

ширский, мячковский горизонты московского яруса, зона *Triticites jigulensis* гжельского яруса), однако промышленный интерес и высокую перспективность имеют карбонатные отложения башкирского и турнейского ярусов, а также терригенные бобриковского и верейского горизонтов.

Неустойчивость тектонического режима башкирского бассейна обусловлена особенностью условий формирования осадков, выразившаяся в образовании органогенно-обломочных известняков, являющихся эффективными коллекторами, которые имеют существенное значение при формировании залежей нефти и газа.

5. Емкость в карбонатных породах-коллекторах обуславливается пустотным пространством в виде пор, каверн, трещин и стилолитов. Кроме того, сообщающиеся поры и трещины способствуют фильтрации флюидов.

6. По генетическому признаку поры в коллекторах подразделяются на остаточно-седиментационные, наблюдаемые между породообразующими фрагментами (межформенные) в органогенных и органогенно-обломочных известняках; частично первичные, в основном вторичные поры в межгранулярном (межцементном) коллекторе в указанных разностях известняков перекристаллизованных и доломитизированных, а также в доломитах метасоматических.

ЛИТЕРАТУРА

1. Додонова А. С., Туманова Н. М., Фролова Е. К. Литологическая характеристика карбонатных продуктивных горизонтов нижнего и среднего карбона Куйбышевской области. Фонды КНИИ НП, 1961.
2. Додонова А. С., Фролова Е. К. Литология карбонатных продуктивных горизонтов палеозоя Куйбышевской области. Фонды КНИИ НП, 1963.
3. Познер В. М. Стратиграфия и фациальная характеристика нижнего карбона. Кн.: Волго-Уральская нефтеносная область (каменноугольные отложения). 1957.

А. С. ДОДОНОВА

ТИПЫ НЕФТЕСОДЕРЖАЩИХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД И ВТОРИЧНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В НИХ ПО РАЗРЕЗУ КАРБОНА ЮГА КУЙБЫШЕВСКОЙ ОБЛАСТИ

На территории юга Куйбышевской области в продуктивных горизонтах разреза карбона распространены карбонатные породы: известняки, доломиты и промежуточные разности.

Известняки по генетическому и структурному признакам разделяются на четыре типа: 1) хемогенные (химические), 2) органогенные (биоморфные), 3) обломочные и брекчиевидные; 4) метасоматические и криптогенные.

Для доломитов сохраняются три типа, исключается органогенный (биоморфный).

Карбонатные породы, по соотношению в них CaCO_3 и $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, отношению $\text{CaO} : \text{MgO}$ разделяются, по классификации С. Г. Вишлякова, на шесть групп:

	CaCO_3 , %	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, %	$\text{CaO} : \text{MgO}$
1. Известняки	95—100	5—10	50,1
2. Известняки доломитистые	75—95	25—5	50,1—9,1
3. Известняки доломитовые	50—75	50—25	9,1—4
4. Доломиты известковые	25—50	75—60	4—2,2
5. Доломиты известковистые	5—25	95—75	2,2—1,5
6. Доломиты	0—5	100—95	1,5—1,4

Карбонатные нефтесодержащие породы в зависимости от вещественного состава, структуры скелета и вторичных (эпигене-

Химический состав

Интервалы, м	№ обр.	Содержание, %						
		потери при прокаливании	нерастворимый остаток	R ₂ O ₃	CaO	MgO	SO ₃ сульфат	CaSO ₄
1699—1704	85	26,14	21,5	12	26,21	3,6	0,2	0,34
1627,5—1630,5	16	43,85	2,65	Не обн.	50,48	2,23	0,55	0,94
1627,5—1630,5	18	42,5	3,4	0,43	42,33	9,62	0,77	1,2
971—974	26	45,38	0,35	0,75	44,66	7,88	0,34	0,58
971—974	27	38,12	14,8	Следы	29,4	14,75	0,3	0,51
978—982	30	42,72	2,35	»	49,42	2,32	1,54	2,62
2253—2259	71	43,55	0,6	Не обн.	53,86	1,11	0,31	0,53

тических) процессов изменяют свои коллекторские свойства. Коэффициент открытой пористости колеблется от 1 до 30%.

Размеры порового пространства в породах-коллекторах меняются от 0,01 до 3 мм; более крупные (>2 мм) определяются как каверны (по Г. И. Теодоровичу). Значительно снижаются коллекторские свойства карбонатных пород, содержащих примесь терригенного, преимущественно глинистого материала.

Из карбонатных пород-коллекторов распространены известняки.

Известняки разделяются, во-первых, на разности, состоящие из минеральных образований (пелитоморфные); во-вторых, имеющие цемент (органогенно-обломочные и обломочные).

К первой группе относятся хомогенные (химические) известняки с пелитоморфной структурой.

Известняки пелитоморфные имеют более или менее однородный состав, выраженный мутными мельчайшими (максимально 0,005 мм) частицами карбоната кальция. В пелитоморфной массе иногда бывают различимы органические остатки плохой сохранности.

В таких известняках частицы кальцита чаще слабо связаны между собой или имеют срастание за счет микрокристаллического, вероятно, диагенетического кальцита. В них выделяются агрегаты мелкокристаллического (0,1—0,2 мм) эпигенетическо-

карбонатных пород

CaMg (CO ₃) ₂	CaCO ₃	CaO MgO	Название породы	Наименование площади и № скв.	Геологический возраст
16,5	37,8	7,2	Известняк доломитовый	Кулешовская, скв. 53	Башкирский ярус
10,2	84,3	22,4	Известняк доломитистый	То же	Каширский горизонт
44,0	50,5	4,2	Известняк доломитовый	То же	То же
36,07	59,47	5,6	Известняк доломитовый	Лебяжинская, скв. 153	Зона Tr. jigulensis
67,52	15,29	1,98	Доломит известковистый	То же	То же
10,62	80,98	20,8	Известняк доломитистый	То же	То же
5,1	92,78	43,3	То же	Лебяжинская, скв. 22	Кизеловский горизонт

го кальцита. В условиях интенсивной перекристаллизации пелитоморфный кальцит сохраняется лишь участками, которые выделяются в полнокристаллической массе эпигенетического кальцита (табл. 1).

