X. Compt. rend. Acad. sci. Paris, vol. 108, 1939.

R u t t e E. Eine Klassifikation der karbonatischen Sfisswasser – Gesteine mit Bei- spielen aus Südwestdeutschen. Neues Jahrb. Geol und Palâontol. Abhandl., Bd. 100,. N 2, 1954.

S a n d e r B. Beitrâge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge. (Rhytmische Kalke- und Dolomite aus der Trias.) Min., Petr., Mitt. Bd. 48, 1936.

S c h l a n g e r S. O. Subsurface geology of Eniwetok Atoll. U. S. Geol, Surv. Profess. Paper 260–BB, 1963.

S c h w i n n e r R. Das Palâozoikum am Brenner. Centralbl. Min. Geol. Pal, Abt. B., 1925.

S h a u b B. M. The Origin of cone-in-cone and Its Bearing in the Origin of Concretions and Septaria. Amer. Journ. Sci., vol. XXXIV, N 203, 1937.

S h a u b B. M. The Origin of Stylolites. Journ. Sediments. Petrol., vol. 9, N 2, 1939. S h a u b B. M. Do stylolites develop before of after the hardening of the enclosing rock? Journ. Sediment. Petrol. Menasha, vol. 19, N 1, 1949.

Shearman D. J., Khouri I, Taha S. On the Replacement of dolomite by Calcite in some Mesozoic Lomestones from the French Jura. Proc. Geol. Assoc., Coechester, vol. 72, pt. 1, 1961.

Shiells K. A. Q, Ripple marks in carbonateferous limestone. Geol. Mag., vol. 100, N 6, 1963.

Shoji R. a. Folk R. L. Suiface morphology of some limestone types as revealed by electron microscope. Journ. Sediment. Petrol., vol. 34, N 1, 1964.

Shrock R. R. Polyhedral pisolites. Amer. Journ. Sci., vol. 19, N 113, 19зо.

Seilacher A. Beitrage zur Kenntnis des Kambriums in der Salt Range (Pakistan). Akad. Wissensch. Literat., Abh. Mat.-Natur. K.1., 1955.

Senft F. Classification und Beschreibung der Felsarten. Breslau. 1857.

Siffre M. Niveau de base et formes karstiques submergées. Ann. Speleol., t. 16, fasc. 1, 1961.

Sкeats E. W. The chemical composition of limestones from upraised Coral islands with notes on their microscopical features. Bull. Mus. Comp. Zool. Harvord Coll., vol. XLII, 1903.

Skinner H. C. W. Precipitation of calcian dolomites and magnesian calcites in the southeast of South Australia. Amer. Journ. Sci., vol. 261, N 5, 1963.

Steidtmann E. Evolution of limestone and dolomite. Journ. Geol., vol. 19, 1911.

Steidtmann E. Origin of dolomite as disclosed by stains and other methods. Bull. Geol. Soc. America, vol. 28, 1917.

Straaten L. M. J. U. van. Composition and structure of recent marine sediments the Netherlands. Leidse geol. med., deel 19 (1954), 1955.

Tarr W. A. Cone-in-cone. Amer. Journ. Sci., vol. IV, N 21, 1922.

Taylor J. H. Evidence of submarine erosion in the Lincolnshire limestone of Northamptonshire. Proc. Geol. Assoc., vol. 57, pt. 4, 1946.

Todd J. P. Shoal water deposits of the Bermuda banks. Journ. Sediment. Petrol. Menasha, Wise., vol. 9, N 1, 1939.

Twenhofel W. H. Treatise on sedimentation. London, Baillière, Tindall and Cox, 1932.

Twenhofel W. H. «Principles of sedimentation». 2d ed., 2d impr. New York, Me Graw-Hill book Co, XII, 1950.

Usdowski H. E. Die Entstehung der kalkoolithischen Fazies des norddeutschen Unteren Buntsandsteins. Beitr. Minéralogie und Pétrographie, Bd. 8, H. 3, 1962.

Vaughan T. W. Preliminary remarks on the geology of the Bahamas with special reference to the origin of the Bahaman and Floridian oolites. Carnegie Inst. Washington, Publ. 182, 1914.

Voigt E. Friihdiagenetische Deformation der turonen Planerkalke bei Halle (Westf.) als Folge einer Grossgleitung unter besonderer Berücksichtigung des Phacoid- Problems. Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, H. 31, 1962.

Vogel K. P. Zwergwuchs bei Polyptychiten (Ammonoidea). Geol. Jahrb. Bd. 76,
J959.

Weber K. Eine Froststruktur in Juraplattenkalken bei Kelheim. N. Jahrb. Geol. Palâontol. Abh. Abt. B. Bd. 107, Hft. 2, 1959.

Weiss M. P. Corrosion zones: a modified hypothesis of their origin. Journ. Sediment. Petrol., vol. 28, N 4, 1958.

Zirkel F. Lehrbuch der Petrographie. Bd. I. Leipzig, 1893.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ*

Алевролит известняковый 514
Аллохимические компоненты 70
Анкерит 166
Арагонит 51
Ареиты 71
Багамиты 71, 76
Биогерм строматолитовый 416, 562
Биогермы 26, 67
Биокласты 76, 99
Биолитит 72
Биоминрит 72
Биомякрудит 72
Биопелмикрит 72
Биопелопарит 72
Биоспарит 72
Биоспаррудит 72
Биостелы 26
Биостромы 26
Биф-образоваяия 40
Борозды скольжения (сликолитами) 314
– течения 24
Ботроаренокриптит 78
Ботроаренофитит 78
Ботрокриптаренит 78
Ботролиты 76, 77
Богрошпатаренит 78
Брейнерит 166
Брекчии доломитовые 69, 139, 141, 598
– известковые 69, 498, 500
– карстовые 112, 139
– карбонатные 139, 308
– обвалов 139
– подводнооползневые сингенетические 139
– растрескивания 139
Валики, образованные червями, 240, 242
Внутреннее раздоломичивание 143
Внутрислоевой размыв 208
Водорослевые биостромы 564
Гажа 151
Глнптоморфозы 20, 21
Голокриптиты 78
Гравелит доломитовый 69, 139
– известняковый 69, 484, 508, 510
– песчанистый 510
Гравелито-конгломерат известняковый 502, 504
Грануляция 90
Грумиты 73
Деанпидритизация 145
Делрануляция 92
Деагенетическое расслоение 29, 30
Диастемы 18
Дислокации, вызванные карстовыми провалами 324
Доломикрит 72
Доломит (ы) 15, 16, 17, 109, 154, 155, 156, 160, 161, 350, 522, 526
– алевритистый 16
– алевритовый 16
Доломит (ы) ангидритизированный 630
– афанокристаллический биогенный 119
– битуминозный 642
– водорослевый 560
– галечный 16
– глинистый 154, 155
– известковый 154
– гравийный 17
– диагенетичесвие 112, 116
– диагенные 114
– замещения 117, 120, 131. 132, 139, 348, 544, 554, 558, 560
– оолитовые 130
– известковистый 15, 155, 156, 348, 548, 552, 556, 634
– известково-глинистый 155
– известковый 15, 154, 155
– инкрустационные 120, 127, 130
– кавернозный онколитовый 310
– «ячеистый»308
– кальцитизированный 558
– комковато-сгустковые, 590
– комковатые 120, 138, 588
– копролитово-гастроподовый 586
– копролитовые 137, 586
– корковый 127
– косослоистый 344
– кремнеземисто-глиннстый 161
– кремнеземистый 161
– кремнистый 17
– кристаллически-зернистые 120
– крупнокристаллический оолитовый 119
Доломит(ы) крупноолитовый 129
– замещения 530
– мелкокристаллический 119
– интракластовый119
– иелитовый 119
– мелкообломочный 141
– метасоматические 109, 111, 112, 116
– мраморовидные 128
– неперекристаллизованные 126
– обломочный 120
– обрастания стенок пустот 127
– огипсованный 628
– и окварцованный 628, 630, 632

* В предметный указатель включены только те термины, которые имеют отношение к карбонатным породам.

– – пористый 352
– окремнелый 634
– онколитовые 132
– оолитовые 119, 120, 128, 129, 534, 540
– – вторичные 129
– – замещения 536, 538
– органогенные 120
– отрицательно-оолитовый 350
– пелитоморфный 520
– первичные 109
– – оолитовые 129
– – хемогенные 112
– перекристаллизованные 128
– песчанистый 16
– песчаный 16
– пластовые седиментационные 109
– полностью перекристаллизованные 125
– пористый 348, 352, 354, 548
Доломит(ы) протогенные 109, 114
– псевдобрекчиевые 128
– пятнистые 111, 112
– разнозернистый 590, 628
– с галькой 16
– с гравием 16
– с неупорядоченной структурой
– с преобладанием основной минеральной массы 119
– с проблематическими образованиями 138, 584
– с целестином 638
– с Problematica 137
– сгустковые 120, 138, 590
– седиментационно-диагенетически е (пятнистые) 116
– седиментационные 110, 112, 117
– хемогенные (пластовые) 116
– сильноизвестковистый 15, 156
– сингенетический 113
– слабоглинистый 156
– известковый 156
– слабоизвеетковистый 15, 156
– замещения 548
– среднекристаллический 119
– столбчатый строматолитовый 572
– строматолитовый 132, 566, 568, 578, 582
– сферолитовый(е) 120, 130, 542
– фосфоритизированный 626
– частично иерекристаллизованный 125
– эпигенетические 112, 116
Доломитизация 142
– оолитовых известняков 129
– органогенных известняков 132
Доломитовая брекчия растрескивания 592
– мука 50, 112, 141
Доломитовые корки 127
– оолиты 129
– сферолиты 129
Древние карстовые полости 52
Древний карст 53
Дырчатая доломитовая брекчия 600
Закрутыши 36
Заполняющий материал 141
Зерна магнезита веретенообразной формы 170
Зернисто-кристаллические мраморы 63
– Знаки внедрения 24, 238
– ряби 20, 21, 22, 23
– асимметричные 22, 226
– ветровые 22
– волнения 22, 31, 222
– симметричные 22, 222, 224, 226
– течения 22, 31
– эоловые 22, 31
Зональные кристаллы доломита 109
Зооаренокриптит 78
Зооаренофитит 78
Зоокриптаренит 78
Зоокластаренокриптит 78
Зоокластаренофитит 78
Зоолиты 78
Зоошпатаренит 78
Известковая кора выветривания (каличе) 492
Известковые туфы 67, 92, 492, 494
Известняк (и) 15, 16, 17, 154, 156, 160, 161
– автохтонные 73
– аксиолитовые 83
– алевритистый 16
– алеврито-глинистый 160
– алевритовый 16, 160
– аллохтонные 73
– аммонитовый 378
– археоциатовый 368
– бидетрнтовый 84
– биогермный 66, 69
– биоморф ные 65
– битуминозные 65, 392
– битуминозный спикуловый 398
– брахиоподо-криноидные 85
– брахиоподовый 380
– брадииновый 356
– брекчиевидные 65
– водорослевый 408, 410, 412, 414, 496
– волнисто-слоистый 278
– вторичные сцементированные 66
– галечный 16
– гастроподо-детритовый 388
– гастроподовые 85, 376
– гирванелловый 390, 406
– глауконитовые 65
– глинисто-алевритовый 160
– доломитовый 154
– глинистые 65, 154, 155, 156, 160
– глобигериновый 364
– глоботрункановый 364
Известняк (и) гониатитовый 378
– гравийный 16
– детритово-водорослевый 496
– детритовый 390
– детритусово-псевдоолито вый 454
– детритусовый 69
– диагенные 69
– дискоциклиновый 364
– доломитистый 15, 108, 155, 516
– доломито-глинистый 155
– доломитовый 15, 154, 155, 156

– донецелловый 412
– «дырчатый» брекчиевидный 310
– желваковый 65
– железистые 65
– зернисто-обломочные 64
– зернистые 64, 66
– зоогенные 69, 83
– иловатые 66
– иловые 65
– инкрустационные 66
– (волнисто-корковые) 83
– кавернозный оолитовый 310
– пластические 98
– кокколитофоридовые 63
– комковатые 71, 90, 446, 448, 454
– копрогенные 69, 81
– копролитовые 88, 442, 444 — коралловый 64, 370, 490
– корковые 69, 83
– кремневый 17

Известняк (и) кремнеземистый 161
– кремнистый 17
– криноидно-брахиоподовый 396
– тентакуллитовый 396
– фузулиновый 64
– криноидный 64, 400
– криптогенные 69
– кристаллически-зернистые 92
– кристаллические 65
– крупнодетритовые 67
– крупнообломочный 508
– крупноолитовый 458, 462
– лепидолиновый 360
– литографские 65
– литотамяиевые 63, 66, 412
– ложнообломочные 92
– луговой 151
– лучисто-агрегатные 82, 83
– массивные 65
– мелкодетритовые 67
– мелкозернистые 66, 67, 83
– мелкокомковатые 446
– мелкообломочный 512
– мелкораковинные 67
– мелоподобные 65
– механические 66
– мизеллиновый 362
– микрозернистые 82
– модиоловый 66
– монодетритовые 84
– монодиексодиновый 362

Известняк(и) мшанковые 63
– мягкие 65
– натечные 69, 83, 496
– натечный арагонитовый 340
– нуммулитовый 366
– обломочно-детритовые 404
– обломочные 63, 64, 98, 502
– огипсованный фораминиферовый 624
– ооидно-комковатый 448
– оолитовый с включениями галенита 636
– песчанистый 478
– оолитовые 63, 64, 65, 67, 69, 92, 464, 468, 470, 476, 496
– онколитовый 430
– орбиголиновый 364
– органогенно-детритовые 28, 83, 386, 394, 396, 398
– обломочные 66, 624
– органогенный 67, 394, 396
– остракодовые 84, 382
– паратураминовый 356
– парафузулиновый 358
– пелецштодо-гастроподовый 388
– пелециподовый 84, 374, 386
– пелитоморфные 69
– первично-битуминозный 642
– сцементированные 66
– первичнохимические 67
– песчанистый 16
– песчаный 16
– пизолитовый 67
– плоско-параллельнокорковый 83
– полидетритовый 84

Известняк(и) протогенные 69
– псевдобрекчиевые 65
– псевдообломочные 68
– ткевдоолитовые 65, 446, 452, 496
– псевдоэндотировый 356
– рабдолитовые 63
– радиолитовые 83
– раздоломичивания 67
– раковинно-детритовые 67
– ракушечные 63
– ракушниковые 66
– ризоидные 67
– рифовые 63
– рифогенные 490
– рыхлые 66
– с гальками 16
– с гравием 16
– с интракластами 490
– с катаграфиями 438
– с проблематическими образованиями 436, 438, 440
– с хиолитами 382
– с эндоцерасами 378
– с Problematica 88
– сгустково-комковатые 446
– сгустковые 65, 71, 90, 450
– серпуловые 66, 380
– серпуловый песчанистый 380
– сильноалевритовый 160
– сильнодоломитовый 15, 156
– сильноглинистый
– слабодоломитовый 15, 156

Известняк(и) слабоглинистый 156
– доломитовый 156
– собственно водорослевый 64
– обломочный 64
– строматолитовый 418, 422, 426
– сферовый 81, 87, 432
– сферолито-оолитовый 450
– сферолитовый 92
– тафогермные 66, 69
– твердые 65
– текстулярно-фузулинидовые 84
– тентакулитовый 376
– травертиновые 65
– трилобитовый 392
– туфовые 65, 69
– углистый оолитовый 640

– узорчатые 91
– микрозернистые 68
– унгдарелловый 410
– умбелловый 410
– фитогенные 69, 81
– фораминиферо-полидетритовые 85
– фораминиферовые 63, 66
– фузулинидовый 358, 360
– фузулиновый 64
– химические 66
– цельнораковинные 67
– цефалоподовый 378
– швагериновый 64, 358
– шламово-водорослевый 64
– шламовый 64
Известняк (и) эпигенные 69
– эпифитоновый 408
– эхинодерматовый 64
– яснозернистые 82, 83
– Инкрустация 486, 488
– диагенетическая 98
– кальцитовая 98
– сингенетическая 98
Интракласты 71
Интрамикрит 72
Интрамикрудит 72
Интраспарит 72
Интраспаррудит 72
Ископаемый карст 54
Кавернозность сотовидная 49
Каверны 52
Калькарениты 66
Кальцилютиты 66
Кальцит инкрустационный 102
– лопастной 102
– магнезиальный 115
Кальципсаммиты 99
Кальципсефиты 99
Кальцитизация, не связанная с разделомичиванием 145
Карбонатный флиш 32
Карстовые полости 49, 50
Катаграфии 88
Классификация дедоломитов 142
– строматолитов 133
Комочки 138
Конглогравелит известняковый 508
Конгломераты доломитовые 69, 139
– известняковые 69, 502,504, 506
– плоскогалечные 606
– Контротпечаток неполных трещин усыхания 234
– трещин усыханля 232
– Конусы разъемные 39
– Копроаренокриптит 78
– Копроаренофитит 78
– Копрокриптаренит 78
– Копролиты 77
— хвостатые 89
Кремнеизвестняк 161
Криптитосоматиты 78
Лептохлорит — сидеритовые породы 167
Ложные перерывы 20
Луговая известь 151
Лютиты 71
Магнезиально-кальцитовые осадки 115
Магнезит 166, 668
Магниокальциосидериты 166
Магниосидерит 166
Манганокальцит 166
Макрослоистость 31
Мел 67
– глинистый 150
– озерный 151
– писчий 434
– чистый 150
Мергель(и) 148, 151, 154, 160, 648, 652, 654
– алевритовый 149
– алеврито-глинистый 160
Мергель(и) глинисто-доломитовый 154
– известковый 156
– глинистые 150, 154, 155, 160
– доломитовый 154, 155, 156
– глинистый 156
– известковый 154, 156
– известковистый
– известково-доломитовый 154
– кремнеземистый 150
– кремнистые 161, 650, 656
– мелоподобный 150, 646
– пиритизированный 656
– сидеритовый 654
– сильноглинистый 150
– сильноизвестковистый
– слабоглинистый
– цементные 150
Механокласты 99
Микрит 72, 73
Микрослоистость 31
Микростилолитовые швы 292, 296
Микроструктуры раздоломпченных пород 144
Микротрещина усыхания 234
Натеки 67
Натечные образования 51, 320
Нептунические дайки 37, 280
Норки сверления *Lithophaga* 212
Норы моллюсков – камнеточцев 212,332
– роющего беспозвоночного 332
– роющих животных 336
– сверления 338
Норы сверлящих червей 336
– червей 328
Олигонит 166
Онколиты 88, 133
Ооаренокриптит 78
Ооаренофитит 78
Оокриптаренит 78
Оолиты арагонитовые 52
– гранулированные 472
– деформированные 474
– диагенетические 95
– доломитовые 129
– кальцитовые 52
Оолитовый железняк 658
Оомикрит 72
Оомикрудит 72
Ооспарит 72
Ооспаррудит 72
Оошпатаренит 78
Органокластиты 99
Ориентированное скопление раковин 21
Ортохимические компоненты 70
Осадочные жилы 37
Отложения штормов 28
Отпечатки борозд течения 20
– капель дождя 21, 236
Парастилолиты 45
Пеллеты 71
Пелмикрит 72
Пелспарит 72
Пересекающиеся стилолитовые швы 294 36