Пелитоморфная структура описываемых известняков объясняется условиями образования мельчайших частиц карбоната кальция путем химического осаждения CaCO₃ в умеренно-глубоководных участках морского бассейна.

Пелитоморфный кальцит иногда отлагается одновременно с глинистым материалом, вместе с последним часто концентрируется тонкодисперсное рассеянное органическое вещество.

В стадию седиментации и литификации в пелитоморфных известняках развиваются капиллярные (0,5—0,0002 мм) и субкапиллярные (<0,0002 мм) поры, а также тонкие (до 10 мк) трещины, которые расширяются или переобразовываются в стилолиты за счет растворяющего действия минерализованных вод, циркулирующих по трещинам. На стенках трещин наблюдаются минеральные отложения в виде кальцита, доломита и битума, иногда трещины полностью заполняются ими или глинистым материалом.

Известняки оолитовые (фототабл. 1) в разрезе карбона не имеют широкого распространения. В башкирских отложениях,

на Покровской и Кулешовской площадях (рис. 1) они образуют маломощные и невыдержанные по простираению прослои.

Нефтеосодержащие оолитовые известняки имеют буровато-серую или коричневую окраску в отличие от светлоокрашенных

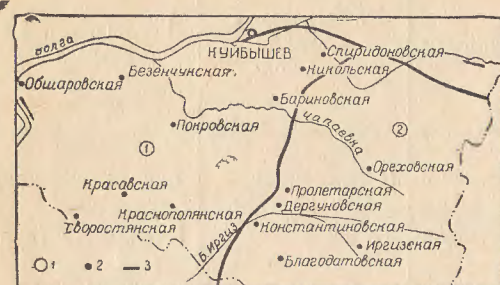


Рис. 1. Обзорная карта изученности продуктивных отложений карбона юга Куйбышевской области:

- 1 — нефтегазоносные районы:
1 — Чапаевский; 2 — Южно-Куйбышевский;
2 — исследованные площади; 3 — границы распространения нефтегазоносных районов.

образования, выполненные однородным пелитоморфным кальцитом с единичными концентрами или без них, иногда со следами скелетного строения раковин фораминифер, свидетельствующими о биохимическом происхождении псевдооолитин. В нефтенасыщенных оолитовых и псевдооолитовых известняках развиты седиментационные и межгранулярные изометрические сообщающиеся поры. В плотных породах оолиты с псевдооолитами цементируются чаще эпигенетическим кальцитом, в доломитизированных разностях в цементе наблюдается доломит. Эти минералы чаще образуют цемент типа выполнения пор или контактовый, участками обособляется базальный цемент, реже встречается крустификационное обрастание псевдооолитин или пойкилитовая структура цементации. Хорошая отсортированность оолитов и псевдооолитов, округлые формы их и остатков фауны фораминифер свидетельствуют о мелководноморских условиях накопления известняков. Округлые формы оолитин и псевдооолитин способствуют образованию изометричных сообщающихся пор, составляющих до 25 и более процентов.

Известняки органогенные или биоморфные по структурному признаку разделяются на органогенно-детритусовые и органогенно-обломочные с разновидностями псевдооолитовых и копрогенных. Среди них высокими коллекторскими свойствами обладают биоморфные и органогенно-обломочные разности.

К собственно биоморфным известнякам (фототабл. 2) относятся породы, состоящие из цельных раковин организмов. Среди

в плотных прослоях, не содержащих битума, с цементом типа выполнения пор кальцитового состава. В оолитовых известняках породообразующие фрагменты представлены округлой формы образованиями с концентрическим внутренним строением пелитоморфного кальцита. Размеры их составляют в среднем 0,5 мм. В известняках, кроме оолитин, содержатся подобные или округлой формы

них широко распространены известняки фораминиферовые, водорослево-фораминиферовые и водорослевые. Кроме цельных раковин, в известняках в качестве породообразующих компонентов содержатся раковинные обломки или в различной степени нарушенные раковины, характеризующие собой примесь органогенного детритуса. Таким образом, точнее они могут называться как биоморфные с детритусом. В нефтенасыщенных биоморфных и органогенно-обломочных известняках преобладает сообщающееся поровое пространство с извилистыми очертаниями. Оно наблюдается между органическими остатками различной формы и размера или их агрегатами, нередко гранулированными вторичным кальцитом и доломитом. В них содержится эпигенетический битум.

На исследованной территории в описываемых отложениях карбона распространены детритусово-фораминиферовые разности известняков (фототабл. II), в которых породообразующими фрагментами являются остатки фауны фораминифер размером 0,1—0,5 мм, обломки фузулиид, криноидей, остракод и брахиопод более крупных (1—1,5 мм) размеров.

В фораминиферовых известняках отмечаются открытые остаточно-седиментационные поры или межгранулярные в перекристаллизованных и доломитизированных разностях. Поровое пространство изменяется по размерам от 0,02 до 1,0 мм, оно сообщается посредством канальцев и имеет различные выполнения, но чаще в нем встречаются эпигенетический битум или кальцит, агрегаты последнего замыкают или изолируют поры. Имеются тонкие (10—20 мк) трещины разных направлений, но чаще ориентированные по наслоению, с теми же минеральными выполнениями, что и в порах. Кроме трещин, в породах образуются стилолитовые поверхности с бугорчатыми или зубчатыми очертаниями. Они чаще покрываются темным, почти черным глинисто-органическим веществом с примазками битума.

Известняки водорослевые из группы органогенных представляют фитогенную разность (фототабл. II). Они содержат в своем составе преимущественно сифонниковые и реже багряные (колонияльные) скопления водорослей, между которыми встречаются мелкие фораминиферы (турнейские бисферы) и членики криноидей. Пороодообразующие органические остатки, за исключением криноидей, выполняются пелитоморфным кальцитом, который в перекристаллизованных и доломитизированных разностях замещается эпигенетическими новообразованиями кальцита и доломита. Иногда в массе карбоната кальция выделяются минеральные образования халцедона и пирита.

Водорослевые известняки свидетельствуют о накоплении осадков в относительно углубленных участках морского бассейна в отличие от мелководных фораминиферовых и водорослево-копрогенных известняков, в последних распространены псевдоводоросли — копролиты и сгустковые образования.

По мере увеличения содержания в водорослевых известняках фораминифер наблюдаются переходы к водорослево-фораминиферовым известнякам.

В процессе метасоматического замещения органических остатков доломитом образуются доломитистые или доломитовые органогенные известняки, переходящие в конечной стадии в доломиты.

В водорослевых известняках, как и фораминиферовых, развиты остаточно-седиментационные поры, в перекристаллизованных и доломитизированных разновидностях образуются межгранулярные сообщающиеся поры.

Трещины и стилолиты в породах чаще наблюдаются по слоению; среди них встречаются вертикальные, вероятно тектонические, с примазками битума на их стенках, которые секутся трещинами, заполненными эпигенетическим кальцитом.

В вышеописанных детритусово-биоморфных известняках из верхнебашкирских, верейских и нижнекаширских отложений содержится аллотигенная примесь песчано-алевритового и глинистого материала. Состав и структурные особенности биоморфных известняков свидетельствуют о том, что они образовались главным образом в условиях мелководного морского бассейна с нормальной соленостью и хорошей аэрацией придонных слоев, способствующих распространению бентонных организмов. В бассейне, очевидно, имели место периодические углубления, и в этих участках с незначительной подвижностью вод отмечаются заиленность и водорослевые образования, обогащенные глинистым материалом. Для известняков органогенно-детритусовых (фототабл. II) характерным является структурное отличие, заключающееся в преобладании угловатых остатков породообразующей фауны. Среди них наибольшее распространение имеют известняки криноидно-водорослево-фораминиферовые, криноидно-брахиоподово-фораминиферовые, остракодово-фораминиферовые и водорослевые, кораллово-брахиоподовые и кораллово-фораминиферовые (турнейские), фораминиферово-губковые (тульские). Органогенный детритус в них имеет размеры от очень мелких (0,1 мм) до крупных (1—1,5 мм), что позволяет выделить среди них мелкодетритусовые, грубодетритусовые и промежуточные разновидности.

Мелкодетритусовые криноидно-водорослево-фораминиферовые или водорослево-остракодово-фораминиферовые известняки, часто глинистые и доломитизированные, в каширских отложениях переслаиваются с известковыми глинами и мергелями. В органогенно-детритусовых известняках остатки породообразующей фауны слагаются пелитоморфным карбонатом кальция, различная степень раскристаллизации которого сопровождается образованием микро- и мелкокристаллического кальцита. В них иногда кальцит метасоматически замещается доломитом, халцедоном, ангидритом и пиритом. В камерах раковин фузу-

линид наблюдается разрушенный глауконит. Замещение органических остатков доломитом сопровождается развитием, кроме межгранулярных, межкристаллических сообщающихся пор, которые дополнительно к остаточно-седиментационным увеличивают процент открытой пористости.

Особенностью известняков с фораминиферами, сифонниковыми водорослями или створками остракод является высокая степень их перекристаллизации, и в связи с этим отмечается повышенное количество межгранулярных и межформенных открытых пор размером 0,05—0,8 мм. Кроме того, в них наблюдается пустотное пространство, образованное за счет растворения и выщелачивания остатков фораминифер.

Известняки полидетритусовые, преимущественно криноидно-брахиоподово-фораминиферовые, в верейских отложениях содержат значительную примесь песчаного, алевритового и глинистого материала, что позволяет выделить их в группу терригенно-карбонатных пород.

В описываемых известняках преобладает промежуточная масса базального типа, представленная пелитоморфным карбонатом кальция. Замещение в ней кальцита доломитом сопровождается образованием вторичных структур, таких как диспергентная и синдетическая; они характерны соответственно для доломитистых и доломитовых известняков.

В нижнекаширских, башкирских и турнейских отложениях широкое распространение имеют водорослево-криноидно-фораминиферовые известняки. В них породообразующие органические остатки нередко находятся в тесном срастании.

Известняки органогенно-обломочные (фототабл. I) обычно богаты фораминиферами, водорослями и криноидеями, в них содержатся остатки брахиопод и остракод. Структурная особенность данных известняков заключается в преобладании округленных органических остатков и округлой формы образований, подобных оолитам, именуемых псевдоолитами.

Известняки макроскопически имеют песчаниковидный облик. Микроскопически в них различаются в основной массе округленные органические остатки и обломки известняка, между которыми имеется цемент.

Породообразующие компоненты в известняках слагаются пелитоморфным кальцитом или монокристаллами кальцита в члениках криноидей. В случае их перекристаллизации при доломитизации наблюдается развитие микро- и мелкокристаллического кальцита или доломита, в цементе ими обуславливаются структуры крустификации, регенерации или пойкилитовая. Кроме того, образуется цемент типа выполнения пор и базальный, иногда в последнем наблюдаются сгустки и комки пелитоморфного карбоната кальция.

В разрезе верхнего карбона органогенно-обломочные известняки слагаются в основном округленными раковинами фузулинид

крупных (1—1,5 мм) размеров; среди них неравномерно распределяются членики криноидей и остатки брахиопод. Полости раковин фузулинид выполняются микро- и мелкокристаллическим кальцитом, реже доломитом, халцедоном, иногда глауконитом; в члениках криноидей обычными являются монокристаллы кальцита.

В цементе преобладает тот же эпигенетический кальцит, что и в раковинах, участками он разрастается до крупных кристаллов, представленных полисинтетическими двойниками. Обособление крупнокристаллического кальцита между скелетами раковин обуславливает пятнистую или скелетную структуру в промежуточной массе и плотные участки. Между органическими остатками различаются сообщающиеся и изолированные поры, на стенках которых сохраняется эпигенетический битум или они остаются ничем не заполненными.

Известняки псевдоолитовые (фототабл. I) по распространению не уступают известнякам органогенно-обломочным. В них пороодообразующими фрагментами являются округлой формы образования без концентрического и радиально-лучистого внутреннего строения. Нередко псевдоолиты обуславливаются раскристаллизацией раковин фораминифер, о чем свидетельствует различимое под микроскопом скелетное строение их с периферическими оболочками; среди них встречаются видоизмененные водоросли или копролиты, иногда они выполняются кальцитом или доломитом. В цементе псевдоолитовых известняков преобладает эпигенетический кальцит, встречаются новообразования доломита, ангидрита, реже халцедона и пирита.