Пещерный элювий 50
– жемчуг 460
Пистомезит 166
Поверхности коррозии 324
– напластования в известняках 216
– парастилолитовые 300
– стилолитовые 43, 46
Поверхность известняка со следами сверления 214
– известняков абрадированная 210
– подводного размыва 206
– стилолитовая зубчатая 294
Полигоны, образованные трещинами усыхания 232
Полости от прохождения газов 326
Породы известково-доломитовые 124
– копролитовые первичного доломитового состава 137
– мелкообломочные доломитовые 141
– микрокристаллические аллохи- мические 72
– первичные механокластические доломитовые 138
– строматолитовые 110
– шпатовидные аллохимические 72
Поры частично заполненные 346
– щелевидные 354
Примеси минеральные аутигенные 145
–позднедиагенетические 145
–эпигенетические 145
Псаммиты доломитовые 139
Псевдобрекчии 128, 139
Псевдоинтракласты 71
Псевдоолиты 130
Псевдослоистая микротекстура 342
Раздоломичивание 141
Различные виды пористости 346
Ракушечники крупнораковинные 67
Ракушник 372, 374, 380
–эридоконховый 382
Ритмичность карбонатных пород 32
Риф 27
Рифовые фации 26
Родохрозит 166
Руда манганокальцитовая 662
– марганцевая 666
– карбонатная 666
Рудиты 71
Рябь интерференционная 22
– осцилляционная 23
Своеобразные фунтиковые образования 290
Сидерит 166, 660, 664
– крупнокристаллический 658
– тонкослоистый 660
Сидеролиты 167
Сидероплезит 166
Сильнотрещиноватые зерна 127
Следы выщелачивания кристаллов 312
– движения организмов 20
– трилобитов 246
– жизднедеятельности бактерий 338
– организмов 25
– трилобитов 25
– червей 25, 242
– илоедов 326
– илоядных животных 328
– осушения 18
– растворимых кристаллов солей 24
– сверления *Trypartîtes* 210
Следы сверлящих организмов 322
– струй 24
Слоистость 31, 133
– волнистая 34, 266
– волнисто-косая 33, 266
– линзовидная 264, 266
– горизонтальная 258
– грубая 260
– неправильная 258
– ритмическая 260
– полосчатая 256
– ритмическая 256
– тонкая 260
– дюнная 31
– косая 33, 270
– в доломите 224
–однонаправленная 268
– течений 268
– эолового типа 270
– первичная 29
– пологоволнистая 262
– тонкая 262
– строматолитов 133
– эоловая 31
Современное доломитообразование 15
Соматитокриптиты 78
Соматитофititы 78
Сочетание различных текстурных знаков 250
Спариты 73
Сталагмиты 316
– башенкоподобные 318
Сталактиты 67, 316
Сталактиты современные 320
Стилолиты 43, 47
– барьерные 43
– столбчатые 300
Стилолитовые швы 45, 294, 296, 298, 302,304
Стратиграфическая конденсация 19
Строение сталактитов 51
Строматолит 67, 132, 136
– бугорчатый 136
– доломитовый 570
– древовидный 424
– двухзонального строения 136
– современный 135, 136
Структура(ы) алевритовая 514
– алевритопелитоморфная 164, 648
– алевролитовая 119, 120, 140
– алевропелитовая 344
– алевропелитоморфная 164, 344, 646
– алевропсаммитовая 140, 614
– алевропсаммопелитоморфная 644
– биодетритусовая 82
– биоморфная 82, 120
– биоморфно-детритусовая 120,394
–-детритусовая 82
– биохемогенная 82
– бобовая 69, 82
– брекчиевая 119
– брекчиевидная 147, 170
– водорослевая 164
– волокнистая 168

– галечная 120, 140, 502, 504
– галечногравийная 108,140, 508, 604
– галечнощебневая 140, 598
Структура(ы) гравийная 108, 120, 140, 502
– гравийногалечная 108, 140, 502
– гравийнодресвяная 140
– гравийнопсаммитовая 610, 612
– грубозернистая 124
– грубокристаллически-зернистая 69
– грубообломочная 69
– грубопористая 62
– детритовая 398
– детритово-пелитоморфная 648, 650, 652
– дресвяная 108, 140
– дреовяногравийная 140
– дресвяно-щебневая 108,140, 592, 600
– замещения 147
– зернистая 66, 170
– зоогенная 120, 548
– иловая 64
– инкорпорационная 48
– инкрустационная 64, 66, 120, 127, 168, 482
– кавернозная 62
– коллоидная 124
– кольцевидная 630
– комковатая 82, 120, 147, 588, 630
– конгломератовая 119
– конкреционная 69, 83
– конформная 48
– копролитовая 82, 120, 586
– кристаллнчески-зернистая 64, 168, 520
– крупнозернистая 66, 124, 456, 524
– крупно- и грубозернистая 124
– крупнообломочная 69
– крупноолитовая 120, 168, 532
Структура(ы) крупнопористая 62
– крустификациониая 64, 66
– мелкозернистая 66, 73, 124, 456, 516, 520, 622, 628
– мелкокомковатая 82
– мелко-кристаллически-зернистая 69
– мелкообломочная 69
– мелкоолитовая 460
– мелкоиористая 62
– мелкосгустковая 422
– мергелей 644
– микрозернистая перекрнсталлизованная 125
– микроолитовая 168
– мраморовидная 64
– натечная 482
– неравногалечная 108
– неравногравийная 508
– неравнозернистая 120
– нодулярная 164, 648
– обломочная 64, 119, 120, 592
– обломочно-детритовая 404
– органогенно-оолитовая 476
– онколитовая 120
– оолитовая 64, 69, 120, 516, 530, 532, 534, 536
– оолитоидная 83
– органогенная 64, 120, 406, 560, 624
– биоморфная 131, 356
– детритовая 384
– органогенно-обломочная 624
– оолитовая 478
– пелитоморфная 652, 654
Структура (ы) органогенно-проблематическая 120
– строматолитовых и онколитовых доломитов 562
– отрицательно-оолитовая 97
– очень мелкопористая 62
– пелитоморфная 120, 124, 164, 168, 456, 646, 656
– песчаниковая 119
– пизолитовая 69, 83, 168
– плитчато-дресвянощебневая 592
– щебневая 592, 596
– плоскогалечная 604
– пойкилобластовая 66, 120, 147, 628, 630, 632
– пористая 62
– порфировидная 120, 147, 516, 638, 640
– проблематическая органогенная 584
– псаммитовая 108, 120, 140, 512, 610, 614
– псаммоалевритовая 140
– псаммоалевропелитоморфная 164, 644, 656
– псаммогравийная 510, 512, 610
– псаммоорганогенно-оолитовая 478
– псевдобрекчиевая 147
– псевдобрекчиевых доломитов 141, 602
– псевдообломочная 626
– псевдоолитовая 658
– разнозернистая 125, 526, 618
– разноолитовая 460
– раковинная 164
– раскристаллизации 147
– реликтовая биодетриттсовая 119
– биоморфная 548
– бобовая биоморфно-детритусовая 119
Структура(ы) реликтовая водорослевая 131
– гравийно-галеч ная 139
– комковатая 119
– кристаллическизернистая 147
– крупноолитовая 120, 536
– метасоматическая 168
– микрокомковатая 119
– ооидная 119
– оолитовая 120, 129, 147, 632, 634
– органогенная 119, 120, 131, 147, 548, 626, 628
– органогенно-детритовая 131, 556
– пизолитовая 119
– спутанно-волокнистая 622

– фитогенная 120
– хемогенная 119
– сгустковая 64, 66, 120, 164, 170, 588, 646
– среднезернистая 66, 73, 124, 125, 456, 522, 524
– средне-кристаллически-зернистая 69
– средне-крупнозернистая 624,
– среднеобломочная 69
– среднепористая 62
–строматолитовая 120
– оферолитовая(ые) 69, 120, 168, 480
– тонкозернистая 64, 66, 73, 124, 125
– тонкокристаллически-зернистая 69
– тонкопористая 62
– туфовые 482
– узловатая 164
– фитогенная (ые) 120, 406, 560
– хемогенная 83
Структура (ы) хемогенная бобовая 119
– комковатая 119
– микрокомковатая 119
– ооидная 119
– оолитовая 119
– пизолитовая 119
– радиолитовая 119
– щебневая 108, 120, 140, 498, 592, 594, 596, 598
– щебнегалечная 140
– щебнегалечногравийная 604
– щебнедреовяная 140, 594, 608
Структурные особенности дедоломитов 145
Сферолит деформированный 472, 474
Сферолиты родохрозита 666
Текстура(ы) биогенные 21, 24
–брекчиевые 168
- брекчиевидные 164, 169
- бугорчатые 45
- внедрения 24
- волнисто-слоистая 169
- вторичные (эпигенетические) 169
- гранулитовая 168
- желваковая 169
- зернистая 96
- ихнитовая 164, 326
- "кон-ин-кон" 38
- концентрическая 318
– концентрически-скорлуповатая 168
– слоистая 169
– массивная 168
– микропористые 164
– микрослоистая(ые) 164, 340, 344, 640
– обусловленная прохождением газов 326
Текстура (ы) оползневых дислокаций 169
– осадочного будинажа (развальцевания) 36, 278
– петельчатая 168, 658
– подводнооползневые 35
– полосчатая 168
– прожилковая 168
– псевдокосослоистая 168
– псевдоседиментационная 168
– псевдотектовичеекая 168
– пятнистая 168, 6зо
– развальцевания 276
– раннеметаморфические пятнистые 169
– сложная фунтиковая 284
– слоистая (ые) 164, 168, 256, 262
– стилолитовые 43, 45
– трещиноватые 164
– фунтиковая (ые) 38, 168, 282, 286, 288
– червячковая 168, 660
– ячеистая 169
Текстурные признаки внутри пластов 256
Тектонический будинаж 278
Травертин 496
Трещины первичные 21
– усыхания 23, 2зо
—неполные 23
—полные 23
—современные 23, 230
—связанные с коррозией 18
— с подводным размывом 18
Углубления коррозии подводного и прибрежного карста 324
Устричная банка 372
Устья норок *Trypartit es* 332
Факоиды 36
Фитоаренокриптит 78
Фитоаренофитит 78
Фитолиты 78
Фитокластаренокриптит 78
Фитокластаренофитит 78
Фитокласткриптаренит 78
Фитокластошпатаренит 78
Фитокрилтаренит 78
Фитошпата ренит 78
Фукоиды ветвистые 240
Характер контактов известняков 220
Хондроаренокриптит 78
Хондроаренофитит 78
Хондроидоаренофитит 78
Хондроидокриптаренит 78
Хондроидошпатаренит 78
Хондроиды 77
Хондрокриптаренит 78
Хондролиты 77
Ходы червей 165, 328
—веточковые165
— кольцевые 165
— концентрически-слоистые 165
— неправильные 165
—неясноочерченные 165
—струйчатые 165
—цепочковые 165
Цемент 141
– базальный 128
– контактовый 128
Цемент крустификационный 128
Частичная доломитизация 132
Шестигранная столбчатая отдельность 236
Шпатосоматиты 78
Шунакменс 151
Экскременты червей 240
Эндоаренокриптит 78
Эндоаренофитит 78

STRUCTURES ET TEXTURES DES ROCHES SÉDIMENTAIRES (ROCHES CARBONATÉES)

Avis aux lecteurs Légendes des tableaux

AVIS AUX LECTEURS

«Atlas des textures et des structures des roches sédimentaires» en quatre volumes est publié par l'Institut des Recherches Géologiques de Léningrad (VSEGEI, Ministère de la Géologie de l'URSS).

La première partie d'Atlas, consacrée aux roches élastiques et péli- tiques, était publiée en 1962. La deuxième partie de cet ouvrage contient l'analyse diagnostique des textures et des structures de stratification appliquant aux calcaires, dolomies et marnes.

Le texte et les tableaux dans ce volume n'ont pour but que de montrer les exemples de la diversité naturelle, des roches calciques et les dolomies sédimentaires en connexion avec les variations litologiques, les stades et les environnements de leur origine.

Les échantillons choisis proviennent essentiellement des régions vastes de notre Union des Républiques Socialistes Soviétiques.

Chaque image des tableaux dans le texte ainsi qu'en traduction contient de courtes indications de:

1) l'objet (par exemple–dolomie récristallisée, en gros grains,, avec les traces d'Ostracoda, etc.);

2) le caractère et l'âge géologique de la formation (sédiments, couches et horizons de la succession stratigraphique normale pour la région indiquée) et;

3) la localité et la région géographique de l'Union des Républiques Socialistes Soviétiques (ou d'autre pays, états pour les objets, tirés de publications étrangères).

On a omis la traduction des remarques supplémentaires; les noms des auteurs des collections; les renvois aux Musées et d'autres circonstances qui se trouvent dans le texte complet en russe.

Notons ici, que les termes «texture» et «structure» dans la littérature scientifique en langue anglaise ont le sens inverse au celui des travaux classiques en langues allemande (Grubenmann, 1910) et russe (Zava- ritski, 1955).

Les structures typiques pour calcaires et dolomies sont souvent difficiles à déchiffrer et de représenter graphiquement. Il y a plusieurs signes diagnétiques et subséquents (associés à la récristallisation, etc.) qui sont superposés à distinctions primeures (syngénétiques) dans les dépôts, et lits carbonatés sédimentaires.

Il y a des affinités de types principales d'origine des roches (biogène,– organique, chimique ou clastique) qui restent trop délicats pour y préciser sans observations géologiques faites sur terrain (in situ); car dans les mêmes couches on observe les sagnes de plusieure stades de restitution successive en cours de temps de transformation des sédiments noncimentés dans les dépôts rocheux.

Dans ce deuxième volume d'Atlas l'attention est accentuée aux textures et structures caractéristiques et communes pour les calcaires et les dolomies mêmes (oolitique, avec stylolites, cône-in-cône, etc.).

La documentation scientifique pour ce volume d'Atlas est recueillie et regrouppée par E. W. Dmitrieva, G. I. Erchova, O. I. Nekrasova, E. I. Orechnikova, V. S. Librovich et A. W. Khabakov. Les auteurs des paragraphes correspondants de texte explicatif sont nommés dans les chapitres suivants (voir Table de matières).

Les reproductions photographiques sont faites par A. V. Fedotova avec l'assistance de K N. Grouzdeva et de E. M. Chmouchkiewicz. Les dessins – par S. G. Piadouchkine. Ces fonctions laborieuses ont été guidées et unies par le rédacteur scientifique de ce travail (A. Kh.).

Nous remercions avec gratitude tous ceux, qui nous ont aidés de leurs conseils d'une grande valeur pour nous (prof. V. B. Tatarsky de l'Université de Léningrad, nos collègues de VSEGEI A. N. Geisler, V. N. Dominikovsky, N. S. Zabaloueva, G. I. Kiritchenko, B. P. Mar- kovsky, J. K. Pissartchik, H. E. Razoumovskaya) et des institutions scientifiques de Moscou – prof. M. S. Chvetzov, T. N. Belskaya, G. I. Bou- chinsky, R. F. Hecker, Z. A. Zhouravleva, I. W. Khvorova, A. N. Kopelyo- viecz, N. P. Maslov, V. P. Makhlaev, A. I. Ossipova, G. I. Téodorovicz,

M. F. Filippova, aussi que l'administration et les collaborateurs des plusieurs Musées de Léningrad, Moscou, Lwov, Tallin, Riga et Erivan.

A. Khabakov

Tableau 1. 1 – Couches horizontales de conglomérat calcaire (Tri'as- sique), reposant avec discordance angulaire sur des calcaires du Carbonifère. Angleterre, Glamorgan. D'après F. I. North, 19ɜo. 2 – Calcaire oolithique à gros grains du baïocien supérieur (a), reposant avec discordance sur la surface érodée du calcaipe à grains fins du baïocien inférieur (b). Couches estuaires inférieures (c) et sables de Northampton (d) gisent plus bas. Jurassique. Angleterre, North–Hamptonshire. D'après I. H. Taylor, 1946. 3 – Détail du contact représenté à la fig. 2. 4 – Surface de l'ancienne érosion sous-marine. Contact de la dolomie grise argileuse pyritée et de la dolomie gris clair microgrenue. Dévonien supérieur, couches de Kounish. RSS de Lituanie, district de la ville de Pas- valis. 5–Dune fossile constituée de sables calcaires à stratification croisée (figurée par un signe conventionnel d'inclinaison), enterrée sous des sédiments horizontaux stratifiés des dolomi'es lagunaires. Carbonifère de synéclise de Moscou. D'après I. V. Khvorova, 1953. 6 – En bas – calcaire microgrenu, d'origine littorale lagunaire, avec les craquelures primaires de dessication et avec les trous des vers fossiles. En haut – calcaire microgrenu lagunai're, d'abord noir, ensuite gris clair. Carbonifère, horizon d'Oka, près de Moscou. D'après M. S. Chvétzov, 1958_1

Tableau 2. 1 – Couches de calcaires pyrités clairs et gris foncé interstratifiées. Dans la partie moyenne, on peut voir une érosion interne dans la formation. Cambrien supérieur, sérié de Cartotchka. Sibérie, région de Krasnoiarsk. 2 – Contact des calcaires oolithiques de la série de Kile (en bas) et des calcaires détritiques de la série de Kokhrenn. Silurien, Llandovery. Amérique du Nord, Oklahoma. D'après T. Amsden, 1962. 3 – Erosion ancienne dans la couche de calcaires, avec la substitution des calcaires marins par des calcaires d'eaux semi–douces (microstratifiés). Carbonifère inférieur, horizon de Mikhailov, près de Moscou. D'après M. S. Chvétzov, 1958_1

Tableau 3. Traces de l'activité vitale de différents organismes sur la surface du fond marin fossile. 1 – Calcaires avec la surface fossile abrasée et forée par Lithophaga. Paléozoïque. Abords sud-ouest de Fergana. D'après R. F. Hecker, 1962. 2 – Surface lisse, colorée par les grains de glauconie, de la couche calcaire avec embouchures des canaux Trypanites et petits trous. Ordovicien. Région de Léningrad. D'après R. F. Hecker, 1960. 3 – Tpaces du forage des fossiles Trypanites sur la surface du calcaire. Ordovicien. Région de Léningrad.

Tableau 4. 1 – Petits trous de forage des fossiles Lithophaga sur la surface corrodée des calcaires. Silurien. Kyzyl-Koums centraux. 2 – Petits trous de forage des fossiles Lithophaga (détail de 1). 3 – Petits trous des mollusques lithodomes sur la surface du bloc arrondi de calcaire actuel. Bord de la mer Noir.

Tableau 5. 1–Brachiopodes Irboskites fixatus Bekk., croissant sur la surface fossile de la couche calcaire. Dévonien supérieur, horizon

de Pskov. Riv. Vélikaïa. D'après R. F. Hecker, 1960. 2 – Brachiopode Crania sur la surface lisse de la couche calcaire. Dévonien supérieur, horizon de Zadonsk: ville de Zadonsk. D'après R. F. Hecker, 1960. 3 – Surface lisse supérieure de la couche de calcaire avec racines des Grinoïdes croissant sur elle et embouchures des canaux de Trypanites. Ordovicien. Région de Léningrad. D'après R. F. Hecker, 1960. 4 – Surface de calcaire d'algues avec racines des Crinoïdes et traces de forage. Dévonien supérieur, horizon de Tchoudovo. Région de Novgorod.

Tableau 6. 1 – Différents types de surfaces de stratification dans les calcaires d'Orthocépatites (de l'ordovicien). On y vott de netits plissements de glissement interstratigraphiques dans la partie de voûte **à** l'affleurement. Suède. D'après M. Lindstrôm, 1963. 2 – Contact des couches de calcaire stromatolithe et détritique. Cambrien supérieur, série des Evénkis. Sibérie Orientale, riv. Podkamennaïa Toungouska.

Tableau 7. 1 – Interstratification d'un récif bryozoïque et des calcaires méotiques. Littoral de la mer d'Azov. D'après N. Androussov, 1911. 2 – Détail du contact de 1.

Tableau 8. 1 – Caractère des contacts des calcaires (4) et des dolomies de l'aspect de la porcelaine (1) avec les dolomies stromatolithes (2) et cristallophylliennes (3). Protérozoïque moyen. Carélie. D'après V. A. Sokolov, 1963. 2 – Caractère du contact des calcaires avec biogermes archéociatiques. Cambrien inférieur, série très colorée. Sibérie Orientale, riv. Léna. D'après I. G. Jouravleva et K. K. Zélénov, 1955. 3 –Contact des calcaires massifs (en noir) et des marnes spiculaires (partie rachée). Permien inférieur, étage artinskien. Oural, riv. Oufa. D'après V. P. Maslov, 1950. 4 – Contact du massif thallophyto-stromatolithe avec les dolomies finement stratifiées. Ordovicien inférieur. Sibérie Orientale, riv. Léna.

Tableau 9. 1 – Ripple-marks symmétriques sur la surface de stratification des calcaires détrito-ordanogènes. Dévonien supérieur, couches de Pskov. Région de Léningrad. 2 – Crête de ripple – marks (détail), constituée de détritus de tiges et de Crinoïdes. Dévonien supérieur, couches de Tchoudovo. Région de Novgorod. D'après R. F. Hecker, 1957. 3, 4 – Très grands ripple-marks du remous dans le calcaire. Carboni- férien USA, aux environs de Spittel. D'après K. A. Shieles, 1963 5 – Ripple-marks symmétriques du remous sur le plan de stratification de la marne rouge. Cambrien supérieur, série de Toukolanda. Sibérie Orientale, riv. Koulumbé.

Tableau 10. 1 – Ripple-marks presque symmétriques sur la surface de stratification de la dolomie sablonneuse. Ordovicien inférieur, série d'Oustkout. Sibérie, fl. Léna. 2 – Profil des ripple-marks représentés **à** la fig. 1. 3 – Stratification oblique dans une dolomie cristallo-grenue, avec mélange de matériel sablonneux quartzeux. Ordovicien inférieur, série d'Oustkout. Sibérie, fl. Léna. 4 – Petits ripple-marks symmétriques sur la surface de la marne. Jura supérieur, Kiméridgien. Caucase du Nord, Balkarie.

Tableau 11. 1 – Ripple-marks asymmétriques sur le plan de stratification supérieur de la dolomie. Cambrien inférieur. Sibérie Orientale, rïv. Bélaïa. 2 – Ripple-marks symmétriques croisés sur les surfaces supérieurs de stratification de la dolomie. Ordovicien inférieur. Sibérie Orientale, riv. Olének.

Tableau 12. 1 – Ripple-marks sur la surface du conglomérat gravé- lithe calcaire. Les ripple-marks sont formés par l'eau déplaçant le matériel quartzeux aleurolite. Ordovicien. USA, crête de Stransbury. D'après I. C. Osmond, 1963. 2 – Conglomérat-gravelithe calcaire avec les ripple-

marks représentés à la fig. 1. 3, 4, 5 – Coupe verticale de la couche avec les ripple-marks représentés à la fig. 1.

Tableau 13. 1 – Fentes de dessication actuelles sur la surface de la vase carbonatée. Bas-fonds sur le littoral de la Floride. D'après R. N. Ginsburg, 1957. 2 – Fentes de dessiccation sur la surface du calcaire argileux. Cambrien supérieur. Sibérie, district de Norilsk. 3 – Fentes de dessiccation sur la surface supérieure de la dolomie. Dévonien, frasnien. RSS de Lettonie.

Tableau 14. 1 – Polygones formés par les fentes de dessïccation sur la surface du calcaire. Dévonien supérieur, série de Tourguénev. Région d'Orel. 2 – Contre-empreinte des fentes de dessiccation sur la surface du calcaire. Cambrien supérieur. Sibérie, riv. Nijniaïa Toungouska.

Tableau 15. 1 – Microfente de dessiccati'on dans le calcaire pélito- morphe. Dans la partie inférieure – calcite à gros cristaux; dans la partie supérieure – calcaire sus-jacent. Eocrétacé. Kopet-Dag. 2 – Contre- empreinte de fentes incomplètes de dessiccation sur la surface du calcaire. Cambrien supérieur, série de Verkholensk. Sibérie, région d'Irkoutsk. 3 – Fentes sur la surface du calcaire pélitomorphe comblées d'oolithes. (roche de couverture – calcaire oolithique). Sarmatien supérieur, horizon de Kherson. Région de Nikolaev, riv. Ingouletz.

Tableau 16. 1 – Section hexagonale en forme de colonne dans les fentes de dessiccati'on des calcaires argileux. Cambrien moyen. Sibérie, riv. Olének. D'après L. D. Mirochnikov, 1961. 2 – Bloc de calcaire avec section polygonale en forme de colonne se développant dans les fentes de dessiccation. Silurien. Canada, province de Québec. D'après E. M. Kindle, 1914. 3 – Schéma de la formation d'une section hexagonale en forme de colonne. 4 – Empreintes de gouttes de pluie sur la surface de la dolomie. Précambrien supérieur. Montée d'Anabar, riv. Kotouïkan.

Tableau 17. 1 – Empreintes de formes squélettiques des cristaux du sel gemme (?) sur la surface de la dolomie calcaire microclastique. Dévonien moyen, givétien, série d'Askiz. Région de Krasnoïarsk, riv. Kour- louga. 2 – Empreintes de formes squélettiques des cristaux du sel gemme sur la surface de la dolomie. Dévonien supérieur, couches de Kissélevo- Nikolsk. Riv. Oka. 3 – Marques d'intrusion (?) sur la surface de la marne. Cambrien supérieur. Partie orientale de la plate-forme Sibérienne.

Tableau 18. 1–3 – Fucoïdes rameux type de Chondrites sur la surface des couches de roches carbonatées. 4 – Excréments de vers sur la surface du calcaire argileux. Cambrien supérieur, étage de Frankon. Sibérie, district de Norilsk. D'après L. D. Mirochnikov, 1960. 5 – Bourrelets sur la surface du calcaire sablonneux formés par les vers. Cambrien supérieur. Sibérie, fl. Léna.

Tableau 19. 1–Traces de l'activité vitale des vers sur la surface du calcaire sablonneux. Silurien. Sibérie Orientale, riv. Viliouï. 2 – Bourrelets formés par les vers(?), disposés en forme de «rosettes» sur la surface d'une plaque de la dolomie argileuse. Dévonien supérieur, couches de Pskov. Riv. Dvina occidentale. 3 – Bourrelets formés par les vers sur la surface de stratification du calcaire. Cambrien inférieur, série de l'Angara. Sibérie Orientale, riv. Khaïta.

Tableau 20. Contre-empreinte des traces de rampement d'un animal non identifié. Surface inférieure de la dolomie. Ordovicien inférieure, série d'Oustkout. RSSA de Iakoutie, riv. Olének.

Tableau 21. 1 – Traces, du mouvement des trilobites sur la surface du calcaire argileux. Cambrien supérieur. Sibérie, district de Norilsk. D'après L. D. Mirochnikov et A. G. Kravtzov, 1960. 2 – Traces du dépla-

cement des trilobites sur la surface de la marne. 3 – Représentation schématique des traces formées par les trilobites. D'après A. Seilacher, 1955.

Tableau 22. 1 – Bourrelets de différents diamètres (Caulerpites pen- natus) sur la surface inférieure de la couche du calcaire. Dévonien supérieur, couches de Tchoudovo. Régfon de Léningrad. 2 – Empreinte d'une méduse quadriradiale sur la surface du calcaire argileux. Cambrien supérieur, étage de Frankon. Sibérie, district de Norilsk. 3 – Moule d'une méduse pentaradiale sur la surface du calcaire argileux. Cambrien supérieur, étage de Frankon. Sibérie, district de Norilsk. 4 – Contre- empreinte des fraces des tridactyles sur la surface du calcaire. D'après R. Ambroggi et A. F. de Lapparent, 1954.

Tableau 23. 1 – Association des contre-empreintes de current- marks et de glyptomorphoses de cristaux de sel gemme sur le plan de la dolomie. Cambrien supérieur. Sibérie, region d'Irkoutsk. 2 – Combinaison de ripple-marks et de cristaux de sel gemme sur la surface de la dolomie. Silurien supérieur, étage de Ludlov. Sibérie, riv. Moïéro.

Tableau 24. 1 –Combinaison de ripple-marks et de glyptomorphoses de cristaux de sel gemme sur la surface de la roche carbonatée. Cambrien. Sibérie, bassin de la riv. Morkoka et de la riv. Vilouï. 2 – Moules de fentes de dessiccation incomplètes superposés sur des moules de ripple-marks. Plan de stratification du calcaire argileux. Cambrien supérieur, assise rougeâtre. Sibérie. Orientale, riv. Morkoka.

Tableau 25. 1 – Ripple-marks et traces de l'activité vitale de limni- vores sur la surface du calcaire argileux. Silurien inférieur, parties supérieures de l'étage de Llandovery. Sibérie, district de Norilsk. 2 – Plaque de marne avec les formations problématiques. Craies supérieures, etage de santon. Région de Krasnodar, ville de Novorossiisk.

Tableau 26. 1 – Stratification horizontale dans les dépôts actuels du fond de la mer Noire. D'après A. D. Arkhanguelsky et N. M. Strakhov, 1938. 2 – Stratification horizontale. Précambrien supérieur, série de Cartotchka (lénok). Sibérie, riv. Soukhaïa Toungouska. 3 – Stratification horizontale rythmique irrégulière. Craies supérieures, turonien, horizon de Kerket. Caucase du Nord. 4 – Stratification horizontale irrégulière dans le calcaire. Cambrien supérieur. Plate-forme Sibérienne, riv. Koulioumbé.

Tableau 27. 1 – Stratification horizontale. Calcaire oolithyque avec de menues couches contenant de nombreux galets plats de marnes et d'argiles calcaires. Pliocène moyen, série de Zaoungouzskaïa. RSS de Turkménie, région d'Achkhabad. 2 – Stratification horizontale dans le calcaire primaire à gros grains. Permien supérieur, étage de Kazan. Région de la Volga, Samarskaia Louka. 3 – Stratification horizontale irrégulière (lenticulaire à couvert). Craie blanche (à écrire). Craies supérieures, maastrichtien. Région de Stavropol.

Tableau 28. 1 – Stratification de l'anhydrite (gris foncé) et de l'ancienne dolomie diagénétique de substitution (blanc). Permien inférieur, RSSA de Tchouvachie, la Volga. D'après I. K. Pissartchik, 1950. 2 – Grossière stratification horizontale. Fortes couches d'huîtriers formés de coquilles Fatina. D'après R. F. Hecker, 1962. 3 –Mince stratification horizontale dans le calcaire plaqué. Permien inférieur. RSS d'Ukraine, district d'Artemovsk. 4 – Grossière stratification horizontale irrégulière (huîtriers avec de menues couches d'argile). Paléogène, étage de Tour- kestan. Fergana septentrionale. D'après R. F. Hecker, 1957.

Tableau 29. 1 – Texture stratifiée dans la dolomie stromatolythique silicatée. Protérozoïque moyen. RSSA de Carélie, rive du lac Pialozéro. 2– Mince stratification ondulée à pente douce dans la dolomie avec les inclusions «en forme de lignée» d'anhydrite. Permien supérieur, étage de Koungour. Région de Toula. 3 – Stratification ondulée à pente douce dans la dolomie (dolomie gris clair et dolomie gypseuse – gris foncé). Permien ancien. RSSA de Tchouvachie, la Volga.

Tableau 30. 1 – Stratification ondulée à pente douce (dolomie avec la substance organique). Cambrien moyen, série de Litvintsev. Sibérie region d'Irkoutsk. 2 – Stratification lenticularo-ondulée dans le calcaire. Précambrien supérieur, série de Cartotchka. Sibérie, couche de terre de l'Enisséï.

Tableau 31. 1 – Stratification lenticularo-ondulée dans le calcaire. De minces couches argileuses carbonatées – du calcaire. Ordovicien inférieur. Région de Krasnoïarsk, riv. Khantaïka. 2 – Stratification ondulée dans les calcaires conchyliodétritiques. Pliocène, étage de Pont. Région d'Odessa. 3 – Stratification ondulée oblique de la zone des courants littoraux dans les dolomies. Permien inférieur, étage d'Artinsk. Oural du Sud, riv. Sakmara. D'après I. V. Khvorova, 1956. 4 – Stratification ondulée oblique dans le calcaire. Précambrien supérieur, série de Dachkine. Région de Krasnoiarsk.

Tableau 32. 1 – Stratification oblique à sens unique (type de courants?) dans le conglomérat calcaire. Sarmatien supérieur, horizon de Kherson Région de Zaporojié. 2 – Calcaire oolithique à stratification oblique alternant avec des couches de grés contenant des oolithes disséminés. Pliocène moyen, série de Zaoungouzsk. RSS de Turkménie, région d'Achkhabad. 3 – Stratification oblique et stylolithes dans les calcaires du Cambrien supérieur. Sibérie, riv. Tioung. D'après G. I. Bouchinsky, 1961. 4 – Calcaire détritique à stratification oblique (versant du récif et du banc) recouvert avec discordance de calcaire détrito-organogénique. Carbonifériен moyen. Envi rons de Moscou. D'après M. S. Chvétzov, 1958_1

Tableau 33. 1 – Stratification oblique dans le calcaire. Zone des courants littoraux. Précambrien supérieur, suite de Cartotchka. Sibérie, couche de terre de l'Enisséï. 2 – Stratification oblique dans le calcaire détrito-oolithique. Viséen inférieur, horizon de Podiakov. Sibérie Occidentale, bassin de Kouznetz. D'après E. D. Rosanova, 1963. 3 – Stratification oblique type d'éolithe dans les roches carbonatées actuelles. Littoral- des Bermudes. D'après A. Agassiz, 1894.

Tableau 34. 1 – Structure originaire de glissement sous-marin dans l'assise d'interstratification des marnes et des calcaires de la série de Kolumbé du cambrien supérieur. Plate-forme Sibérienne, riv. Kolumbé.

2 – Structure originaire de glissement sous-marin dans le calcaire argileux. Ordovicien inférieur. Région de Krasnoïarsk, riv. Khantaïka.

Tableau 35. 1 – Refoulement interstratifié originaire de glissement sous-marin dans le calcaire. Cambrien supérieur, série de Kolumbé. Sibérie, district de Igarsko-Norilsk. 2 – Couches courbées d'une manière fantasque dans le calcaire, formées en résultat de glissement sous-marin des dépôts. Ordovicien inférieur. Région de Krasnoïarsk, riv. Khantaïka.

2 – Petits plissements dans la roche carbonatée formés comme résultat d'un refoulement interstratifié lors du glissement des dépôts. Permien inférieur, étage d'Artinsk. RSS de Kazakhstan, région d'Aktioubinsk. D'après I. V. Khvorova, 1957.

Tableau 36. 1, 2 – Vue générale de calcaires froissés du turonien. Allemagne, Westphal. D'après E. Voight, 1962. 3–Corps lenticularo- facoide (froissement des calcaires lors d'un glissement sous-marin des

dépôts). Turonien. Allemagne, Westphal. D'après E. Voight, 1962. 4 – Assise composée des corps isolés de calcaire (blanc) et d'argile rouge les encaissant (froissement de l'assise au cours du glissement sous-marin). Eocrétacé. Fergana.

Tableau 37. 1–Texture du boudinage sédimentaire du calcaire pélitomorphe. Sarmatien supérieur, horizon de Kherson. Région de Dniép- ropétrovsk. 2 – Calcaire à stratification ondulée «nébuleuse» (froissement durant le boudinage sédimentaire). Dévonien supérieur – Carbonifériен inférieur. Kazakhstan Central. 3 – Calcaire stratifié ondulé. Silurien supérieur. Oural polaire, riv. Lek. 4 – Boudinage tectonique dans le même calcaire (texture noueuse).

Tableau 38. 1 – Dykes clastiques formés du matériel injecté dans les assises superposées de l'assise sous-jacente. D'après R. Schrock, 1950.

2 – Dyke calcaire neptunique dans les grès rougeâtres. Eocrétacé, albien,. parties inférieures de la série d'Alamychik. Fergana, riv. Karakouldja.

3 – Dyke calcaire neptunique dans les conglomérats de la sous-série de Nijnénitchkéssaï. Craies supérieures, étage sénon-danois. Fergana, riv. Naryn. 4 – Dyke neptunique cunéiforme. Sédiments crayeux. Fergana septentrionale. D'après L. B. Roukhine, 1959.

Tableau 39. 1 – Structure en pilier (cône dans cône), dans la marne. Oligocène. RSS de Géogrie, Kakhétie méridionale. 2 – Structure en pilier (cône dans cône) dans la concrétion sidéritique lenticulaire. Carbonifériен supérieur, série de Dolinsk. RSS de Kazakhstan. 3 – Vue générale de l'affleurement de la marne dans laquelle est développée la structure en pilier (cône dans cône). Jurassique, série verte. RSS de Kirguizie.

Tableau 40. 1, 2 – Structure en pilier complexe, cône dans cône, dans les calcaires. Barrême supérieur, série d'Afipse. Région de Krasnodar, riv. Touchapé. 3 – Structure en pilier (cône dans cône) dans le calcaire argileux dolomité. Silurien. Région de Krasnoïarsk, riv. Khantaïka.

Tableau 41. 1 – Structure en pilier (cône dans cône) dans l'argil- lite calcaire. Carbonifériен inférieur, étage de Tournay. RSS de Kazakhstan, district de Karaganda. 2 – Structure en pilier (cône dans cône) dans la roche argilo-carbonatée. Carbonifériен inférieur. Bassin houiller du Donetz.

Tableau 42. 1 – Structure en pilier (cône–in–cône) dans la concrétion de la dolomie ferrugineuse (elle se développe le long du clivage des trapézoèdres de dolomie). Eocrétacé, aptien. Kopet-Dag. 2 – Structure en pilier originale (cône–in–cône) dans le calcaire. Jurassique supérieur, sous-étage de Kiméridgien inf. Bassin houiller du Donetz. D'après N. E. Kansky, 1956. 3, 4 – Même échantillon vu sous microscope. 5 – Structure en pilier (cône dans cône) dans la roche carbonatée. Précambrien supérieur – Cambrien supérieur, série d'Ouchitsa. RSS d'Ukraine, Podolie.

Tableau 43. 1 – Structure en pilier (cône dans cône) dans la marne, jurassique inférieur (lias), série tigrovaya. Région du Kazakhstan oriental. D'après V. P. Nékhorochev, 1941. 2 – Structure en pilier (cône dans cône) sur la surface de la concrétion de sidérite. Bat–Barrême, série d'Afipse. Caucase septentrional, riv. Oubine.

Tableau 44. 1–Joints microstylolithiques dans la dolomie. Le noir – substance argilo-carbonique. Cambrien inférieur, série d'Oussolsk. Sibérie orientale, région d'Irkoutsk. 2 – Joint microstylolithique dans la dolomie. Précambrien supérieur, série de Billiakh. Région de Krasnoïarsk, riv. Kotouïkan. 3, 4 – Joints microstylolithique ramifiés dans les 684 calcaires dolomitisées. A la fig. 4 – entre les joints: dolomie finement grenue. Cambrien inférieur, série de Kétéminsk. Sibérie, fl. Léna. D'après N. A. Arkhanguelskaïa et autres, 1960.

Tableau 45. 1 – Surfice stylolithique dentélée dans le calcaire. Vue d'en haut. Craies supérieures, étage turonien. Ville de Kislovodsk. D'après G. I. Bouchinsky, 1961. 2 – Joints stylolithiques entre les cauli- -cules de coraux. Jurassique supérieur. Crimée. D'après G. I.

Bouchinsky, 1961. 3 – Joints stylolithiques entrecroisés, parfois se ramifiant. Craies supérieures, étage turonien. RSSA d'Abkhazie, ville de Soukhoumi. D'après G. I. Bouchinsky, 1961.