В органогенных, органогенно-детритусовых и органогенно-обломочных известняках развиты трещины, сутуры и стилолиты (фототабл. III), которые разделяются на первичные (сингенетические) и вторичные (эпигенетические). Из них первичные наблюдаются между органическими остатками и другими пороодообразующими компонентами, вторичные же, как правило, являются секущими.

Поровое пространство и трещины бывают зияющие или выполняются минеральными образованиями, преимущественно кальцитом, реже доломитом или пиритом и эпигенетическим битумом. Битум отмечается между кристаллами кальцита или доломита и стенками пор или трещин.

Известняки фораминиферовые, оолитовые (псевдоолитовые) и органогенно-обломочные характеризуют собой образования мелководного морского бассейна. Из органогенно-обломочных и псевдоолитовых известняков выделяются разности, состоящие из обломков фауны с хорошей окатанностью и отсортированностью их по размерам, образование которых, вероятно, следует считать прибрежно-морскими, то есть находящимися близко к береговой линии.

Известняки органогенно-детритусовые в отличие от органогенно-обломочных, очевидно, формировались в относительно глубоких участках моря, где гидродинамический режим был более спокойный.

Известняки обломочные представляют собой сцементированные обломки карбонатных пород — известняков и доломитов. Они по текстурным особенностям разделяются на брекчиевидные или брекчии растрескивания и псаммитовые или гравелитовые разности. Брекчиевидные известняки описаны в отложениях башкирского яруса, где они чаще образуют маломощные прослои, в которых породы слагаются обломками размером от 0,5 до 3 см в диаметре. Обломки представлены как пелитоморфными, так и органогенными известняками. Там, где встречаются сравнительно крупные и угловатые обломки пород, они имеют незначительное смещение (фототабл. IV). В цементе брекчий сохраняется пелитоморфный кальцит, чаще же содержатся эпигенетические минеральные новообразования в виде кальцита, доломита, ангидрита, халцедона и кварца.

В брекчиях растрескивания смещение обломков отсутствует. Образование их приурочено к зонам развития трещиноватости, обусловленным внутрiformационными размывами плотных и крепких пород. В них нередко наблюдаются зияющие трещины. Известняки псаммитовые и гравелитовые или мелкоконгломератовые встречены в башкирских отложениях по разрезам Красной Поляны и Покровки (рис. 1). В них пороодообразующие обломки имеют размеры от 0,1 до 1 мм в псаммитовых разностях и от 1 мм до 1 см в гравелитах.

Известняки псаммитовые состоят из мелких окатанных обломков пелитоморфной породы, причем некоторые обломки морфологически близки к псевдоолитам; среди них встречаются округленные органические остатки фораминифер и водорослей. В цементе базальном и типа выполнения пор, кроме кальцита, который содержится чаще, наблюдается пирит, кварц и черный метаморфизованный битум. Эпигенетический доломит метасоматически замещает обломки пелитоморфного известняка.

Битумом заполняется поровое пространство между обломками и кристаллами минеральных новообразований; им же выполняются трещины различных направлений. Нередко он наблюдается в порах между стенками их и кристаллами вторичного кальцита.

В известняках брекчиевидных и брекчиях растрескивания незначительное или полное отсутствие перемещения обломочного материала свидетельствует об образовании пород за счет разрушения их на месте отложения.

В известняках обломочных переотложенный кластический материал представлен преимущественно местными карбонатными породами. Однородный вещественный состав пород, хорошая окатанность и отсортированность обломков по размерам свиде-

тельствуют об относительной близости к береговой линии, то есть о прибрежно-морских условиях образования описываемых известняков. В разрезе они выделяются в виде маломощных прослоев, которые часто не выдерживаются по простиранию.

Между вышеописанными группами известняков промежуточное положение занимают известняки метасоматические. Известняки метасоматические (фототабл. V) характеризуются преобладанием ($\geq 50\%$) диагентического и эпигентического, микро- и мелкокристаллического кальцита, образовавшегося в процессе перекристаллизации и метасоматического замещения хемогенного или биоморфного карбоната кальция вторичными минеральными образованиями кальцита. К ним же относятся известняки с реликтовой органогенной структурой, состоящие из частично или полностью перекристаллизованных органических остатков, с промежуточной массой микро- и мелкокристаллической структуры. Последние чаще обуславливаются метасоматическим замещением биоморфного карбоната кальция — в стадии седиментации, а позднее и литифицированных образований, минеральными новообразованиями кальцита.

В группу метасоматических известняков, очевидно, следует отнести сгустковые и комковатые разности перекристаллизованных пород. Кроме того, встречаются такие породы, которые настолько изменены вторичными процессами, что первичный состав их и происхождение остаются неясными, вследствие чего их принято называть криптогенными. В разрезе каменноугольных отложений распространены известняки органогенные, перекристаллизованные доломитистые и доломитовые, в которых с различной интенсивностью выражается метасоматическое замещение пород доломитом. Известняки органогенные доломитистые слагаются в различных соотношениях кальцитом (больше) и доломитом (меньше) микро- и мелкокристаллической структуры, среди которых распознаются остатки различной фауны, выполненные эпигенетическим доломитом, что обуславливает образование вторичной диспергентной структуры (фототабл. V).

Известняки органогенно-детритусовые чаще подвергаются перекристаллизации и доломитизации; в них органогенный детритус легко метасоматически замещается доломитом, которым сложены сгустки или реликты органических остатков. Доломит составляет большую часть основной массы, тогда как биоморфный кальцит сохраняется лишь мелкими изолированными участками. Таким образом, создается вторичная синдетическая структура в известняках доломитовых (фототабл. V), где парагенетическим образованием является ангидрит, а за счет его гидратации образуется гипс.

В известняках метасоматических развиты межгранулярные и межкристаллические поры, обусловленные перекристаллизацией при доломитизации. Они часто сообщаются извилистыми микротрещинами. В бурых нефтенасыщенных разностях

таких пород поровое пространство имеет незначительные (0,02—0,05 мм) размеры и заполняется эпигенетическим битумом.