Tableau 46. 1–Joint microstylolithique dans le calcaire finement grenu avec ons de rhomboèdres néoformés de la dolomie le long du joint. Protérozoïque supérieur, série de Tchentchine. Sibérie Orientale, riv. Tchaïa. 2 – Joints microstylolithiques dans le calcaire recristallisé. Cambrien inférieur. Sibérie, fl. Léna. 3 – Dolomitisation dans le calcaire adaptée aux joints microstylolithiques. Cambrien inférieur, série de Kétéminsk. Sibérie, fl. Léna. D'après N. A. Arkhanguelskaïa et autres, 1960. 4 –Joint stylolithique dans la dolomie à gros grains. Jurassique supérieur. Caucase septentrional, région entre les riv. Kouban et Bélaïa. Dessin de I. V. Bezborodova, 1961.

Tableau 47. 1 – Nombreux joints microstylolithiques dans la dolomie finement grenue. Le noir – substance argilo-carbonique. Cambrien ancien, série motskaya. Sibérie Orientale, région d'Irkoutsk. 2 – Joints stylolithiques dans le calcaire. Eocrétacé, série supérieure de Cotériv. Kopet-Dag central. 3 –Joints stylolithiques dans le calcaire argileux aphanitique. Carbonifère moyen. Bassin houiller du Donetz.

Tableau 48. 1 – Gros stylolithes en forme de colonne dans le calcaire. Silurien. Pridnestrovié, Podolie. 2 – Gros stylolithes en forme de colonne et de menus stylolithes dans le calcaire. Ordovicien inférieur. Sibérie, riv. Olének. 3 – Surfaces parastylolithiques. Craies supérieures, campanien – santonien. Caucase septentrional, ville de Kislovodsk. D'après G. I. Téodorovitch, 1963.

Tableau 49. 1, 2 – Joints stylolithiques dans les dolomies calcaires stromatolithiques. Protérozoïque inférieur. Transbaïkalie orientale, riv. Boutoun.

Tableau 50. 1–Joint stylolithique dans le calcaire stromatolithique. Protérozoïque. Sibérie, district de Ioudomo-Maïsk. D'après K. K. Zélé- nov, 1955_1. 2 – Joint stylolithique au contact de deux oolithes dans le calcaire oolithique. Triasique, Buntsandstein. Allemagne du Nord. D'après H. Usdowski, 1962. 3 – Joints stylolithiques au contact des galets dans le conglomérat calcaire. Jurassique supérieur. RSS d'Armenie.

Tableau 51. 1–Joints stylolithiques dans le calcaire oolithique. Cambrien. Sibérie Orientale. 2 – Joints stylolithiques des deux côtés de la coquille Gastéropodes dans le calcaire. Jurassique supérieur. Crimée. D'après G. I. Bouchinsky, 1961. 3 – Nombreux joints stylolithiques dans la brèche carbonatée. Craies. Extrême Orient, crête de Kodak. 4 – Surface polie de l'échantillon 3.

Tableau 52. 1 – Brèche carbonatée karstique avec des cavernes. Permien supérieur. Samarskaia Louka. 2 – Dolomie «ovulaire» caverneuse. Dévonien supérieur, série de Tourguénev. Krivoï Rog.

Tavleau 53. 1–Calcaire oolithique caverneuse. Sarmatien supérieur, horizon de Kherson. Région de Dnépropétrovsk. 2 – Dolomie cristallo- phyllienne caverneuse. Précambrien. Carélie. 3 – Dolomie à petites caver -

nés pélécipode. Dévonien supérieur, assise de Kissélevo-Nikolsk. Région de Dniepropétrovsk. 4 – Calcaire «troué» en forme de brèche. Permien. Oural, riv. Aï.

Tableau 54. 1 – Dolomie avec vides sur place des cristaux de la calcite lessivés et émiettés (pseudomorphose sur sel gemme). Cambrien inférieur, série de l'Angara. Région d'Irkoutsk. 2 – Traces de lessivage des cristaux de gypse dans la dolomie. Cambrien inférieur, horizon de la Kéniada. Sibérie, riv. Kéniada. 3 – Vides dans la dolomie, formés en résultat du lessivage des cristaux de sel gemme. Cambrien supérieur, série de Verkholensk. Sibérie. 4 – Pores dans le calcaire, formés en résultat du lessivage des oolithes. Eocène, étage d'Alaï. Fergana erientale.

Tableau 55. 1, 2 –Calcaires très karstiques avec sillons de glissement (slicolithes) : traces du glissement et de l'écroulement de grands blocs de calcaire dans les cavernes karstiques. Carbonifère. Chine, province de Iounnan. 3 – Saillies en forme d'épines dans la niche sur la surface inférieure de la couche de calcaire oolithique karstique. Etage de Pont. Fl. Dniéper.

Tableau 56. 1 – Stalactites calcaires en forme de barbures le long des fentes. Crimée. 2 – Stalactites et stalagmites calcaires dans la salle principale de la caverne de Néouïmine. Crimée.

Tableau 57. 1 – Stalagmites calcaires en forme de tourelles. Crimée.

2 – Stalactite calcite actuel. Caucase septentrional. 3 – Coupe transversale d'un stalactite calcite avec texture concentrique et structure radiale. Crimée. 4 – «Fleurs», formées des cristaux d'aragonite dans la fente. Crimée.

Tableau 58. 1–Différents stades de la formation des stalactites carbonatés actuels sous un pont à Léningrad. D'après A. N. Tchoura- kov, 1911. 2, 3 – Différents types de sphérolithes et de croûtes carbonatés, formés sous un pont à Léningrad. D'après A. N. Tchourakov, 1911. 4 – Surface irrégulière, profondément karstée, de la craie blanche. Spécimen de karst fossile. Craies supérieures. District de la ville de Belgorod. D'après A. A. Doubiansky, 1937.

Tableau 59. 1, 2 – Corrosion dans le conglomérat alluvial carbo- naté. Sédiments quaternaires. Est de la France. D'après I. Avias, 1956. – Série de surfaces de corrosion dans le calcaire (coupe). Ordovicien. Région de Léningrad. 4 – Cavité de karst sous-marin (corrosion) dans le calcaire, remplie de la matière provenant de la couche sus-jacente de calcaire. Ordovicien. Amérique du Nord, Minnesota. D'après W. Pro- kopovitch, 1955. 5 – Nombreuses traces de la corrosion et traces de l'activité des organismes foreux dans le calcaire. Ordovidien. RSS d'Estonie. D'après K. Orviku, 1940.

Tableau 60. 1 – Surfaces de la corrosion avec les traces de l'activité des animaux s'enfouissant dans le calcaire. Ordovicien. RSS d'Estonie. D'après K. Orviku, 1940. 2 – Cavités de corrosion (carst sous-marin et littoral) sur la surface des roches carbonatées récifales. Littoral actuel de l'atoll Bikini. D'après R. Revelle et K. Emery, 1957. 3 – Dislocations dans les dolomies stratifiées causées par les effondrements karstiques. Dévonien, couches d'Istrak. RSS de Lettonie. D'après V. Narboutass, 1960.

Tableau 61. 1 – Cavités dues au passage des gaz (H_2S, CO_2) dans les calcaires bitumineux pyrités noirs. Dévonien moyen. Belgique D'après P. E. Cloud, 1960. 2 – Même échantillon que 1. 3 – Marne avec galeries de limnivores – «en rameaux». Santonien supérieur. Région de Koursk. D'après G. I. Bouchinsky, 1947_2. 4 – Marne avec traces de limnivores. Campanien. Bassin houiller de Donetz. D'après

G. I. Bouchinsky, 1954. 5 – Marne avec galeries de limnivores – «en chaîne». Crétacé supérieures, campanien, partie inférieure de la zone «en rameaux». Bassin houiller de Donetz. D'après G. I. Bouchinsky, 1954. 6 – Marne avec grandes et petites galeries d'animaux limnivores. Crétacé supérieures, campanien, de la zone «en rameaux». Bassin houiller de Donetz. D'après G. I. Bouchinsky, 1954. 7 – Craie blanche avec traces d'animaux limnivores. Campanien inférieur. Ville de Vorochilov- grad. D'après G. I. Bouchinsky, 1947_2.

Tableau 62. 1, 2 – Galeries des vers (?) dans le calcaire argileux finement stratifié, faits de dépôt travaillé par les vers (?). 1–plans parallèles de stratification, 2 – coupe transversale. Cambrien supérieur. Sibérie, district de Norilsk. 3 – Traces de l'activité vitale d'animaux limnivores dans le calcaire argileux. Eocrétacé. Kopet–Dag. 4–Trous formés par les vers dans le calcaire aleuritique. Dévonien supérieur, couches de Pskov. Région de Léningrad. D'après R. F. Hecker, 1957.

Tableau 63. 1 – Galerie en forme de spirale Spirophyton orviliensis nov. sp. dans le calcaire parmi les sédiments de Flysh. Craies supérieures. Caucase, crête de Kakhétie. D' après N. B. Vassoévitch, 1951. 2 – Grande galerie complexe en forme de spirale Spirophyton (Zoophicos) dans le calcaire argileux. Crétacé supérieur. Flysch. Caucase, Kakhétie. D'après N. B. Vassoévitch, 1953_1. 3, 4 – Galeries en forme de spirales Spirophyton dans le calcaire. Craies supérieur, santonien. Flysch. Caucase, district de Novorossiisk. D'après N. B. Vassoévitch, 1953_1

Tableau 64. 1 – Galeries complexes en forme de spirale Taonurus Spirophyton (?), situées sur la surface on tire – bouchon dans le calcaire argileux détritique. Carbonifériен inférieur. Rég. de Novgorod, riv. Msta. D'après R. F. Hecker, 1957. 2 – Trous des mollusques Lit- hophaga forés par ces animaux sur la galet du calcaire paléozoïque. Eocène, étage d'Alaï. Fergana du Sud-Ouest. 3 – Trou d'un invertébré fouilleur. Ordovicien. Région de Léningrad. D'après R. F. Hecker, 1960. 4 – Embouchures des petits trous Trypanites et plus grands trous d'autres organismes (vue d'en haut). Dévonien supérieur, frasnien, parties supérieures des couches de Tchoudovo. Région de Novgorod. D'après R. F. Hecker, 1960.

Tableau 65. 1–Noyau sculpté d'un trou en forme de spirale de Ophiomorpha dans les calcaires du santonien. RSS d'Ukraine, village de Bogoutine. 2 – Traces du forage dans le fragment d'une coquille. Crétacé supérieures. Sud-Ouest de la crête de Hissar, Ouzbékistan.

Tableau 66. 1–Trous de vers foreurs Trypanites et d'organismes fouilleurs dans le calcaire. Les trous sont comblés de matière calcaire avec coquille. Dévonien supérieur, frasnien, couches de Pskov. Riv. Vélikaïa, aux environs de la ville de Pskov. D'après R. F. Hecker, 1957. 2 – Trous d'animaux fouilleurs dans le calcaire. Surface de la couche est abradée. Stratification est rompue. Dévonien supérieur, frasnien, couches de Tchoudovo. Région de Novgorod. D'après R. F. Hecker, 1960.

Tableau 67. 1 –Trous de forage de mollusques Aspidopholus rugosa Brocc. dans la marne. Crétacé supérieur, turonién. RSS d'Urkaine, district de Zolotchev. 2 – Surface inférieure lisse de la couche du calcaire avec «épines» remplissant les trous d'invertébrés fouilleurs. Ordovicien. Région de Léningrad. D'après R. F. Hecker, 1960. 3 – Détritus du calcaire du fond de la Méditerranée (profondeur de 50–60 mètres), perforé d'algues foreuses actuelles. D'après L. Dan- geard et P. Fremy, 1944. 4 – Coquillage de brachiopode, perforé par les

algues foreuses. Calcaire carbonifèrien des couches de Protvinsk provenant de la région située cous Moscou. D'après M. S. Chvétzov, 1958. 5 – Traces de l'activité vitale de bactéries sous forme de petites pores dans la croûte calcaire, formée sur le littoral de la Méditerrannée. Dépôts quaternaires. D'après W. Nesteroff, 1956.

Tableau 68. 1–Calcaire variolé microstratifié. Jura, groupe de Kouba – Sénguir. Turkménie, monts du Kouba–Dag. 2 – Calcaire aragonite microstratifie. Dépôts contemporain. RSS de Géorgie, mont de Kazbek. 3 – Structure microstratifiée du calcaire stromatolithique. Sar- matien supérieur. Région de Dniepropétrovsk.

Tableau 69. 1–3 – Microstructure à stratification horizontale dans les roches dolomitiques. 1 – Anhydrito-dolomie faiblement argileuse. Cambrien inférieur, série motskaya. Sibérie Orientale, région d'Irkoutsk. 2– Dolomie pélitomorphe à grains fins, faiblement argileuse. Cambrien inférieur, série de l'Angara. Sibérie Orientale, région d'Irkoutsk. 3 – Dolomie calcique à l'ingrédient faible de matière gravéleuse quartzeuse. Jura 3, série, saïmonovskaya. RSS de Turkménie, région de Krasnovodsk. 4 – Microstructure pseudostratifiée dans la dolomie recristallisée. Dévonien supérieur, assise de Tourguénev. Région de Toula. 5 – Dolomie microstratifiée (minces couches microclastiques et à grains fins). Dévonien supérieur, famennien. Région de Kirov, Kotelnitch. 6 – Dolomie fortement argileuse, à stratification finement ondulée. Cambrien inférieur, série très colorée. RSSA de Iakoutie, district d'Aldan. D'après I. A. Kho- dak, 1961_2.

Tableau 70. 1–Dolomie microstratifiée. Dévonien moyen. Est du Kyzyl–Koum. D'après M. Egamberdyev, 1957. 2 – Dolomie à stratification oblique. Cambrien inférieur, série très colorée. RSSA de Iakoutie, région d'Aldan. D'après I. A. Khodak, 1961_2. 3 – Aleurite dolomitique à stratification oblique. Le noir – SiO_2.Cambrien inférieur, étage de Léna. Sibérie Orientale, riv. Aladjino. 4 – Microstructure stratifiée. Marne dolomitique avec matière d'aleurite. Paléocène, étage de Boukhara. Fergana Orientale. 5 – Marne (minces couches à la texture pélitomorphe et à la texture organogène détritique). Craies supérieures. Caucase du Nord–Ouest.

Tableau 71. 1–6 – Différents types de porosité dans les calcaires. 1 – entre les grains, 2 – à l'intérieur du grain, 3 – porosité secondaire (de lessivage), 4 – porosité secondaire, 5 – pores au galbe «rompu» (répercussion des sédiments par les organismes, gaz et par la dissolution); 6 – pores au galbe «rompu» dans le calcaire microclastique. Jura supérieur. Arabie Séoudite. D'après R. Powers, 1962. 7–9 – Types de pores partiellement remplies dans les calcaires. Carbonifère. Angleterre. D'après W. Hodgson, 1958.

Tableau 72. 1–Microstructure poreuse de la dolomie de minces mottes. Carbonifèrien moyen, horizon de Podolsk. Région de Tambov. D'après I. V. Khvorova, 1958. 2 – Microstructure poreuse, texture à reliquat organogène dans la dolomie de métasomatose. Dévonien supérieur, frasnien. Régions de la mer Baltique. 3 – Microstructure poreuse, texture à reliquat organogène dans la dolomie calcique. Eocène, étage d'Alaï. Fergana du Sud. 4 – Structure poreuse dans la dolomie. Dévonien supérieur, bas-fond de l'assise d'Ozerskaïa. Région d'Orel.

Tableau 73. 1, 2 – Microstructure poreuse dans la dolomie. Carbonifèrien moyen, horizon de Kachira. Plate – forme Russe. D'après I. V. Khvorova, 1958. 3, 4 – Structure poreuse dans la dolomie oolit- hique négative. Permien supérieur, étage de Koungour. RSSA de Tatarie, fl. Kama.

Tableau 74. 1, 2– Microstructure poreuse dans la dolomie gypseuse. Permien inférieur, sakmarien. Région d'Arkhangelsk. 3 – Microstructure poreuse dans la dolomie microgrenue. Dévonien supérieur, série de Salaspils. RSS de Lettonie, village de Kéméri. 4 – Microstructure poreuse dans la dolomie microgrenue. Carbonifère supérieur. Région d'Arkhangelsk. D'après I. V. Khvorova, 1958.

Tableau 75. 1–Pores en forme des fentes dans la dolomie. Cambrien inférieur, série de Platonov. Sibérie, riv. Soukhaïa Toungouska. D'après N. A. Arkhanguelskaïa et d'autres, 1960. 2 – Microstructure poreuse dans la dolomie. Dévonien supérieur. RSS de Lettonie, aux environs de Riga. 3 – Microstructure poreuse dans la dolomie. Carbonifère supérieur. Région de Moscou. D'après I. V. Khvorova, 1958. 4 – Microstructure poreuse dans la dolomie. Carbonifère moyen, horizon de Miatchkovo. Région de Volgograd. D'après I. V. Khvorova, 1958. 5 – Microstructure poreuse dans la dolomie. Dévonien supérieur. RSS de Lettonie, village de Kéméri. D'après R. G. Oulst et L. S. Savvaïtova, 1961. 6 – Microstructure poreuse dans la dolomie. Dévonien supérieur, assise de Lébédiansk. Région d'Orel.

Tableau 76. 1 – Calcaire est constitué de Parathurammina (Salpin- gothurammina) sp. Dévonien moyen, givétien. RSS de Kirghizie, Tian- chan. 2 – Calcaire des coquilles de Pseudoendotyra. Carbonifèrien supérieur. Régions du fleuve Kama. 3 – Calcaire des coquilles de Bra- dyina. Carbonifèrien moyen, étage de Bachkirie. Région de Kouïbychev. D'après I. V. Khvorova, 1958.

Tableau 77. 1–Calcaire des coquilles de Triticites. Carbonifère supérieur. Régions de ba Volga. 2 – Calcaire des coquilles de Parafusilina. Permien supérieur, série de Tchandala. Extrême Orient, Primorié du Sud. 3 – Calcaire à Schwagerina. Permien inférieur, couches à Schwagerina. Region d'Arkhangelsk. 4 – Surface polie de l'échantillon 3.

Tableau 78. 1 – Calcaire des coquilles du genre Lepidolina. Permien supérieur. Extrême Orient, Rég. Primorie le Sud. 2 – Coupe mince du calcaire à la fig. 1. 3 – Calcaire des coquilles de Fusulina. Permien inférieur, parties inférieures de la série de Chourabsaï. RSS d'Ouzbékie, riv. Koksarik. 4 – Même calcaire vu sous microscope.

Tableau 79. 1–Calcaire des coquilles de Monodiexodina. Permien supérieur. Extrême Orient, région Primorsky. 2 – Calcaire des coquilles de Monodiexodina. Permien supérieur. Extrême Orient, Primorié du Sud. 3 – Calcaire des coquilles de Misellina. Permien supérieur. Extrême Orient, Primorié du Sud.

Tableau 80. 1–Calcaire des coquilles de Globigerina. Paléogène moyen (éocène). RSS d'Arménie, région de Daralaguèze. 2 – Calcaire des coquilles de Globigerina. Eocrétacé, albien. Daghestan, riv. Bur- guéné-ozen. 3 – Calcaire des coquilles de Globotruncana. Craies supérieures, campanien. Caucase du Sud–Est. 4 – Calcaire des coquilles de Discocyclina. Paléogène. RSS d'Arménie, région de Daralaguèze. 5 – Calcaire des coquilles d'Orbitolina. Barrémien inférieur. RSS de Turkménie, Ouest du Copet-Dag.

Tableau 81. 1–Calcaire des coquilles de Nummulites. Eocène moyen. Région de la mer d'Aral. 2 – Calcaire des coquilles de Nummulites. Eocène moyen. Crimée. 3 – Calcaire rouge pélitomorphe avec squélettes siliceuses des Radiolaires. Jura supérieur. Alpes de Bavière. D'après H. Hagn, 1955.

Tableau 82. Calcaire à Archaeocyathidae. Cambrien inférieur, assise de sanachtykgol. RSSA de Touva, riv. Chivélik – Khem.

Tableau 83. 1 – Calcaire coralligène. Silurien inférieur, série de Kotchoumdek. Sibérie, riv. Podkamennaïa Toungouska. D'apres E. A. Ivanova, E. D. Sochkina et d'autres, 1955. 2 – Section des Hexacoralla contemporains (leur squélette est constituée des sphérolites carbonatées). Récif corallien contemporain aux environs de l'Australie, D'après W. Bryan et D. Hill, 1941. 3, 4 – Calcaire coralligène. Dévonien supérieur, série de Siratchoï. Timan, riv. Oukhta.

Tableau 84. 1 – Calcaire à coquilles litifié (des coquilles de Pelecy- poda) du côté de l'Est de la langue de terre de Bakalskaïa. Dépôts contemporains. La Caspienne. D'après E. I. Névessky, 1949. 2 – Surface polie de l'échantillon I. 3 –Banc de huîtres. Paléogène, sous-étage de Verkhnéssyzransky. Région de Volgograd.

Tableau 85. 1 – Calcaire des coquilles de Pecten meridionalis. Craies supérieures. Crimée. 2 – Calcaire des coquilles de Cardita. Néogène, pontien. Caucase, région d'Anapa. 3 – Calcaire des coquilles de Modiola. Néogène, sarmatien. RSS d'Ukraine, fl. Dniester.

Tableau 86. 1 – Calcaire des coquilles de Cerithium. Néogène, sarmatien. RSS d'Ukraine, fl. Dniester. 2 – Calcaire des coquilles de Gastropoda. Eocrétacé. Touarkyr. 3 – Calcaire des coquilles de Tentacu- lites. Silurien, horizon d'Okhéssaara. RSS d'Estonie, île de Saaréma. 4 – Calcaire de petites coquilles de Tentaculites. Dévonien supérieur, couches de Svinordskié. Région de Novgorod.

Tableau 87. 1 – Calcaire des coquilles de Harpoceras. Jura inférieur. Plateforme Russe. 2 – calcaire des coquilles de Goniatites. Carboni- férien. Asie Centrale. 3 – Calcaire avec Endoceras. Ordovicien inférieur, horizon de Koundas. RSS d'Estonie, district de Kharius.

Tableau 88. 1 – Calcaire de Serpula. Eocrétacé, hauterivien.

Régions de la Volga. 2 – Calcaire des petits tubes de Serpula gregalis Eichw. Miocène, tortonien. RSS d'Ukraine, district de Pomorian. 3 – Calcaire des coquilles de Anatrypa Theckeri Nal. Dévonien supérieur, couches de Tchoudovo. RSS de Lettonie, district de Viréchi. 4 – Calcaire des coquilles de Eocoelia hemisphaerica (Sow.). Silurien, llandovery. Sibérie, riv. Moïéro. 5 – Calcaire des coquilles de Camarotoechia, Cyrtospirifer, Mucrospirifer, Schisophoria. Dévonien supérieur, couches de Tchoudovo. Région de Léningrad.

Tableau 89. 1 – Calcaire des coquilles de Hyolites. Cambrien inférieur. Sibérie Orientale, riv. Kotouïkan. 2 – Calcaire des coquilles de Eridoconcha. Dévonien supérieur, assise de Lébédiansk. Région de Riazan. 3 – Calcaire des coquilles de Ostracoda. Dévonien moyen, sous étage de givétien inférieur. Aux environs de la ville de Gorki. D'après M. F. Filippova, 1958.

Tableau 90. 1– Calcaire détritique. Les détritus des coquilles de Pélécipodes prédominent dans la roche. Eocrétacé, aptien. Copet-Dag.

2 – Calcaire microdétritique. Craies supérieures, turonien inférieur. RSS de Turkménie. Ouest du Copet-Dag D'après A. A. Likhatcheva, 1961.

3 – Calcaire détritique. Dévonien supérieur, horizon de Roudkinsky. Régions Centrales de la Volga. D'après M. F. Filippova, 1958.

Tableau 91. 1 – 4 – Calcaire détritique. 1 – Carbonifère moyen, horizon de Kachira. Région de Kouïbychev. D'après I. V. Khvorova, 1958. 2 – Carbonifère moyen, horizon de Miatchkova. Régions Centrales de la Volga. 3 – Dévonien supérieur. Région de Novgorod. 4 – Calcaire détritique (détritus des coquilles de Pelecypoda). Trias supérieur, carnien. Extrême Orient, Région de Primorié.

Tableau 92. 1–3 – Calcaire détritique. 1 – Eocrétacé, albien. Turkménie méridionale. 2, 3 – Eocène, étage de Tourkestan. Fergana du Nord.

Tableau 93. 1–3 – Calcaire détritique. Eocrétacé. Copet-Dag. 4 – Calcaire oxydé de fer. Il est constitué des débris des colonies de Girva- nella. Dévonien. Copet – Dag.

Tableau 94. 1 – Calcaire détritique. Cambrien moyen. RSSA de Iakoutie, riv. Olének. 2 –Calcaire détritique constitué des carapaces de queue des Trilobites. Dévonien inférieur. Ouest de l'Oural, région de Nijné–Serguinsk.

Tableau 95. 1 – Calcaire organogène biomorphe détritique. Ordovicien moyen, horizon de Koukers. Région de Léningrad, Weimarn. 2 – Calcaire biomorphe détritique. Silurien, valentien. RSSA de Iakoutie, riv. Olének.

Tableau 96. 1 – Calcaire des coquilles de Brachiopoda et Crinoidea et de leurs détritus. Dévonien supérieur. Région de Novgorod. 2 – Calcaire organogène biomorphe détritique. Dévonien supérieur, couches d'Ilmen. Région de Novgorod, riv. Schelone.

Tableau 97. 1–3 – Calcaire détritique. 1 – Carbonifère moyen. Région de Moscou. 2 – Permien inférieur. Région de la ville d'Aktu- binsk. 3 – Ordovicien moyen, horizon de Vasalemma. RSS d'Estonie, district de Keyla. 4 – Calcaire à multiples grosses spicules des Spongiaires. Néocomien. Alpes de Bavière. D'après H. Hagn, 1955. **5** – Calcaire de spicule. Cambrien inférieur, étage de Sinsk. RSSA de Iakoutie, riv. Siniaïa. D'après K. K. Zélénov, 1955_2.

Tableau 98. 1 – Calcaire à crinoïdes. Carbonifèrien moyen. Bassin lioui1ler de Donetz. 2 – Calcaire détritique. Permien. RSS d'Arménie, district de Védi.

Tableau 99. 1 – Amas de coquilles alluvionnées et orientées parallèlement de Tentaculites glaber Trd. Dévonien supérieur, couches de Svinorodskié. Région de Novgorod. D'après R. F. Hecker, 1957. 2 – Rostres des Bélemnites mis en pièces et orientés parallèlement. Craies. 3 – Amas de coquilles alluvionnées et orientées parallèlement de Tentaculites. Dévonien supérieur, horizon de Nijnévoronejski. Région de Riazan. D'après M. F. Filippova, 1958. 4 – Amas de coquilles orientées des Gastéropodes dans le calcaire. Eocrétacé, aptien. Ouest de la Turkménie.

Tableau 100. 1–3 – Calcaire constitué de morceaux de calcaire et de détritus. 1– Dévonien supérieur, assise de Lébédiansk. Région de Toula. 2 – Silurien, horizon de Raïkul, RSS d'Estonie. Kaavé. 3 – Dévonien supérieur, assise de Khovanskaïa. Région de Toula.

Tableau 101. 1, 2 – Calcaire d'algue à Girvanella. 1 – Dévonien supérieur, frasnien, couches de Svinorodskié. Région de Pskov. D'après R. F. Hecker, 1935. 2 – Dévonien supérieur Bassin houiller de

Kouznetz. D'après T. N. Belskaïa, 1960.

Tableau 102. 1 – Calcaire d'algue à Nuia sibirica Maslov. Ordovi- eien, série d'Oust-kout. Sibérie, riv. Nuïa. 2 – Calcaire d'algues à Renalcis. Cambrien inférieur. Sibérie. 3 – Calcaire d'algues à Epiphyton. Cambrien inférieur, série très colorée; Sibérie, fl. Léna. D'après N. A. Arkhanguelskaïa et autres, 1960. 4 – Calcaire d'algues à Epiphyton pseudofluxuosum Korde. Cambrien inférieur, horizon d'Atdaban. Sibérie, fl. Léna.

Tableau 103. 1 – Algue pétrogène de Solenopora spongoides var. iychvii. Masl. Silurien inférieur. RSS d'Estonie, Alouvéré. D'après *V*. P. Maslov, 1956. 2 – Calcaire d'algue à Ungdarella. Carboniférien moyen. RSS de Kazaquie, Kyzyl – Koum. 3 – Texture de la matière de Solenopora spongoides var. iychvii. Masl. Silurien inférieur, horizon d'ïykhvi. RSS d'Estonie. Madisé. D'après V. P. Maslov, 1956. 4 – Calcaire dolomitisé à Umbella. Dévonien supérieur. Asie Centrale, Fergana du Sud. 5 – Calcaire d'algue à Sycidium melo Sandb. Dévonien supérieur, assise supérieure très colorée. Région de Léningrad. 6 – Surface polie des restes de Trochiliscus surmilovae Pojark. sp. nov. Dévonien supérieur, parties inférieures du famennien. Asie Centrale, crête de Dnestym-taou.

Tableau 104. 1 – Calcaire d'algue à Berezellideae. Carbonifère moyen. Fergana du Sud. 2 – Calcaire et Donezella. Carbonifère moyen. Donbass. D'après I. V. Khvorova, 1957. 3 – Calcaire à Lithot- hamnie. Tortonien supérieur. Podolia. D'après I. K. Koroliouk, 1952. 4 – Calcaire d'algue à Anthracoporella kasachiensis Masl.Carbonifère inférieur. Kazakhstan. D'après V. P. Maslov, 1956.

Tableau 105. 1 – Calcaire d'algue à Sycidium melo Sandb. Dévonien supérieur, frasnien. Région de Léningrad. 2 – Calcaire d'algue. Dévonien supérieur. Région de Novgorod. 3 – Surface polie de l'échantillon 2.

Tableau 106.1 – Calcairestromatolitique. Dévoniensupérieur,

famennien, partie supérieure de l'assise d'Ozerskaïa. Fl. Don. 2 – Calcaire stromatolitique dolomitisé (Collenia macrocolumnaris glebulosa). Ordovicien inférieur, série d'Oust–Kout. Sibérie, fl. Léna. 3–Section verticale de l'échantillon 1.

Tableau 107.1 – Calcairestromatolitique. Dévonien supérieur, famennien, assise de Lébédiansk. Fl. Don. 2 – Calcaire stromatolitique (Collenia columnaris). Dévonien supérieur, famennien, assise de Kis- sélevo–Nikolsk. Région de Toula. 3 – Calcaire stromatolitique. Dévonien supérieur, famennien, assise de Lébédiansk. Village de Bibikovo sur la riv. Krassivaïa Metcha.

Tableau 108.1 Calcairestromatolitique. Surface supérieure. Ordovicien supérieur, série d'Oust–Kout. Sibérie, riv. Angara. 2 – Calcaire stromatolitique. Section verticale. Ordovicien inférieur, série d'Oust–Kout. Sibérie, riv. Angara. 3 – Section horizontale de l'échantillon 2.

Tableau 109. 1 – Calcaire stromatolitique. Cambrien inférieur. Sibérie Orientale, riv. Ioudoma. D'après O. I. Nekrassova, 1962. 2 – Texture microgrumeleuse de stromatolite calcaire. Sarmatien supérieur. Région de Dniépropétrovsk. 3 – Cavité dans le calcaire stromatolitique de la texture grumeleuse remplie de coprolites, oolites, coquilles d'ostracodes et matière détritique carbonatée. Sarmatien supérieur. Région de Dniépropétrovsk. 4 – Texture de stromatolite rappelant Microdium. Sarmatien supérieur, horizon de Rostov. Région de Dnieropétrovsk. 5 – Section verticale du biogerme stromatolitique calcaire. Dévonien supérieur, assie de Tourguénev. Environs de la ville d'Orel.

Tableau 110.1 – Stromatolite ligniforme type de Malacostroma dans le calcaire («marbre de paysage»). Trias, rhétien supérieur. Angleterre du Sud. D'après D. Hamilton, 1961. 2 – Schéma de 1.

Tableau 111. 1 – Calcaire stromatolitique. Carboniférien, viséen. Belgique. D'après C. Gregoire, C. Monty, 1962. 2–4 – Microphoto au procédé électronique du même échantillon,

Tableau 112. 1 – Calcaire stromatolitique (Collenia katangica) Ordovicien, étage d'Oust-Kout. Sibérie, riv. Angara. D'après V. P. Maslov, 1937. 2, 3 – Onkolites. Sarmatien supérieur. Région de Kherson.

Tableau 113. 1–3 – Calcaire cristallophyllien et oncolites isolés. Eocrétacé, albien. Fergana du Sud.

Tableau 114. 1–3 – Calcaire aux organismes énigmatiques «sphae- res». 1 – Crétacé supérieur, santonien. Caucase du Sud-Est. D'après E. A. Daïdbékova, 1959. 2, 3 – Craies supérieures, campanien inférieur. RSS de Turkménie, Ouest du Copet-Dag. D'après A. A. Likhatcheva, 1961. 4, 5 – Morphologie complexe et constitution des Diplosphaera masto-phora (4) et Cancellus robustus (5) Paléozoïque. France. D'après Derville, 1950.

Tableau 114a – Craie.

Tableau 115. Calcaires avec les formations problématiques de la forme irrégulière différente. E. A. Réïtlinger (1959) et Z. A. Jourav- leva les rapportent à Catagraphia, en soulignant de différents types de texture. 1 – Vermiculites tortuosus Reitl. Assise d'Ioudoma, série de Tinnovskaïa. Sibérie Orientale, district de la ville de Nokhtouïsk. D'après E. A. Reïtlinger, 1959. 2 – Nubecularites punctatus Reilt. Cambrien inférieur, série de Tcharskaïa. Sibérie, riv. Olekma. D'après E. A. Reïtlinger, 1959. 3 – D'après Z. A. Jouravleva – Vermiculites antractus Z. Zhur. Rifain, série de Kholytchskaïa. – Sibérie, riv. Molbo.

Tableau 116. 1 – Calcaire avec les formations problématiques (onkolites?). Cambrien inférieur, sous-étage de Jourinsk. Sibérie, fl. Léna. D'après N. A. Arkhanguelskaïa et autres, 1960. 2 – Calcaire à Hierogliphites mirabilis Reitl. Cambrien inférieur, série d'Olekma. Sibérie, fl. Léna. D'après N. A. Arkhanguelskaïa et autres, 1960. 3 – Calcaire à formations tubulaires. Cambrien inférieur, parties supérieures de série très colorée. Sibérie, fl. Léna. 4 – Calcaire à formations problématiques. Cambrien inférieur, série de Tinnovskaïa. Sibérie, fl. Léna. D'après E. A. Reïtlinguère, 1959.

Tableau 117. Calcaire à formations problématiques. 1 – D'après E. A. Réïtlinger (1959) ce sont des Vesicularites flexuosus forma nov. Cambrien inférieur, série de Dikïmdinskaïa. Sibérie, riv. Olekma. 3 – D'après Z. A. Jouravleva – Nubecularites uniformis Z. Zhur. Rifain, série de Torgo. Sibérie, riv. Torgo. 2 – D'après E. A. Réïtlinger (1959) – Vesicularites lobatus forma nov. Assise d'Ioudoma, série de Tinnovskaïa. Sibérie, district de la ville de Nokhtouïsk. 4 – D'après Z. A. Jouravleva – Nubecularites catagraphus Reitl. Cambrien inférieur, série d'Elgiansk. Sibérie, riv. Torgo.

Tableau 118. 1–3 – Calcaire â coprolithes, 1–Jura supérieur, oxfor- dien. RSS d'Ukraine, région de Lvov. 2 – Craies, hauterivien. RSS de Turkménie, Copet-Dag Central. 3 – Eocène moyen, étage d'Altaï. Dépression de Tadjikia. D'après O. I. Zélénova, 1961.

Tableau 119. 1–3 – Calcaires â coprolithes. 1 – Eocène, étage de Souzak. Fergana du Nord. 2 – Paléozoïque. Asie Centrale. 3 – Paléogène, étage de Boukhara. Asie Centrale, riv. Vakhch.

Tableau 120. 1 – Calcaire de minces mottes. Jura, oxfordien. 2 – Calcaire pseudoolitique (de boules). Oligocène supérieur, série très colorée. RSS d' Arménie. 3 – Calcaire grumeleux dolomitisé. Jura supérieur, série de Kouba-Senguirsk. Monts du Kouba-Dag. 4 – Calcaire de grumeau et de motte. Précambrien supérieur. Sibérie Orientale, riv. Toungouska.

Tableau 121. 1 – Calcaire de grosses mottes. Cambrien moyen. Sibérie Orientale, riv. Khantaïka. 2 – Calcaire d'ooïde et de motte. Cambrien moyen. Sibérie Orientale, riv. Khantaïka. 3 – Calcaire de motte. Cambrien moyen. Sibérie Orientale, riv. Khantaïka.

Tableau 122. 1 –Calcaire de grumeau. Trias–Jura. Région de Khabarovsk. 2 – Calcaire de motte. Trias – Jura. Région de Khabarovsk. 3 – Calcaire sphérolito-oolithique. Enveloppes extérieures des sphéroli- tes sont concassées aux microgrumeaux. Protérozoïque, série de Patomskaïa, suite de Tchentchine. Sibérie Orientale, riv. Tchouïa.

Tableau 123. 1 – Calcaire pseudoolitique (de motte). Jura supérieur. Allemagne. D'après P. Hummel, 1960. 2 –Calcaire. On y voit la dénudation de la couche mince de calcaire (en bas). Jura supérieur. Allemagne. D'après P. Hummel, 1960. 3 – Pseudoolithe (coprolites–?) dans la loge d'habitation de la coquille des Ammonites. Néocomien. Allemagne du Nord. D'après K. Vogel, 1959. 4 – Cumulation des pseudooli- thes et des formations microanguleuses, représentées à la fig. 1 et 2. Jura supérieur. Allemagne. D'après P. Hummel, 1960. 5, 6, 7 – Stades différents de la formation des pseudoolithes (des mottes). Jura supérieur. Allemagne. D'après P. Hummel, 1960.

Tableau 124. 1 – Calcaire de motte. Des mottes sont des oolithes primaires granulés. Eocrétacé, Copet-Dag. 2 – Calcaire pseudoolithique (oolithes primaires sont sensiblement granulés). Eocrétacé. Daguestan, village de Djentougaï. 3 – Calcaire détritique pseudoolithique. Eocrétacé. Copet-Dag.

Tableau 125. 1–6 – Textures des calcaires. 1–Pélitomorphe. Permien supérieur, étage de Kazan. Régions Centrales de la Volga. 2 – Microphoto au procédé électronique du calcaire pélitomorphe. Jura, portlan- dien. France. D'après M. d'Albissin, 1963. 3 – Microgrenue. Cambrien inférieur, série très colorée Sibérie, fl. Léna. D'après N. A. Arkhanguel- skaïa et autres, 1960. 4 – Microgrenue. Dévonien supérieur. Riv. Petchora, environs de Chéjime. 5 – A grains moyens. Dévonien moyen, horizon d'Ardatov. District de Volgo-Ouralsk. 6 – A gros grains. Cambrien inférieur, série d'Inikan. Sibérie Orientale, riv. Joudoma.