По мере полного замещения карбоната кальция доломитом в осадке образуются диагенетически-метасоматические доломиты, тогда как метасоматическое замещение кальцита в литифицированных образованиях приводит в конечной стадии к формированию эпигенетически-метасоматических доломитов (фототабл. V). Доломиты метасоматические распределяются неравномерно в разрезе карбона на исследованной территории. Наибольшее развитие такие доломиты получили в башкирских отложениях в северо-восточной части Южно-Куйбышевского нефтегазоносного района (см. рис. 1). Сравнительно редко наблюдаются хемогенные доломиты. Они образуют маломощные прослои в тульских, нижнекашйрских и башкирских отложениях. Доломиты имеют исключительно пелитоморфную структуру и слоистую текстуру за счет неравномерного распределения глинистого материала, содержат гнезда ангидрита, иногда гидратизированного до образования гипса. В таких доломитах фауна отсутствует. Основная однородная масса мутного пелитоморфного доломита иногда раскристаллизована до микрокристаллического.

Доломиты обломочные и брекчиевидные (фототабл. IV). Среди обломочных доломитов выделяются псаммитовые и брекчиевидные разности, аналогичные по структуре и текстуре известнякам.

Доломиты брекчиевидные чаще представлены брекчиями растрескивания (фототабл. IV), в которых угловатые несмещенные обломки пелитоморфного доломита достигают 1—3 см. В цементе наблюдаются минеральные новообразования кальцита или доломита. В порах и пересекающихся трещинах, нередко открытых, иногда отмечаются примазки черного метаморфизованного битума.

Доломиты обломочные (фототабл. IV) состоят из округленных обломков пелитоморфного доломита размером от 0,1 до 0,9 см; они часто раскристаллизованы и кальцитизированы. В базальном полнокристаллическом цементе или с кристификационной структурой преобладает кальцит и реже встречается доломит. Между обломками образуется поровое пространство, в котором отмечается эпигенетический битум.

Обломки доломита и цементирующая их масса иногда секутся серией тонких трещин, которые делятся на открытые и выполненные минеральными новообразованиями кальцита, доломита, ангидрита или битума. Доломиты метасоматические прослеживаются в разрезах Кулешовки в виде линзообразных или неправильной формы участков.

Основная масса в доломитах складывается одноименным минералом, обуславливающим гранобластовую или гетеробластовую структуры, иногда с реликтами органических остатков. В каль-

цитизированных и сульфатизированных доломитах эпигенетический кальцит и ангидрит образуют изолированные кристаллы или агрегаты их. В мономинеральных полнокристаллических породах доломит образует более или менее изометричные, нередко ромбоэдрические кристаллы, имеющие тесное срастание между собой; в них чаще можно наблюдать мозаичную структуру (фототабл. V).

В описываемых доломитах широкое распространение имеют межкристаллические поры, сообщающиеся извилистыми микротрещинами.

В порах и трещинах часто наблюдается светло-бурый легкий битум. В них за счет выщелачивания кристаллов образуются мелкие (до 3 см в диаметре) каверны, стенки которых инкрустируются кальцитом или доломитом, редко в них наблюдаются примазки метаморфизованного битума.

В чистых разностях доломитов, реже чем в известняках, образуются стилолиты.

Сульфатные породы представлены в разрезе карбона главным образом эпигенетическим ангидритом и в меньшем количестве гипсом, являющимся продуктом гидратации ангидрита.

В ангидритах часто сохраняется хемогенный, как остаточно-седиментационный, пелитоморфный доломит.

Сульфатные отложения с доломитом распространены в окском подъярусе нижнего карбона и гжельском ярусе верхнего его отдела, где они образуют различной мощности пласты, пролои, линзы и гнезда.

Включения ангидрита в доломитах и доломитизированных известняках распространены по всему разрезу каменноугольных отложений. Кроме метасоматического замещения, им заполняются пустоты и трещины в породах.

Эпигенетическими образованиями ангидрита нередко обуславливаются гетеробластические структуры пород, в которых установлено отсутствие тонкокристаллического строения.

Генетическая особенность ангидритов, очевидно, объясняется образованием их за счет воздействия на породы осолоненных подземных вод. Гипс наблюдается в непосредственной связи с ангидритом; их совместное нахождение свидетельствует о переходе последнего в гипс посредством гидратации.

Из вышеописанного следует, что на исследованной территории изменение минералогического состава и структуры карбонатных пород обуславливается в основном эпигенетической минерализацией.

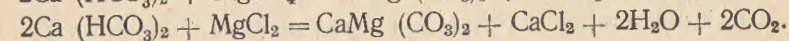
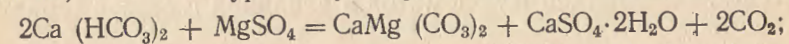
Исследования показали, что минеральные новообразования в известняках и доломитах значительно усложняют структуру скелета их и пустотного пространства.

Сингенетическое (седиментационное) минералообразование, связанное в основном с накоплением карбонатного материала в осадке, не оказывает существенного влияния на изменение струк-

туры скелета и морфологии порового пространства в карбонатных породах, оно лишь способствует образованию седиментационных структур и пор.

Диагенетические процессы выражаются во взаимодействии морской воды с илом, в преобразовании осадка в породу за счет химико-минералогической переработки, уплотнения и перераспределения вещества осадка. В связи с этим появляются минеральные новообразования кальцита, доломита, сульфатов и усложняется структура основной массы в породах. Так, образование диагенетических доломитов, очевидно, складывается из процессов осаждения, миграции и метасоматоза.

Осаждение хемогенного доломита является результатом химического взаимодействия двууглекислого кальция пресных речных вод с магниевыми солями морской воды, что выражается, по Н. С. Курнакову и др., следующими реакциями:

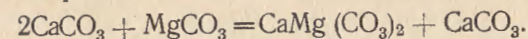


Диагенетическими преобразованиями, вероятно, обусловлено образование микрокристаллических и криптокристаллических известняков и доломитов.

Эпигенетические минеральные новообразования в карбонатных породах являются наиболее длительными по времени, чем диагенетические.

На длительном пути вторичных эпигенетических изменений пород основным фактором, их вызывающим, является (по Н. М. Страхову, 1962) постоянно возобновляющееся противоречие между вещественным составом породы, влиянием температуры (90—100%) и давления (800—900 ат).

Инфильтрационные воды при взаимодействии с глинистыми породами метаморфизуются вследствие катионного обмена и становятся хлоркальциевыми, из них же осаждаются кальцит, доломит и ангидрит, которыми выполняются поры, трещины и осуществляется метасоматическое замещение известняков. Метасоматическое воздействие вод, обогащенных магнием, на известняки заканчивается, как указывалось выше, образованием доломитов, согласно реакции



Анализ химического состава карбонатных пород показывает, что на исследованной территории процесс доломитизации в них развит неравномерно в связи с изменениями содержания магниевых солей в морской воде, с одной стороны, и непостоянством минерализации подземных вод — с другой.

При прослеживании изменения литологического состава карбонатных пород на территории юга Куйбышевской области устанавливается, что в Чапаевском нефтегазоносном районе (рис. 1) карбонатные разрезы представлены в основном чисты-

ми или доломитистыми разностями известняков и ограниченное распространение имеют доломитовые известняки или доломиты.

В пределах Южно-Куйбышевского района (рис. 1) отмечается преобладание доломитов в упинских отложениях разреза опорной Ореховской скв. 1, а также в окском и серпуховском подъярусах нижнего карбона разрезов Ореховской и Краснополянской опорных скважин; кроме того, в башкирском ярусе и нижней части каширского горизонта среднего карбона на Кулешовской и Благодаровской площадях и в разрезе Краснополянской скв. 1 и, наконец, в отложениях гжельского яруса верхнего карбона (Красная Поляна, Ореховка, Благодаровка).

Неравномерность доломитизации известняков в башкирских отложениях проявляется в пределах даже одной Кулешовской брахиантиклинальной структуры. Установлено развитие доломитовых известняков и доломитов в западной и северо-западной ее частях.

В нижнекаширских отложениях увеличение содержания доломита прослеживается в восточной части Кулешовской структуры, распространяется на юго-восточном ее продолжении, включая Благодаровское поднятие.

Под влиянием поверхностных и грунтовых вод, проникающих в пористые и трещиноватые доломитовые известняки и доломиты, происходит раздоломичивание их и сопутствующая кальцитизация. Эти процессы способствуют образованию плотных разностей доломитов, залегающих прослоями, линзами или неправильной формы локальными участками.

Раздоломичивание, по Гайдингеру, выражается реакцией:

$$\text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3 + \text{CaSO}_4 \rightarrow 2\text{CaCO}_3 \text{ (выпадает)} + \text{MgSO}_4 \text{ (выносятся)}.$$

Таким образом, развитие эпигенетического кальцита осуществляется, во-первых, при перекристаллизации известняков или при их метасоматическом замещении и, во-вторых, в процессе кальцитизации при раздоломичивании доломитовых разностей пород.

В первом случае наблюдается развитие пористости, во втором — отмечается отрицательное влияние на качество карбонатных пород-коллекторов, так как образование агрегатов кристаллов эпигенетического кальцита уплотняет карбонатные породы. В них развиваются такие структуры скелета как пойкилитовая и пятнистая.

Доломиты разнокристаллические, мелкопористые превращаются за счет раздоломичивания в плотные породы, иногда неравномерно кавернозные. Они существенным образом отличаются от доломитов метасоматических, в которых развиты межкристаллические поры и микротрещины.

Из анализа фактического материала следует, что при определении коллекторских свойств карбонатных пород, обогащенных доломитом, нельзя руководствоваться лишь содержанием

магния, а необходимо учитывать вторичные процессы и главным образом перекристаллизацию с доломитизацией, которые изменяют структуру пород и порового пространства — одного из главных параметров карбонатных пород-коллекторов.

По содержанию магния в породах без учета структурных особенностей минеральных образований доломита нельзя судить о засоленности вод морского бассейна в целом, так как практически установлено влияние засоленных пластовых вод на изменение минералогического состава известняков.

В известняках и доломитах последующим после доломитизации является процесс сульфатизации, который сопровождается минеральными образованиями ангидрита, гипса, реже целестина.

Ангидрит и гипс наблюдаются в виде кристаллов различных (0,3—1 мм) размеров, иногда в виде радиально-лучистых агрегатов или обуславливают гетеробластические структуры там, где они образуют линзы или прослои. Ими заполняются пустоты и трещины.

В крупных (1—2 мм) кристаллах ангидрита иногда четко вырисовываются ромбоэдри доломита, указывающие на метасоматическое и более позднее образование ангидрита.

Такие кристаллы ангидрита с гипсом и их агрегаты, заполняя пустотное пространство тем самым уплотняют породы и делают их слабыми коллекторами.

Аналогичное влияние на изменение коллекторских свойств карбонатных пород оказывает окремнение.

Окремнение в карбонатных породах чаще выражается в образовании халцедона или мелкокристаллического кварца. Проявляется оно в основном в замещении кремнеземом кальцита органических остатков и промежуточной массы, кроме того, наблюдается инкрустация кварцем и халцедоном пустотного пространства, полостей раковин, трещин.

В карбонатных породах наблюдаются образования эпигенетического пирита, имеющего региональное распространение в разрезе карбона на исследованной территории. Кроме пирита, образующего рассеянную вкрапленность и мелкие угловатые включения, встречаются глобулы марказита. Пирит иногда образует сростки кристаллов неправильной формы или инкрустирует свободные полости в раковинах, стенки трещин или пустотного пространства вообще. Кроме того, он образует псевдоморфозы по органическим остаткам, и реже встречаются конкреции его.

Наиболее высокие концентрации пирита приурочены к глинисто-карбонатным породам, обогащенным рассеянным тонкодисперсным органическим веществом, которое, вероятно, способствовало диагенетическим превращениям окисного железа первоначально в сидерит, а затем в пирит. Тонкорассеянный пирит вследствие перекристаллизации принимает кристаллические очертания.