Tableau 126. 1–Calcaire contemporain à grosse oolithe. Daguestan, village de Bérékéï. 2 – Composition concentrique et en coquilles de la grosse oolithe de l'échantillon 1. 3 – Calcaire de grosse oolithe. Ordovicien inférieur, étage de Tchoun. Sibérie, riv. Podkamennaïa Toun- gouska. 4 – Calcaire de grosse oolithe. Permien inférieur, étage de Koun- gour. Timan.

Tableau 127. 1 – Cumulation d'oolithes dans le bas-fond de la cave de Karst. Crimée. 2, 3 – Composition concentrique et en coquille des oolithes. Crimée. 4 – Texture de divers oolithes dans le calcaire oolithi- que. Protérozoïque supérieur, série de Tchentchin. Sibérie Orientale, riv. Tchaïa. 5 – Calcaire oolithique. Protérozoïque supérieur, série de Tchentchin. Sibérie Orientale, fl. Léna.

Tableau 128. 1–Calcaire à grosse oolithe à la structure poreuse. Eocène, étage de Tourkestan. Fergana du Nord. 2 – Calcaire oolithique. Sédiments tertiaires. Tchiatoury. D'après A. G. Bétekhtine, 1958. 3 – Calcaire à grosse oolithe. Dévonien supérieur, famennien, assise de Lébé- diansk. Région de Toula.

Tableau 129. 1 – Calcaire oolithique à l'ingrédient détritique. Eocrétacé, barrémien inférieur. RSSA de Daguestan, riv. Oulloutchaï. 2 – Calcaire oolithique. Au centre – oolitho-sphérolite granulé (zones foncées). Eocrétacé, Copet-Dag. 3 – Calcaire oolithique dolomitisé. Paléozoïque. 694 RSS d'Ouzbékie. 4 – Calcaire à grosse oolithe. Carbonifère. Asie Centrale. 5 – Calcaire oolithique. Cambrien inférieur, sous-étage de Jou- rinsk. Sibérie, fl. Léna. D'après N. A. Arkhanguelskaïa, 1960.

Tableau 130. 1–3 – Formes différentes des oolithes calciques. Dépôts contemporains. Asie Centrale, mine de Chor-Sou. D'après N. S. Skiba et N. P. Iouchkine, 1961.

Tableau 131. 1 – Calcaire oolithique. Quaternaire – éolianite contemporain. Ile de Porto-Rico. D'après C. Kaye, 1959. 2 – Calcaire oolithique. Ordovicien moyen, série de

Mangazéï. Sibérie Orientale, district de Touroukhansk. 3 – Calcaire oolithique. Carbonifériens moyen. RSS de Kazakhie, Kyzyl-Koums Centraux. 4 – Grosse oolithe de calcite à glauconie (gris clair) et à rhomboèdres de la dolomie au centra. Ordovicien inférieur. Région d'Irkoutsk.

Tableau 132. 1 – Oolithes de diamètre de 0,25 à 0,5 mm; dégagées du calcaire oolithique. On y voit des fossettes de l'incrustation des oolithes l'une dans l'autre. Pliocène, série de Zaoungouz. RSS de Turkménie, Kara-Koum. 2 – Calcaire oolithique aux oolithes secondaires (dia- génétiques). Eocrétacé. RSS de Turkménie, crête de Copet-Dag. 3, 4 – Parties de la même surface polie. On y voil «injection» du détritus de la squelette des Echinodermes et des «coprolites» aux oolithes.

Tableau 133. 1 – Oolithes de calcite parfaites et imparfaites, formées dans les cavitées de la matière calcique osseuse des poissons. Dévonien. Plate-forme de Sibérie. 2 – Calcaire oolithique de la texture granulaire. Partie intérieure des grains est présentée par des oolithes. Jura. Versant de l'Est de l'Oural. D'après L. A. Oumova, 1955. 3 – Sphé- rolite déformé, formé de l'oolithe par la récristallisation sous l'influence de la pression tectonique. Cambro-ordovicien. Amérique du Nord, Maryland. D'après E. Cloos, 1947. 4 – Calcaire oolithique composé des oolithes granulées déformées intensivement (au résultat des procédés tectoniques), divisées par les joints stylolithiques. Trias–Jura. Région de Khabarovsk. 5 – Calcaire à grains détritiques non-déformés du calcaire (en haut) et déformés par des oolithes au résultat de la pression tectonique (en bas). Ordovicien. Amérique du Nord, Maryland. D'après E. Cloos, 1947.

Tableau 134. 1, 2 – Sphérolite carbonaté intensivement déformé. Ordovicien. Amérique du Nord, Maryland. D'après E. Cloos, 1947. 3 – Calcaires aux oolithes «caudifères» intensivement déformées au résultat de la pression tectonique. Ordovicien. Amérique du Nord, Maryland. D'après E. Cloos, 1947. 4 – Sphérolites dans le calcaire poussés au résultat de la cristallisation sous pression et liés le long des joints stylolitiques. Ordovicien, Amérique du Nord, Maryland. D'après E. Cloos, 1947.

Tableau 135. 1 – Calcaire oolithique à coquilles des Gastéropodes et des Foraminifères. Néogène, sarmatien. RSS d'Ukraine, fl. Dnieper. 2 – Surface polie du même échantillon. 3 – Calcaire oolithique à reliquats organiques de squelette. Jura supérieur, série de Kréménetskaïa. Bassin houiller de Donetz. 4 – Surface polie du même calcaire oolithique. 5 – Calcaire oolithique quaternaire à gravier et à menues coquilles des Pélécipodes. Crimée.

Tableau 136. 1–Calcaire oolithique à détritus des Trilobites. Ordovicien inférieur, étage de Tchounsky. Sibérie, riv. Podkamennaïa Toun- gouska. 2 – Calcaire oolithique gréseux. Eocrétacé, barrémien supérieur. Caucase du Nord. 3 – Calcaire psammitique–organogène–oolithique. Eocrétacé, barrémien inférieur. Daguéstan, riv. Andiïskoïé Koïssou.

Tableau 137. 1–Calcaire sphérolithique. Eocrétacé (albien inférieur-moyen). Caucase du Sud-Est. D'après E. A. Daïdbékova, 1959. 2 – Calcaire sphérolitique, forment argileux. Dévonien supérieur, couches de Serguéevsko-Chougourovskïé. RSSA de Tatarie, district de la ville de Nourlat. 3 – Partie de la même surface polie – groupe de sphérolites. 4 – Calcaire sphérolitique aux enclaves de la pyrite. Craies supérieures, touronien. Sibérie Occidentale, village de Novy Vas- siougan.

Tableau 138. 1 – Détritus de l'incrustation de calcite. Carbonifère supérieur. Samarskaia Louka. D'après M. E. Noïnsky, 1913. 2 – Calcaire aux endroits sphérolitiques à l'incrustation de calcite. Cambrien. Sibérie Orientale, riv. Kouréïka. 3 – Calcaire d'incrustation à squelette biomor- phe de Bryozoaire. Carbonifférien supérieur. RSSA de Bachkirie. D'après G. I. Téodorovitch, 1950. 4 – Petite croûte de la calcite «de perche» sur le calcaire. Ordovicien. RSS d'Estonie. D'après K.Orviku, 1940.

Tableau 139. 1–Calcaire d'incrustation à squelette détritique bio- morphe organogène et à quartiers plus anciens du calcaire dolomiteux microgranulaire. Carbonifére supérieur. RSSA de Bachkirie. D'après G. I. Téodorovitch, 1950. 2 – Calcaire d'incrustation à squelette biomor- phe de Bryozoaire. Carbonifférien supérieur. RSSA de Bachkirie. D'après G. I. Téodorovitch, 1950. 3 – Gravier calcaire avec les. incrustations recouvrant les grains du gravier. Jura, étage de Bat – callovay. RSSA de Iakoutie. D'après V. Z. Blistakovsky et I. A. Léïne, 1962.

Tableau 140. 1, 2 – Incrustation de calcite dans le calcaire microgranulé. Cambrien moyen, étage de Maïa. Sibérie Srientale, riv. Markha. 3 – Calcaire dolomitisé détritique de motte. Cambrien inférieur, sous-étage inférieur de la suite de Litvintzev. Sibérie Orientale, district de Kaïmonovo.

Tableu 141. 1 – Incrustation de calcite dans le calcaire microgranulé de grumeau. Cambrien moyen, étage de Maïa. Sibérie Orientale, riv. Markha. 2 – Menu détritus du calcaire pélitomorphe recouvert de petites croûtes de l'incrustation de calcite. Cambrien supérieur, série de Tchopkine. Sibérie Orientale, district de Norilsk. 3 – Détritus de l'incrustation de calcite de la texture sphérolitique dans le calcaire oolithi- que. Trias – Jura. Région de Khabarovsk.

Tableau 142. 1 – Incrustations dans les cavernes du calcaire contemporain récifalogène. Ile de Makatéa (le Pacifique). D'après E. Skeats, 1903. 2 – Calcaire corallien du récif de l'île de Niouè (le Pacifique). Incrustations de l'aragonite sur les parois des cavernes et autour de petits tubes des algues perçantes. Age tertiaire-contemporain. D'après E. Skeats, 1903. 3, 4 – Calcaire aux intraclastes (noir de 4) à l'intérieur desquels se trouve la calcite incrustant les cavernes. A leur tour, les intraclastes sont recouverts d'un groupement de cristaux de la calcite incrustant leur surface. Permien, formations de Magdaléna. Amérique du Nord, Kansas. D'après I. Harbaugh, 1961.

Tableau 143. 1– Croûte qui recouvre les parties du fond du lac de Sévan. Elle est constituée des coquilles des Gastéropodes et du matériel microdétritique cimentés de calcite. Dépôts contemporains. 2, 3 – Albâtre calcaire (travertine). Age de la roche est quaternaire. RSS d'Arménie. D'après N. N. Smirnov, 1938. 4 – Albâtre calcaire finement stratifié. Contemporain. Tchécoslovaquie, Karlovy-Vary. 5 – Croûte calcaire d'altération (caliché). Dépôts quaternaires contemporains. Mexique. D'après A. V. Sidorenko, 1958.

Tableau 144. 1 – Albâtre calcaire de l'âge quaternaire. RSS de Lettonie, district de Tsécissky. D'après I. I. Danilans, 1957. 2 – Albâtre 696

calcaire constitué des tiges incrustées de calcite des Carex. Age est quaternaire. Région de Léningrad. 3 – Albâtre calcaire finement lité. Sédiments quaternaires lacustres. Régions de la Mer Baltique.

Tableau 145. Types de calcaires continentaux (nymphéens) et leurs textures caractéristiques d'après Rutte, 1954. 1–8 – Dépôts quaternaires de l'Allemagne. 1 – Calcaire oolithique de grotte. 2 – Calcaire de grotte. (Gehângetuff) à petits tubes vides des

reliquants végétaux. 3 – Calcaire de grotte (Sinterkalk). 4–Calcaire pseudoolithique de grotte. 5 – Albâtre calcaire (travertine). 6 – Albâtre calcaire stratiforme à pores comblées de matière rouge calcaire (noir). 7 – Calcaire d'algue détritique. 8 – Calcaire d'algue lacustre. 9 – Calcaire lacustre constitué de coquilles, de détritus des colonies d'algues et de détritus du calcaire oolithique. Sédiments tertiaires de l'Allemagne.

Tableau 146. 1 – Brèche calcaire. Permien supérieur, étage de Kazan. Région d'Arkhangelsk. 2 – Brèche calcaire de l'éclatement. Carbonifère moyen, horizon de Kachira. Région de Moscou. D'après V. Khvorova, 1958. 3 – Conglo-brèche à l'intérieur de formation dans les calcaires. Protérozoïque supérieur, série de Séry Klioutch. Chaîne de montagnes d'Enisséï, riv. Kamenka.

Tableau 147. 1 – Brèche calcaire de l'origine karstique. Jura supérieur. Caucase du Nord. 2 – Brèche de calcaire. Permien. Oural du Sud.

Tableau 148. 1 – Conglomérat calcaire. Carbonifère moyen, étage de Bachkirie. Région de Moscou. D'après I. V. Khvorova, 1958. 2 –Calcaire détritique. Permien inférieur, série de Kourmaïa. Oural du Sud, région d'orenbourg. D'après I. V. Khvorova, 1961. 3 – Calcaire détritique. Permien inférieur, série de Kourmaïa. Oural du Sud, région d'orenbourg. D'après I. V. Khvorova, 1961. 4 – Conglomérat graveleux calcaire. Dévonien, jédinien. RSS Kazaquie, région de Karaganda.

Tableau 149. 1 – Calcaire à grand détritus. Jura supérieur. RSS d'Arménie. 2 – Conglomérat calcaire. Protérozoïque. Région de montagne de Baïkal. 3 – Conglomérat graveleux calcaire. Silurien supérieur, étage wenlockien. Sibérie, riv. Moïéro.

Tableau 150. 1–3 – Conglomérat calcaire. 1–Dévonien. Timan du Sud, riv. Suz-iou. 2 – Silurien supérieur, étage de Venlok. Sibérie Orientale, riv. Moïéro. 3 – Silurien supérieur, valentien. Sibérie Orientale, riv. Moïéro.

Tableau 151. 1–3 – Calcaire à grand détritus. 1 – Dévonien supérieur. Fl. Don. 2 – Jura supérieur, tithonique. Grand Caucase. 3 – Silurien supérieur, wenlockien. Sibérie Orientale, riv. Moïéro. 4 – Gravier calcaire. Carbonifériens moyen, horizon de Kachira. Environs de la ville de Soudogda. D'après I. V. Khvorova, 1958.

Tableau 152. 1–Gravier calcaire. Dévonien supérieur, frasnien. Bassin houiller de Kouznetzk. 2, 3 – Gravier calcaire sableux. 2 – RSS d'Estonie. 3 – Jura supérieur. RSS de Turkménie, région de Krasno- vodsk.

Tableau 153. 1 – Calcaire détritique. Permien inférieur, kourmaï- nien. Oural du Sud. D'après I. V. Khvorova, 1961. 2, 3 – Calcaire microdétritique. 2 – Eocrétacé, néocomien. Copet-Dag Central. 3 – Carbonifère supérieur. Région de Moscou. D'après I. V. Khvorova, 1958. 4, 5 – Calcaire microdétritique de l'origine éolienne. Carbonifère moyen, horizon de Miatchkova. Région de Moscou. D'après I. V. Khvorova, 1958.

Tableau 154. 1–3 – Aleurolites calcaires. 1–Dévonien supérieur, assise de Khovanskaïa. Région d'Orel. 2 – Paléozoïque. Asie Centrale. 3 – Dévonien supérieur, assise de Lébédiansk. Région de Toula.

Tableau 155. 1–Texture microgrenue. Calcaire dolomitisé. Cambrien inférieur, klimenien. Sibérie, riv. Angara. D'après N. A. Arkhan- quelskaîa et autres, 1960. 2 – Texture porphyroïde. Calcaire dolomitisé. Carbonifère supérieur. Région de Gorki. 4 – Calcaire oolithique dolomitisé. Cambrien inférieur, sous-étage de Jourinski. Sibérie, fl. Léna. D'après **N.** A. Arkhanguelskaïa, 1960. 3 – Grain de dolomie détritique dans le calcaire, désagrégé suivant le clivage. Mésozoïque. Autriche, Alpes. D'après F. Angel, 1955. 6 – Cristaux de dolomie dans le calcaire pélitomorphïque, corrodés de calcite. Jura. RSS de Turkménie, monts de Couba-Dag. 5 – Pores dans le calcaire corallien partiellement dolomitisé, incrustées de dolomie. Récif corallien de l'âge tertiaire-contemporain. Le Pacifique, atoll Ngillangillah. D'après E. W. Skeats, 1903.

Tableau 156. 1–Cristaux de dolomie dans les pores du calcaire argileux. Silurien inférieur, étage de wenlockien. Sibérie Orientale, riv. Soukhaïa Toungouska. 2 – Dolomitisation du calcaire récifal. Age de la roche est tertiaire – quaternaire. Le Pacifique, atoll d'Enivétok. D'après S. O. Schlanger, 1963. 3 – Segment d'algue de la roche 2.

Tableau 157. 1–Dolomie pélitomorphique. Carbonifère moyen, horizon de Podolsk. Région de Moscou. 2 – Dolomie sédimentaire(?).Dimensions des granins de 0,005 à 0,01 mm. Ordovicien, dolomie supérieure de Bellefonte (Upper Bellefonte). USA, Pensylvanie. D'après R. Shoji, R. L. Folk, 1964. 3–5 – Texture microgrenue de la dolomie. 3 – Cambrien inférieur, série très colorée. Sibérie Orientale, riv. Tchara. D'après N. A. Arkhanguelskaïa et autres, 1960. 4 – Carbonifère supérieur. Régions Centrales de la Volga, Samarskaia Louka. D'après I. V. Khvorova, 1958. 5 – Paléozoïque. Crête de Tourkestan. 6, 7 – Croquis schématique des textures de la dolomie diagénétique microgenue. D'après S. G. Vichniakov, 1956. 8 – Dolomie de métasomatose(?). Ordovicien, série de West Spring creek. USA, Pensylvanie. D'après R. Shoji, R. L. Folk, 1964.

Tableau 158. Texture à grains moyens dans les dolomies de méta- somatose. 1, 2 – Carbonifërien supérieur. Régions Centrales de la Volga, Samarskaïa Louka. D'après I. V. Khvorova, 1958. 3 – Silurien inférieur, horizon de Raïkulsk. RSS d'Estonie, district de Raplé. 4 – Dévonien supérieur, famennien. RSSA de Tatarie, région de Kazan.

Tableau 159. 1 –Texture à grains moyens dans la dolomie calcique. Paléozoïque. Région de Léningrad. 2 – Texture à gros grains dans la dolomie calcique. Dévonien supériuer, frasnien, suite de Pliavine. RSS de Lettonie, district d'Alouksnenski. 3–15 – Rhomboèdres de la dolomie: 3, 4 – avec carbonate pulvérilent dans le noyau; 5 – sans inclusions; 6 – au rim de roussis; 7 – au noyau de roussis; 8–10 – zonaires; 11 –13 – agrégats de rhomboèdres; 14 – rhomboèdre dans le canal de l'anneau des Crinoïdes; 15 – rhomboèdre avec les veinules de roussis. D'après S. G. Vichniakov, 1956.

Tableau 160. Texture des dolomies à grains différents. 1–Dévonien supérieur, famennien. Région de Volgo-Oural. 2 – Jura supérieur, saïmonovien. Turkménie de l'Ouest, région de Krasnovodsk. 3 – Dévonien supérieur, assise de Koudéiarov. Région d'Orel.

Tableau 161. 1–Dolomie. Silurien inférieur, horizon de Tamsa- louce. Estonie, district de Viaïké-Maaria. 2 – Dolomie constituée des grains fissurés sensiblement ruineux. Carbonifërien supérieur. Samarskaïa Louka. D'après I. V. Khvorova, 1958. 3, 4 – Croquis schématique

des grains grossièrement rectangulaires de la dolomie. D'après I. K. Ko- roliouk, 1956.

Tableau 162. 1 – Reliquat à grande oolithe dans la dolomie de mé- tasomatose. Silurien inférieur, tchounien. Sibérie Orientale, district de Baïkout. 2, 3 – Oolithes isolées de la roche, représentée à la fig. 1. 4 – Groupe d'oolithes recouvert d'écorces dolomitiques successivement juxtaposées (de la roche représentée à la fig. 1).

Tableau 163. 1, 2 – Dolomie à texture à grande oolithe. Précambrien supérieur, biliakhien. Région de Krassnoïarsk, riv. Kotouïkan. 3 – Texture oolithique et à grande oolithe de la dolomie. Protérozoïque supérieur, barakounien. Sibérie Orientale, riv. Kanouchka.

Tableau 164. Texture oolithique dans les dolomies. 1–Dolomie oolithique quartzeuse. Cambrien inférieur. Sibérie Orientale, riv. Kiliana; 2 – Dolomie oolithique. Bassin houiller de Donetz. 3 – Dolomie oolithique bitumineuse silicatisée. Cambrien inférieur, série d'Ioudoma. RSSA de Iakoutie, district d'Aldan. D'après I. A. Khodak, 1961г. 4 – Dolomie oolithique, partiellement recristallisée. Le blanc – cristaux de l'anhydrite. Cambrien inférieur, oussolien. Sibérie Orientale, région d'Irkoutsk.

Tableau 165. 1, 4 – Texture à reliquat, à grande oolithe et oolithique en dolomie oolithique partiellement recristallisée. Cambrien inférieur, angarien. Sibérie Orientale, région d'Irkoutsk. 2, 3 – Texture à Reliquat oolithique en dolomie oolithique de métasomatose. Ordovicien inférieur, tchounien. Sibérie Orientale, riv. Podkamennaïa Toungouska. 4 – Dolomie oolithique de métasomatose avec des oolithes hémimorphes. Dévonien supérieur, assise de Kissélevo-Nikolsk. Région d'Orel.

Tableau 166. 1 – Dolomie oolithique de métasomatose recristallisée. Jura supérieur, callovay. RSS d'Ukraine, village de Podlouby. 2–4 – Oolithes dolomiteuses partiellement recristallisées. 2, 4 – Cambrien inférieur, série d'Ioudoma. RSSA de Iakoutie, district d'Aldan. D'après I. A. Khodak, 1961_2. 3 – Cambrien inférieur, faisceau de Tchouranskaïa du sous-étage de Jourinski. Sibérie Orientale, fl. Léna. D'après N. A. Arkhanguelskaîa et autres, 1960.

Tableau 167. 1 – Dolomie oolithique de métasomatose partiellement recristallisée. Dévonien supérieur, pliavïnien. RSS de Lettonie, village de Akméné. 2 – Dolomie oolithique de métasomatose faiblement calcique, partiellement recristallisée. Eocrétacé, hauterivien supérieur. Asie Centrale, crête de Kopet-Dag. 3 –Dolomie oolithique. Dévonien supérieur, bas-fond de l'assise de Kissélevo-Nikolsk. Région d'Orel.

Tableau 168. Texture sphérolitique. 1 – Dolomie sphérolitique, faiblement salée. Cambrien inférieur, oussolien. Sibérie Orientale, région d'Irkoutsk. 2, 3 – Dolomie sphérolitique à reliquats de substance de phosphate (a). Dans les pores – du quartz (b). Précambrien supérieur, billiakhien. Région de Krasnoïarsk, riv. Kotouïkan. 4 – Sphérolites en dolomie. Cambrien inférieur, lennien. Sibérie, riv. Aladiïna.

Tableau 169. 1 – Dolomie aux incrustations dans les pores (a). Récif de l'âge tertiaire-contemporain. Le Pacifique, atoll de Founafouti. D'après S. O. Schlanger, 1963. 2 – Dolomie aux incrustations de la composition dolomiteuse et calcique dans les pores. Récif de l'âge tertiaire- contemporain. Le Pacifique, atoll de Founafouti. D'après S. O. Schlanger, 1963. 3 – Dolomie cristallophyllienne aux incrustations. Précambrien supérieur, parties inférieures de la serie de Kolossovo. Est de la presqu'île de Taïmyr, riv. Léningradskaïa. D'après V. E. Milschtéïn, 1962.

Tableau 170. 1 – Roche calcaire dolomiteuse à l'ahydrite. Carbonifériен supérieur, assise récifalogène. Région d'Oural–Volga. D'après G. I. Téodorovitch, 1950. 2– Le même qu'à la fig. 1. 3–Dolomie sphé- rolitique salée aux incrustations dans les pores. Cambrien inférieur, oussolien. Région d'Irkoutsk, village de Jigalovo.

Tableau 171. 1 – Reliquat organogène en dolomie. Eocène, tourkesta- nien. Fergana du Sud. D'après A. I. Ossipova, 1956. 2 – Texture à grains fins et partiellement à reliquat organogène. Dolomie calcique. Carboni- férien supérieur. Régions Centrales de la Volga. 3, 4 – Reliquat organogène en dolomie faiblement calcique. Carbonifériен supérieur. Samarksaïa Louka. 5 – Texture à grains fins à reliquats organogènes en dolomie faiblement calcique. Carbonifériен supérieur. Région de Gorki.

Tableau 172. 1–3 – Texture à reliquat organogène en dolomies de métasomatose formées au-dessus des calcaires serpules. 1, 2 – Dévonien supérieur. Région de Riazan. 3 – Dévonien supérieur. Région de Toula.

Tableau 173. Texture à reliquat organogène en dolomies de mêta- somatose formées: 1 – au-dessus du calcaire des Brachiopodes. Dévonien supérieur, assise de Koudéïarov. Région d'Orel. 2 – Au-dessus du calcaire des Brachiopodes. Silurien, llandovery. RSS d'Estonie, carrière de Limbergue. 3 – Au-dessus du calcaire corallien. Silurien inférieur, llandovery. Oural du Nord, ruv. Pirceiou.

Tableau 174. Texture à reliquat organogène en dolomies du métasomatose, formées: 1 – Au-dessus des calcaires à Platyschisma. Dévonien supérieur, frasnien. RSS de Lettonie. 2 – Au-dessus du calcaire des Gastéropodes. Dévonien supérieur, frasnien. RSS de Lettonie, district de Riga. 3 – Au-dessus du calcaire à Cyrtospirifer. Dévonien supérieur, frasnien. Régions près de la Mer Baltique. 4, 5 – Au-dessus du calcaire des Brachiopodes. Ordovicien moyen, horizon de Nevskï; Region de Léningrad.

Tableau 175. 1–4 – Dolomies calciques à reliquats de la texture organogène. 1 – Dévonien moyen, horizon de Calcéola. RSSA de Bach- kirie, ville de Karly. 2 – Carbonifériен moyen, horizon de Miatchkova. Régions Centrales de la Volga, riv. Roudnia. 3 – Carbonifère moyen, horizon de Miatchkova. RSSA de Komi, district d'Oustkoulomski. 4 – Ordovicien moyen, horizon de Vazalemski. RSS d'Estonie, district de Kéyla.

Tableau 176. 1–3 – Textures à reliquats organogènes (détritiques) en dolomies de métasomatose. 1 – Paléocène, étage de Boukhara. Kazakhstan du Sud, crête de Karataou. D'après V. N. Razoumova, 1961. 2 – Carbonifériен moyen, horizon de Miatchkova. Région de Volgograd. D'après I. V. Khvorova, 1958. 3 – Dévonien supérieur, assise de Kisséлevo-Nikolsk. Régions centrales de R.S.F.S.R., riv. Ptan.

Tableau 177. 1–3 – Texture d'algue à reliquat en dolomies du métasomatose. 1 – Carbonifériен moyen, horizon de Podolsk. Régions Centrales de la Volga. 2, 3 – Carbonifériен supérieur. Samarskaïa Louka. D'après I. V. Khvorova, 1958.

Tableau 178. 1 – Biogerme stromatolitique à composition dolomiteuse. Ordovicien. Sibérie Orientale, fl. Léna. 2 – Grosses formations stromatolitiques à composition dolomiteuse. Précambrien supérieur, billiakhien, suite de Tchoumnaakhskaïa. Région d'Anabar, riv. Kotouïkan. 3 – Biogerme stromatolitique bizonal à composition dolomitique. Dévonien supérieur, bas-fond de l'assise de Kissélévo-Nikolsk. Région d'Orel, riv. Krassivaya Metcha.

Tableau 179. 1, 2 – Formations stromatolitiques contemporaines Golfe de Chark à l'Ouest de l'Australie. D'après B. W. Logan, 1961. 3 – Biostromes d'algues contemporains. Amérique du Nord, état d'Iouta. D'après A. Carozzi, 1962. 4 – Le même qu-'à la fig. 3 (voir dessin 29).

Tableau 180. 1, 2 – Dolomie stromatolitique. 1 – Surface supérieure; 2 – section verticale. Cambrien inférieur, motskaya. Régions du Baikal, riv. Kidoussa.

Tableau 181. 1, 2 – Dolomie stromatolitique. 1 – Surface supérieure; 2 – section verticale. Cambrien supérieur. Sibérie, riv. Kirenga. 3 – Biogermes calcairo-dolomitiques «arbroïdes». Iatoulien. RSSA de Carélie. D'après V. A. Sokolov, 1963.

Tableau 182. 1, 2 – Dolomie stromatolitique. 1 – Surface supérieure; 2–section verticale. Ordovicien inférieur. Sibérie, fl. Léna. 3 – Dolomie stromatolitique. Section verticale. Ordovicien. Sibérie, riv. Tchernaïa.

Tableau 183. 1, 2 – Dolomie stromatolitique «en colonnes». 1–Vue d'en haut; 2 – section verticale. Iatoulien. RSSA de Carélie, village de Raïgouba.

Tableau 184. 1, 2 – Dolomie stromatolitique. 1 – section horizontale. 2 – section verticale. Ordovicien inférieur. Sibérie, fl. Léna. 3 – Dolomie stromatolitique. Section verticale. Le blanc – anhydrite. Cambrien inférieur, motskaya. Sibérie Orientale, environs de la ville de Belsk.

Tableau 185. 1 – Dolomie cristallophyllienne, calcinée. Cambrien inférieur, angarien. Sibérie Orientale, région d'Irkoutsk; 2 – Dolomie cristallophyllienne. Précambrien supérieur, suite de Kolossovo. Taïmyr Oriental, riv. Léningradskaia. 3 – Surface polie de la dolomie crystallo- phyllienne. Protérozoïque moyen. RSSA de Carélie, rive de Soundozéro.

Tableau 186. 1, 2 – Dolomie stromatolitique. Précambrien supérieur, billiakhien. Sibérie du Nord, région d'Anabar, riv. Kotouïkan. 3 – Dolomie stromatolitique. Dévonien supérieur, famennien, partie supérieure de l'assise de Kissélevo–Nikolsk. Région de Toula.

Tableau 187. 1, 2 – Constructions stromatolitiques dolomitiques, formées par un groupe d'aspects d'algue. Cambrien inférieur, mottien. Région de Baikal, riv. Borlog. D'après A. G. Vologdine, 1962.

Tableau 188. 1–4 – Dolomies stromatolitiques. 1 – Section longitudinale. On voit des stratifications saisonnières. Cambrien inférieur, horizon de Boulaïskï, manzourien. Sibérie Orientale, fl. Léna. 2 – Colonie d'Ovoidophycus curvulus Vologdin (voir 1). 3– Stratifications saisonnières faites par Mansurkella densa Vologdin; section longitudinale (voir 4). 4 – Résultat de l'activité vitale de Mansurkella densa Vologdine, sp. nov. Cambrien inférieur, étage de Léna, boulaïen. Sibérie Orientale, riv. Manzourka.

Tableau 189. 1, 2 – Dolomie avec les formations problématiques (katagraphies?). 1 – Riphaeen, série de Sïnskaïa. Sibérie Orientale, riv. Tchara. 2 – Complexe Ioudomien, série Ioudomienne. Sibérie du Sud– Est, riv. Ioudoma. 3 – Dolomie cristallophyllienne (?) Cambrien inférieur, série très colorée. Sibérie Orientale, fl. Léna. D'après N. A. Arkhanguelskaïa et autres, 1960.

Tableau 190. 1 – Dolomie coprolithe à l'ingrédient de matière microdétritique et à de rares oolithes. Néogène, sarmatien. RSS de Turkménie, district d'Oungouz. 2 – Dolomie coprolitique faiblement calcinée, gypseuse. Permien supérieur, étage de Kazan. Ville de Marposad, région de Gorki. 3 – Dolomie coprolitique à coquilles de Gastropoda. Eocène, étage d'Alaïskï. Crête de Hissar. D'après O. I. Zélénova, 1961.

4 – Dolomie coprolitique. Eocène, alaïien. Crête de Hissar. D'après O.I. Zélénova,1961.

Tableau 191. 1–Dolomie de motte. Carbonifériен supérieur. Samarskaia Louka. D'après I. V. Khvorova, 1958. 2 – Dolomie de motte. Le blanc-gypse. Permien. Région d'Arkhangelsk. 3 – Dolomie de motte, calcinée. Carbonifère moyen, horizon de Véréïsk. Plate-forme Russe. D'après I. V. Khvorova, 1958. 4 – Dolomie de motte, gypseuse. Cambrien moyen, moscovien. RSSA de Bachkirie, ville de Karly. 5 – Dolomie de motte, faiblement poreuse. Permien supérieur. RSSA de Bachkirie, ville de Karly.

Tableau 192. 1 – Dolomie de motte et de grumeau. Eocrétacé. Bras du Sud – Ouest de la crête de Hissar. 2 – Dolomie de grumeau. Eocène, tourkestanien. Fergana du Sud. D'après R. F. Hecker, 1962. 3 – Dolomie à grains différents de motte et de grumeau avec de la pseudomorphose de la calcite au-dessus de l'anhydrite finement fibreuse. Cambrien inférieur, angarien. Sibérie Orientale, village de Koutoulik. 4 – Dolomie de grumeau. Cambrien inférieur, mottien. Sibérie Orientale, région d'Irkoutsk.

Tableau 193. 1–Texture aréno-fragmentaire. Brèche dolomitique de l'éclatement. Dévonien supérieur, assise de Tourguénev. Région d'Orel. 2 – Texture aréno-fragmentaire à plaques. Brèche dolomitique de l'éclatement. Dévonien supérieur, plan de jonction de couches de Livenskïé (?) et de couches de Zadonskïé. Plate-forme Russe, ville de Kotelnitch. 3 – Texture aréno-fragmentaire à plaques. Brèche intralitée. Dévonien supérieur. Région de Moscou. D'après M. S. Chvétzov, 1948. 4 – Brèche dolomitique de l'éclatement. Permien inférieur, sous-étage de Baïguendjinskï. Oural du Sud, riv. Siouren. D'après I. V. Khvorova, 1961. 5 – Texture fragmentaire. Brèche dolomitique. Permien inférieur, sakmarien. Oural du Sud. riv. Aktasty. D'après I. V. Khvorova, 1961.

Tableau 194. 1 – Texture fragmentaire. Brèche dolomitique de sédimentation. Cambrien inférieur, angarien. Sibérie Orientale, région d'Irkoutsk. 2 – Texture aréno-fragmentaire. Brèche tectonique. Protérozoïque supérieur, avziannien. Oural, du Sud, Baschkirie, Kouksa – Baïda. 3 – Surxace polie de l'échantillon 2.

Tableau 195. Textures des dolomies à grands détritus. 1–Texture fragmentaire. Brèche dolomitique de sédimentation. Cambrien inférieur, angarien. Sibérie Orientale, riv. Angara. 2 – Texture fratmentaire à plaque. Brèche dolomitique. Paléozoïque inférieur. Oural du Sud, région de Tchéliabinsk.

Tableau 196. 1 – Texture fragmentaire. Brèche dolomitique sous- marine d'éboulement. Dévonien supérieur, assise d'Ozerskäïa. Région de Penza. 2 – Brèche dolomitique. Cambrien inférieur. Région du Sud-Est de la plate-forme de Sibérie. D'après M. L. Voronova, 1960, 3 – Texture fragmentaire à caillou. Conglo-brèche dolomitique sous–marine d'éboulement. Dévonien supérieur, assise Orel–Sabourovskaïa. RSSA de Mordovie, village de Zoubova–Poliana. 4 – Texture fragmentaire. Brèche dolomitique. Cambrien inférieur, platonnien. Sibérie Orientale, riv. Soukhaïa Toungouska. D'après N. A. Arkhanguelskaïa et autres, 1960. 5 – Texture fragmentaire. Brèche dolomitique. Carbonifériен moyen, bas–fond d'horizon de Podolsk. Plate-forme Russe, village de Piliouguino. D'après I. V. Khvorova, 1958.

Tableau 197. 1–Brèche dolomitique trouée. Cambrien inférieur, lennien. Sibérie Orientale, riv. Aladïina. 2 – Texture arénofragmentaire. Brèche dolomitique. Cambrien inférieur, angarien. Sibérie Orientale,

région d'Irkoutsk. 3 – Stage initial de la formation de la brèche dolomi- tique. Cambrien inférieur, angarien. Sibérie Orientale, région d'Irkoutsk.

Tableau 198. 1–3 – Texture de pseudobrèche des dolomies. 1 – Cambrien inférieur, angarien. Sibérie Orientale, région d'Irkoutsk. 2 – Dévonien supérieur, couches d'Ozerskïé. Région sous Moscou. D'après M. S. Chvétzov, 1958i. 3 – Le blanc-anhydrite. Carbonifère moyen, horizon de Podolsk. Région de la ville de Kirov. 4 – Dolomie traversée par un réseau épais de fissures de l'origine tectonique. Silurien inférieur, wenlockien. Oural du Nord, riv. Ilytcha.

Tableau 199. Textures des dolomies à grands détritus. 1–Texture à fragments, à cailloutis et à graviers. Permien inférieur, faîtes du sous- étage de Baïquendjinskï. Oural du Sud, riv. Aktasty. D'après I. V. Khvo- rova, 1961. 2 – Texture gravélo-caillouteuse. Précambrien supérieur, série de Séry-Klioutch. Sibérie Orientale, riv. Angara. 3–texture à galets plats. Ordovicien inférieur. Sibérie Orientale, riv. Olénék.

Tableau 200. Textures des dolomies à grands détritus. 1–Texture à reliquat (?) gravélo-caillouteuse. Carbonifère supérieur, kassimovien. Plate-forme Russe, région de Kouïbychev. D'après I. V. Khvorova, 1958. 2 – Texture à galets plats. Ordovicien. Sibérie Orientale, région d'Irkoutsk.

Tableau 201. Textures des dolomies à grands détritus. 1–Texture aréno-fragmentaire. Cambrien inférieur, lenaien. Sibérie Orientale, riv. Aladïina. 2 – Texture à gravier. Cambrien inférieur, angarien. Sibérie Orientale, riv. Angara.

Tableau 202. Textures des dolomies détritiques. 1 –Texture psammo- gravéleuse. Cambrien inférieur. Sibérie, riv. Angara. 2 – Texture psam- mitique. On voit des sphérolites de la calcédoine au ciment (clair). Dévonien supérieur, assise de Kissélevo-Nikolsk. Ville d'Orel. 3 – Texture gravélo-psammitique. Gravélogrés dolomitique. Dèvonien supérieur, suite de Tourguénev. Région de Riazan.

Tableau 203. 1, 2 – Texture gravélo-psammitique. Gravélogrés dolomitique. Précambrien supérieur, kolossovien. 1–Taîmyr Central, riv. Chrenk. 2 – Taîmyr de l'Est, riv. Léningradskaïa. 3 – Intercalation de la dolomie microdétritique (détérioration de la couche supérieure stro- matolitique). Précambrien supérieur, billiakhien. Région de Krasnoïarsk, riv. Kotouïkan.

Tableau 204. 1 –Texture aleuropsammitique. Grès dolomitique à l'ingrédient de matière d'aleurite. Cambrien inférieur, lenaien, 2 – Texture psammitique. Grès dolomitique. Dévonien supérieur, bas-fonds de l'assise d'Ozerskaïa. Fl. Don. 3 – Texture aleuropsammitique. Grès d'aleurite à composition dolomitique aux restes organiques peu nombreux. Dévonien supérieur, assise de Tourguénev. Région d'Orel.

Tableau 205. 1–3 – Stades de formation de farine dolomitique. Dévonien. Riv. Dvina Occidentale. D'après N. M. Bolotina et D. S. Sokolov, 1954.

Tableau 206. 1–3 – Texture à grains différents en dédolomies. 1 – Dévonien supérieur. Région d'Orel. 2, 3 – Dévonien. RSS de Lituanie. D'après V. B. Tatarskï, 1953.