Учитывая распространение эпигенетического пирита в свобод-

ных полостях пород между известковыми и доломитовыми участками и кристаллами доломита, можно утвердительно говорить о том, что его появление не способствует развитию порового пространства в карбонатных породах, а сокращает его. Перекристаллизация же его не оказывает существенного влияния на увеличение порового пространства, так как пирит не образует больших концентраций в породах и не имеет равномерного распространения в них. Из наблюдений следует, что пиритизация проходила в основном позднее доломитизации. Описанными диагенетическими и эпигенетическими процессами исчерпываются основные изменения минералогического состава карбонатных пород и связанных с ними изменений в развитии порового пространства.

Основными выводами из всего вышеизложенного являются следующие.

1. На территории юга Куйбышевской области во всех трех отделах карбона многопластовые залежи нефти приурочены в основном к органогенным известнякам, перекристаллизованным и доломитизированным их разностям и доломитам.

2. Высокими коллекторскими свойствами, по определениям коэффициента открытой пористости, отличаются:

а) известняки органогенные, преимущественно фораминиферовые, водорослево-фораминиферовые, водорослевые, органогенно-обломочные, псевдоолитовые и оолитовые;

б) известняки органогенные и органогенно-обломочные, псевдоолитовые перекристаллизованные и доломитизированные;

в) доломиты с реликтами первичных органогенной и других структур или метасоматические с гранобластическими структурами.

3. Основным критерием для качественной оценки карбонатных пород как коллекторов являются количество открытых (сообщающихся) пор, генетические особенности порового пространства в породах и развитие трещиноватости в них, обуславливающей проницаемость.

Открытые поры по степени их эффективности разделяются в нижеследующем нисходящем порядке:

а) остаточно-седиментационные межформенные (межагрегатные), составляющие 25% и больше;

б) межгранулярные, достигающие 25—15%;

в) межкристаллические, достигающие 15—10%;

г) сверхкапиллярные с трещинной пористостью и капиллярные (седиментационные), не превышающие 10%.

4. Вторичными (эпигенетическими) процессами, улучшающими коллекторские свойства и в основном повышающими коэффициент открытой пористости, являются перекристаллизация, доломитизация и растворение с выщелачиванием карбонатных минералов, преимущественно доломита.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аширов К. Б. Трещиноватость коллекторов месторождений Куйбышевского Поволжья. Тр. Гипровостокнефти, вып. III, 1961.
2. Додонова А. С., Фролова Е. К., Туманова Н. М. Литологическая характеристика карбонатных продуктивных горизонтов нижнего и среднего карбона Куйбышевской области. Фонды КНИИ НП, 1961.
3. Додонова А. С., Фролова Е. К. Литология карбонатных продуктивных горизонтов палеозоя Куйбышевской области. Фонды КНИИ НП, 1963.
4. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I-II. Издание АН СССР, 1962.
5. Теодорович Г. И. Учение об осадочных породах. Гостоптехиздат, 1958.
6. Фадеев М. И. Изучение геологии и нефтеносности отложений палеозоя Куйбышевской и Оренбургской областей. Фонды КНИИ НП, 1955.
7. Фадеев М. И. Ореховская опорная скважина. КуйбышевНИИ НП. Гостоптехиздат, 1963.
8. Послойное описание продуктивных пластов Покровского месторождения. Фонды КНИИ НП, 1954.
9. Хворова И. В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. Изд. АН СССР, 1958.
10. Швецов М. С. Петрография осадочных пород. Гостоптехиздат, 1948.

ТАБЛИЦА I

Известняки оолитовые, псевдооолитовые и органогенно-обломочные

- Фото 1. Доломит с реликтовой органогенно-обломочной структурой, состоящий из округленных обломков фауны фораминифер и псевдооолитин с сообщающимися межгранулярными порами. Башкирский ярус. Кулешовка. Увел. 50, ник. +.
- Фото 2 и 6. Известняк фораминиферовый и оолитовый с базальным микрокристаллическим цементом кальцитового состава. Башкирский ярус. Кулешовка. Увел. 50, ник. +.
- Фото 3 и 4. Известняки фораминиферовые и водорослевые, состоящие из органических остатков, имеющих в цементе типа выполнения пор и базальном эпигенетический кальцит. В них развиты открытые межгранулярные и межкристаллические поры. Башкирский ярус. Благодаровка. Увел. 50, ник. +.
- Фото 5. Известняк органогенно-обломочный, состоящий из округленных обломков фауны фораминифер. Сообщающиеся межгранулярные поры заполнены битумом. Каширский горизонт. Благодаровка. Увел. 60, ник. +.