Tableau 207. 1–3 – Texture à grains différents en dédolomies. 1 – Cambrien moyen, série de Litvintsev. Sibérie Orientale, région d'Irkoutsk.

2 – Cambrien inférieur, angarien. Sibérie Orientale. 3 – Cristaux de calcite (clair) renferment des reliquats de dolomie microgrenue (gris fonce). Dévonien supérieur, série de Salaspils. RSS de Lettonie, Ekabpils.

Tableau 208. 1–3 –Textures cristallines à reliquats de dolomies du métasomatose (déanhydrites?). 1 – Cambrien inférieur, olekminien. Sibérie, fl. Léna. D'après N. A. Arkhanguelskaïa et autres, 1960. 2 – Cambrien inférieur, angarien. Sibérie Orientale, région d'Irkoutsk. 3 – Dévonien supérieur, bas-fond de l'assise de Koudéïarov. Région de Riazan. D'après V. G. Makhlaev, 1961. 4 – Croquis schématique de formes typiques de grains allongés de dolomie des couches de Dankovo- Lébédiansk. D'après V. G. Makhlaev, 1961.

Tableau 209. 1 –Texture à grains moyen et à gros grains en dolomie du métasomatose avec de l'anhydrite partiellement substituée (clair). Dévonien supérieur, couches de Dankovo-Lébédiansk. RSSA de Tchouvachie, village de Soundyr. 2 – Calcaire aux Foraminifères partiellement substitué de gypse. Paléogène. Sud–Est de Fergana. 3 – Calçaire organogène avec le ciment substitué de quartz microgrenu. Carbonifère moyen, horizon de Podolsk. Région d'Iaroslavl. D'après I. V. Khvorova, 1958.

Tableau 210. 1, 2 – Dolomie calcairo-argileuse, intensivement sili- catisée, poreuse. Texture héritée organogène. Permien, kazannien. Fl. Volga. 3 – Dolomie sensiblement phosphoritisée (phosphate est dans les fentes, partiellement substituant la dolomie). Texture rappelle celle détritique. Cambrien. Gornaïa Chorïia. 4 – Substitution de dolomie par gypse avec la formation de structure de brèche. Eocrétacé. Faîtes du Sud- Ouest de la crête de Hissar.

Tableau 211. Textures héritées organogène et poécilitique dans les dolomies, formées au-dessus des calcaires et partiellement substituées de gypse. 1 – Pores en dolomie, faites par de gros cristaux de gypse. Permien, région d'Arkhangelsk. 2 – Dolomie gypseuse. Région de Gorki. D'après I. K. Pissarchik, 1950. 3 – Texture poécilitique de la dolomie gypseuse. Permien inférieur. Régions Centrales de la Volga. 4 – Dolomie partiellement substituée de gypse et de quartz. Texture microgrenue et poécilitique. On y observe du quartz en forme de «rosettes». Permien supérieur, kazannien. Régions Centrales de la Volga.

Tableau 212. 1, 2 – Textures de motte et poécilitique de la dolomie gypseuse. Carbonifère moyen. 1 – Région de Kostroma. D'après I. V. Khvorova, 1958. 2 – Région de la ville de Vladimir, d'après I. V. Khvorova, 1958. 3 – Texture poécilitique. Dolomie est partiellement substituée de l'anhydrite. Cambrien inférieur, série de Belsk. Sibérie Orientale, région d'Irkoutsk. 4 – Texture poécilitique en dolomie partiellement substituée de gypse. Permien inférieur. Région de la ville de Gorki.

Tableau 213. 1–3 – Dolomie oolithique partiellement substituée de gypse (blanc). Texture héritée oolithique et poécilitique. 1, 2 – Paléocène, étage de Boukhara. Nord–Est de Fergana. 3 – Permien supérieur, kazanien. Régions Centrales de la Volga.

Tableau 214. 1, 2–Calcaire oolithique silicifiée. 1–Cambrien inférieur, série bariolée. Sibérie, riv. Tchara. D'après N. A. Arkhanguelskaïa et autres, 1960. 2 – Cambrien inférieur, angarien. Sibérie Orientale, région D'Irkoutsk. 3 – Dolomie oolithique, partiellement sili- catisée. Cambrien inférieur. Sibérie Orientale, riv. Patoma. 4 – Dolomie microgrenue et a grains moyens à l'ingrédient de pyrite (noir). Paléogène. Fergana du Nord-Est.

Tableau 215. 1 – Calcaire à galène formant un filon. Carbonifère inférieur, etage de namurien. Crête de Terskey Alataou. D'après Z. E. Bourykhina, 1957. 2 – Calcaire à galène et à pyrite blanche remplissant les cavités (galène–clair, pyrite blanchede menues enclaves arrondies). Carbonifère inférieur, namurien. Crête de Terskey Alataou. D'après Z. E. Bourykhina, 1957. 3 – Calcaire oolithique à galène (noir). Careonifere inférieur. RSS de Kirghizie, district de Djérgalan. D'après Z. E. Bourykhina, 1957.

Tableau 216. 1–Texture porphyroïde en dolomie faiblement argileuse partiellement substituée d'anhydrite. Cambrien inférieur, mottskien. Sibérie Orientale, région d'Irkoutsk. 2 – Texture porphyroïde – gros cristaux d'anhydrite dans la dolomie pélitomorphe et microgrenue. Cambrien inférieur. Est de la plate-forme Sibérienne. D'après M. L. Voronova, 1960. 3 – Dolomie microgrenue à célestine. Structure microstratifiée. Dévonien supérieur, partie inférieure du famennien. Région de Kostroma. 4 – Fluorite (noir) dans la dolomie recristallisée partiellement substituée de gypse. Eocène moyen, alaîen. RSS de Tadjikie. D'après O. I. Zélénova, 1961.

Tableau 217. 1 – Fluorite en forme d'intercalations minces, irrégulières, rompues dans la dolomie dolomitisée. Structure microstratifiée. Texture porphiroïde. Région de Gorki. D'après I. K. Pissartchik, 1950. 2 – Calcaire carbono-oolithique aux cristaux secondaires de feldspath. Protérozoïque supérieur, barakounien. Sibérie Orientale, plateau de Pa- tomskoé. 3 – Diférents types de cristaux de feldspaths de potassium. Cambrien inférieur, ioudomien. Sibérie, riv. Iakokout. D'après I. A. Kho- dak, 1961г.

Tableau 218. 1 – Calcaire à bitume primaire. Dévonien moyen, série de Domanik. Oural du Sud. 2 – Dolomie microgrenue et à grains fins avec le bitume. Devonien moyen. Oural Polaire. 3 – Bitume remplissant les pores en dolomie microgrenue et à grains moyens. Cambrien inférieur, série de Kostinskaïa. Sibérie Orientale, riv. Nijniaîa Toungouska. D'après N. A. Arkchanquelskaïa et autres, 1960. 5 – Dolomie microgrenue à bitume remplissant les cavernes. Cambrien moyen. Chaîne de montagnes d'Enisséï. 4 – Dolomie à l'ingrédient de matière d'aleurite (quartz, feldspath) et de phosphate (noir). Cambrien, RSS de Kazakhie, station de Tchoulak-Taou.

Tableau 219. Textures des marnes. 1 – Aleuropsammitique. Paléogène. Bassin houiller de Donetz. 2 – Psammoaleuropélithe, Paléogène. Bassin houiller de Donetz. 3, 4 – Psammoaleuropélithe. Craies supérieures. Bassin houiller de Donetz. D'après G. I. Bouchinskï, 1954.

Tableau 220. Textures des marnes. 1 – Aleuropélithe. Craies supérieures. Bassin houiller de Donetz. 2 – Aleuropélithe. Cambrien supérieur. Sibérie Orientale, riv. Angara. 3 – Pélitomorphe. Craies supérieures. RSS d'Ukraine, région de Kharkov. 4 –Textures aleuropélithe et pélitomorphe. Structure stratifiée. Crétacé supérieur. Nord-Ouest du Caucase, riv. Afips.

Tableau 221. 1 – Marne. Texture noduleuse. Structure tachetée (taches de composition argileuse carbonatée). Eocrétacé. Nord-Ouest de Caucase, riv. Toucheps. 2 – Textures aleuropélithe et pélitomorphe. Structure stratifiée. Crétacé supérieur. Nord-Ouest du Caucase, riv. Afips. 3 –Marne à silice et à détritus de faune. Craies supérieures. Région de Rostov.

Tableau 222. 1 – Marne. Texture détritique et pélitomorphe. Crétacé supérieur. Bassin houiller de Donetz. 2 – Marne à l'ingrédient

de silice, de glauconie et de détritus de faune. Craies supérieures. Région de Rostov.

Tableau 223. 1 –Marne. Texture pélitomorphe et organogène détritique. Valanginien. Nord-Ouest de Caucase, riv. Toucheps. 2 – Marne à Pithonella. Campanien. Nord-Ouest de Caucase, riv. Mikhalé. 3 – Marne microstratifiée. Texture pélitomorphe et organogène détritique. Craies supérieures. Nord-Ouest de Caucase, riv. Mikhalé.

Tableau 224. 1 –Texture pélitomorphe. Marne à reliquats de faune. Maastrichtien. Sibérie, riv. Nijnï Vassiougan. 2 – Marne à l'ingrédient de sidérose, à reliquats organiques. Maastrichtien. Sibérie, riv. Nijni Vassiougan.

Tableau 225. 1 – Marne à l'ingrédient de pyrite. Texture pélitomorphe à reliquats organogènes. Campanien. Bassin houiller de Donetz. D'après G. I. Bouchinskï, 1954. 2 – Texture psammoaleuropélite. Marne à l'ingrédient de matière microdétritique et à reliquats organogènes. Hauterivien – barrémien. Sibérie, riv. Nijnï Vassiougan. 3 – Marne à l'ingrédient de silice. Campanien. Bassin houiller de Donetz. D'après G. I. Bouchinskï, 1954.

Tableau 226. 1 – Sidérite à gros cristaux. Précambrien. Oural. 2 – Lentille de sidérose dans les argillites statifiées. Jura, lias supérieur, Asie Centrale, cr. de Kouguitang-Taou. 3 – Structure en spirale de sidérite argileuse. Précambrien. Oural du Sud. D'après V. I. Maliouga, 1961. 4 – Fer oxydé oolithique, constitué d'oolithes de fer oxydé terreux cimentés de ciment de leptochlorito-sidéritique. Tournien, assise de Mou- gaïskaïa. Transouralie, près de la ville d'Alapaévsk. D'après L. A. Oumova, 1958. 5–«Sidérolithe» à la texture pseudoolithique. Touronien, assise de Mougaïskaïa. Transouralie, près de la ville d'Alapaevsk. D'après L. A. Oumova, 1958.

Tableau 227. 1 – Sidérite à stratification fine. Certaines intercalations sont chiffonées. Précambrien. Région de Sverdlovsk. D'après A. E. Malakhov, 1955. 2 – Sidérite à structure intermédiaire venant de celle rubanée à celle vermiculaire. Précambrien. Région de Sverdlovsk. D'apres A. E. Malakhov et D. I. Boulatov, 1959. 3 – Structure vermiculaire du minérai de sidérite. Précambrien. Région de Sverdlovsk. D'apres A. E. Malakhov et D. I. Boulatov, 1959.

Tableau 228. 1 – Roche oolithique stratifiée, composée des oolithes du carbonate de calcium, de manganèse et de fer. Dévonien supérieur. Kazakhstan Central. D'après D. G. Sapojnikov, 1963. 2 – Roche à stratification ondulée de la composition manganocalcique. Dévonien supé- rieuer. Kazakhstan Central. D'après D. G. Sapojnikov, 1963. 3 – Minérai manganocalcique à stratification ondulée. Dévonien supérieur. Kazakhstan Central. D'après D. G. Sapojnikov, 1963.

Tableau 229. 1 – Sidérite microgrenue. Précambrien. Oural du Sud. D'après V. I. Maliouga, 1961. 2 – Gros cristaux de manganosidérite de la deuxième génération formant de la sidérite microgrenue de la première génération. Précambrien. Oural du Sud. D'après V. I. Maliouga, 1961. 3 – Minérai manganifère de carbonate (rhodochrosite de calcium) de la composition de concrétion. Dépôts de Maïkop moyens. Caucase du Nord. D'après S. I. Koulikov, 1956. 4 – Minérai manganifére oolithique de carbonate (rhodochrosite). Dépôts tertiaires. Caucase, Tchiatoury.

Tableau 230. 1 –Minérai manganifère de carbonate (mangonocal- cique). Dévonien supérieur. Kazakhstan Central. D'après D. G. Sapojnikov, 1963. 2 – Sphérolites de la rhodochrosite dans le minérai mangani-

fère de carbonate. Dépôts tertiaires. Oural du Nord. 3 – Minérai manga- nifère de carbonate. Substitution de la masse à grosses sphérolites par la masse à menues sphérolites. Oligocène, dépôts de srédnémaïkopskïé. Caucase du Nord. D'après S. I. Koulikov, 1956.

Tableau 231. 1 – Magnésite à stratification fine (zébrée). Précambrien. Région de Tchéliabinsk. 2 – Grains caractéristiques en fuseau de la magnésite aux inclusions de charbon. Précambrien. Région de Tchéliabinsk. D'après A. T. Kleinberg et V. V. Gontcharov, 1953. 3 – Magnésite de grumeau (pseudoolithique). Précambrien supérieur, mourandavien. Maly Khïngan. D'après I. A. Khodak, 19611. 4 – Magnésite en forme de brèche (détritus de magnésite dans la roche magnésite). Précambrien supérieur, mourandavien. Maly Khïngan. D'après I. A. Khodak, 1961 [1]

АТЛАС ТЕКСТУР И СТРУКТУР ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Часть 2

Карбонатные породы

Редактор издательства *Я. Г. Державина*
Техн. редактор *В. В. Быкова*
Корректор *Л. В. Сметанина*

Сдано в набор 17/V 1968 г.
Подписано в печать 17/X 1968 г.
Т-15137. Формат 70X108 1/16
Печ. л. 15,25 + 0,5 вкл. + 29 печ. л. на мелов. бум. = 44,75 Усл. печ. л. 62,65.
Уч.-изд. л. 50,25. Бумага № 1, мелов. фототипная. Индекс 1-2-1.
Заказ 545/2639—1 Тираж 3000
Цена 6 р. 32 к.

Издательство «Недра»,
Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19
Ленинградская картфабрика ВАГТ

К сведению читателя

В Предметном указателе ссылки на страницы начиная со 192 по 654 смещены на 14. Например:

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
670	2 сверху	514	500
670	8 сверху	416, 562	402, 548

Классификация пород ряда известняк — глина (Афанасьев, 1960)

С. Л. Афанасьев, 1959								Ныне действующие классификации пород на новороссийских цементных заводах					М. Г. Немировская (1952 г.)	Г. И. Теодорович (1950 г.)	А. И. Осипова (1948 г.)	Н. Б. Вассоевич (1947 г.)	М. В. Муратов (1940 г.)	В. Г. Васильев (1939 г.)	С. Г. Вишняков (1933 г.)	П. И. Ивченко (1923 г.)
Прокаторзы глинистости	Подэлементы ритма	Разновидности Подэлементов ритма	Вариации разновидностей подэлементов ритма	Название пород			Содержание $CaCO_3$, %	Л. Б. Рухин (1958 г.)	Завод "Пролетарий"	Завод "Октябрь"	Завод "Победа Октября"	Завод "Первомайский"								
0	В шлифе отсутствует			Известняк	Чистый известняк		96,4—100,0	Чистый известняк (95-100%)	—	—	Высокий известняк (83-100%)	Высокоиз-вестковистый мергель (83,5-100%)	—	Известняк (95-100%)	Известняк (95—100%)	—	Известняк (95—100%)		Известняк (95-100%)	
1	а	a_1	a^1_1		Глинистый известняк	Слабоглинистый или "цемесский" известняк	89,3—96,4	Глинистый известняк (80-95%)	Глинистый известняк (82,5-94%)	Высокий известковистый мергель (82,5-94,5%)			Высокий известняк (82,5-95%)	Глинистый известняк (90-95%)	Глинистый известняк (70-95%)	Высокий известняк (82,5-94,5%)	Высокий известняк (87,5-95%)	Высокий известняк (80-87,5%)		
2			a^2_1			Высокий известняк	82,1—89,3										Натурал (80-87,5%)			Высокий известняк (82,5-92%)
3		a_2	a^1_2		Сильно глинистый известняк	Известняк-натурал	75,0—82,1	Мергель (60-80%)	Натурал (75-82,5%)	Натурал (74.5-82,5%)	Натурал (72-83%)	Натурал (75,5-83,5%)	Натурал (75-82,5%)	Известково карбонатный мергель (70-90%)		Натурал (72,5-82,5%)	Мергель романчик (50 КОQАÏ	Натурал (74-83%)	Глинистый известняк (75-95%)	Натурал (74,5-82,5%)
4			a^2_2			Известняк-романчик	67,9-75,0		Романчик (65-75%)	Романчик (64,5-74,5%)	Романчик (64,5-74,5%)	Романчик (60-75,5%)	Романчик (65-75%)							Романчик (40-74,5%)
5	б	$б_1$	$б^1_1$	Мергель	Известковис-тый мергель	Сильноизвестковистый или „мысхакский" мергель	60,7-67,9		Трескун (43-65%)	Трескун (43-64,5%)			Трескун (35-65%)	Известковый мергель (50-70%)	Мергель (30-70%)	Романчик (60-72,5%)		Романчик (64-74%)	Мергель (50—75%)	
6			$б^2_1$			Слабоизвестковистый или "супсехский" мергель	53,6-60,7				Трескун (39—63,5%)	Трескун и подмазка (0-60%)				Трескун (20—60%)	Мергель глинистый трескун (35—50%)	Низкий известняк (40—64%)	Глинистый мергель (25-50%)	
7		$б_2$	$б^1_2$		Глинистый мергель	Слабоглинистый или "бе-диновский" мергель	46,4 -53,6	Глинистый мергель (30—60%)						Известково глинистый мергель (30-50%)				Трескун и подмазка (10-40%)		Трескун (0-40%)
8			$б^2_2$			Сильноглинистый или "куниковский" мергель	39,3—46,4		Подмазка (0-43%)	Подмазка (0-48%)										
9			$б^3_2$			Очень сильно глинистый или "Васильевский" мергель	32,1—39,3				Подмазка (0-39%)						Известковистая глина — подмазка (10-35%)			
10	в	$в_1$	$в^1_1$	Глина	Известковистая глина	Очень сильно известковистая глина или глина "сукко"	25,0-32,1	Известковистая глина (5—30%)					Подмазка (5-35%)	Известковистая глина (10-30%)	Известковистая глина (10-30%)				Известковистая глина (5—25%)	
11			$в^2_1$			Сильноизвестковистая или "навагирская" глина (аргиллит)	17,9—25,0									Подмазка (0—20%)				
12			$в^3_1$			Слабоизвестковистая или "анапская" глина (аргиллит)	10,7-17,9													
13		$в_2$	$в^1_2$		Неизвестко-вистая глина	Очень слабо известковистая или "шишан- ская" глина	3,6 -10,7							Глина (0-10%)	Глина (0-10%)		Глина (0—10%)			
11			$в^2_2$			Чистая глина	0,0-3,6	Чистая глина (0—5%)					Глина (0-5%)						Глина (0—5%)	

Примечание. Цифры в скобках указывают содержание $CaCO_3 + Mg\,CO_3$ (в %). Зак. 545

[1] Качество оригиналов (негативов и отпечатков), которыми мы могли располагать, особенно в случаях воспроизведения иллюстраций из опубликованных работ, было весьма различно; к сожалению во многих случаях пришлось прибегать к ретушированию.

[1] Таблицы вводной (текстовой) части обозначены римскими цифрами, арабскими — таблицы иллюстраций.

[1] «Справочное руководство по петрографии осадочных пород», т. II 1958 стр. 295.