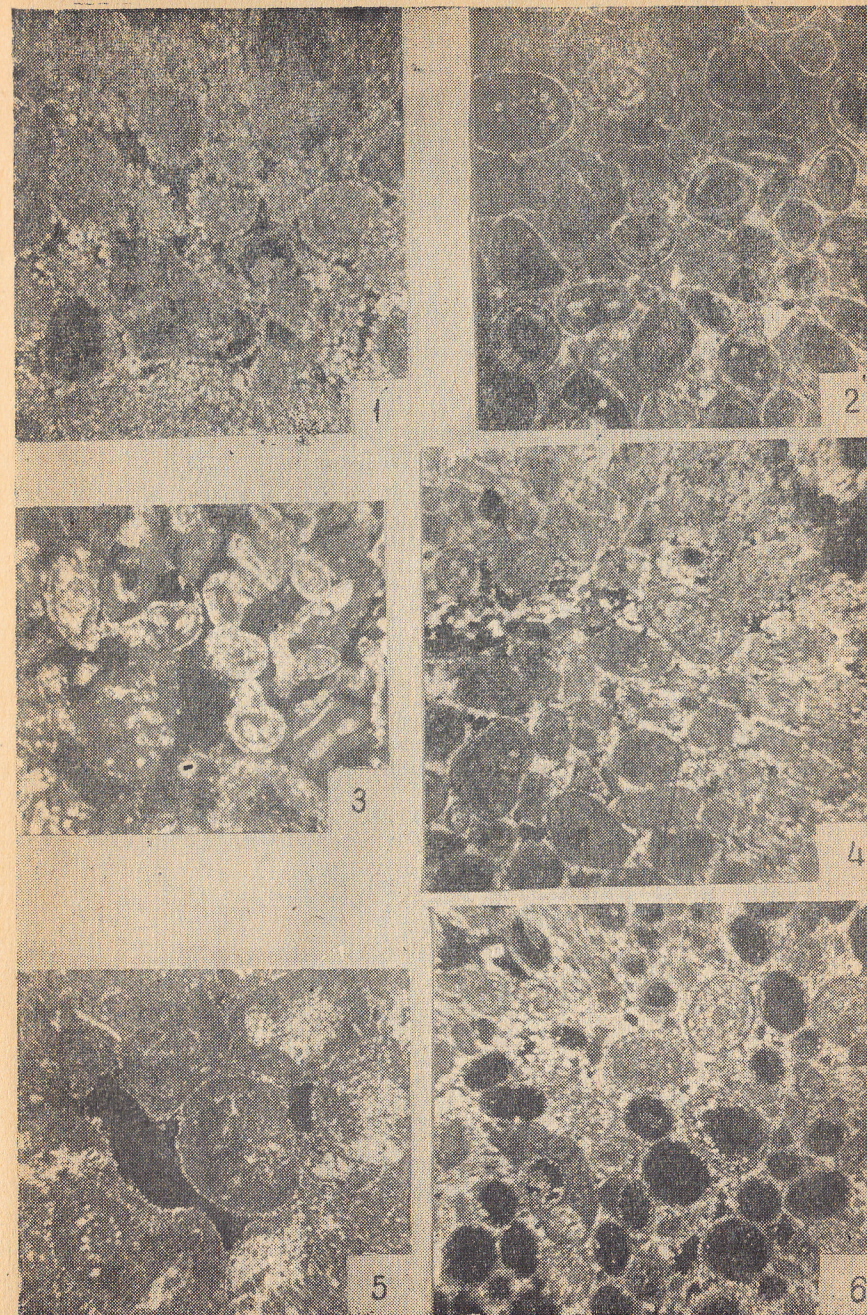


ТАБЛИЦА II

Известняки органогенные (биоморфные) и органогенно-детритусовые
перекристаллизованные

- Фото 1—2. Известняки фораминиферо-водорослевые и водорослевые; в них наблюдаются сообщающиеся остаточо-седиментационные поры и межгранулярные. Башкирский ярус. Кулешовка. Увел. 50, ник. +.
- Фото 3—4. Известняки фораминиферовые перекристаллизованные, с эпигенетическим мелко- и микрокристаллическим кальцитом в камерах раковин и в промежуточной массе; наряду с остаточо-седиментационными порами имеют развитие межкристаллические. Каширский горизонт. Благодаровка. Увел. 32, ник. +.
- Фото 5. Известняк органогенно-детритусовый с преобладанием пелитоморфного кальцита в органических остатках и базальной промежуточной массе. Каширский горизонт. Увел. 22,5, ник. 1.
- Фото 6—7. Известняки фузулиновые, раковины фузулинид в них нарушены вторичным кальцитом и им же выполнена пересекающая раковину трещина; в цементе крупные кристаллы его образуют пойкилитовую и скелетную структуры. Каширский горизонт. Благодаровка. Увел. 32, ник. 1 (6) и + (7).

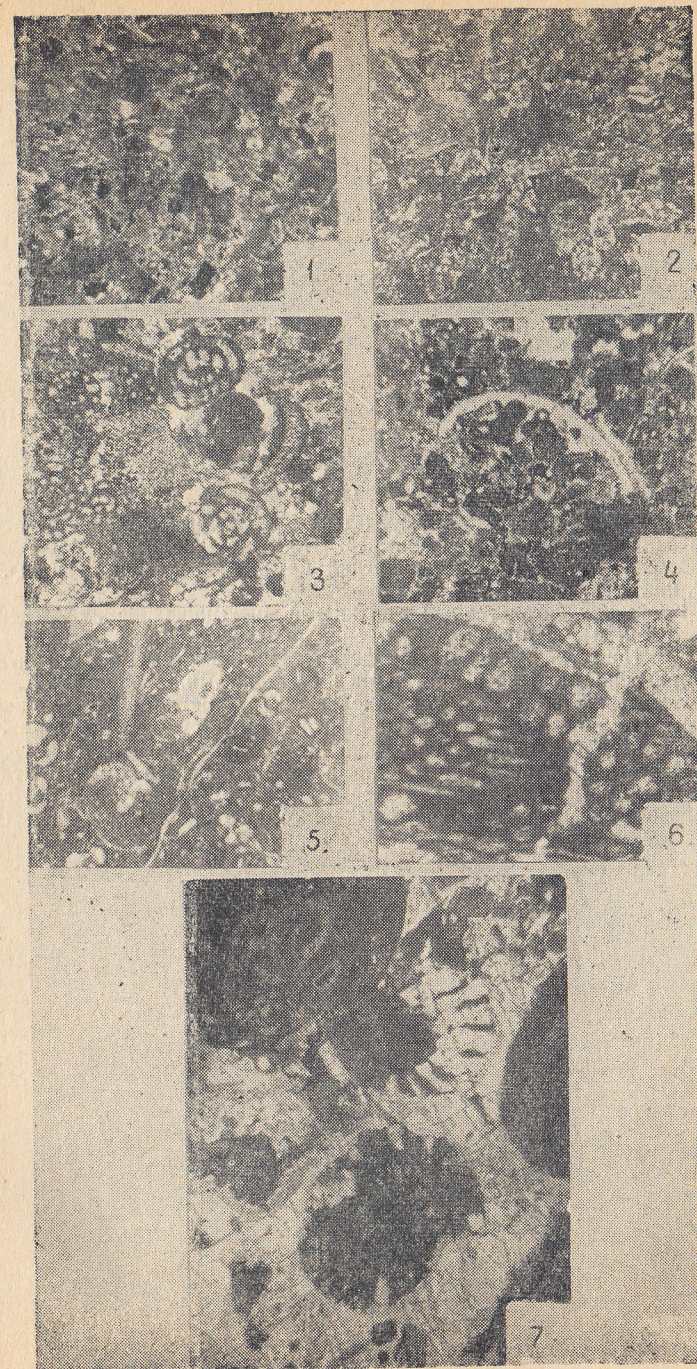


ТАБЛИЦА III

Стилолиты и сутуры в органогенных и органогенно-детритусовых известняках

- Фото 1. Известняк органогенный; зубчатым стилолитом пересекается основная масса, состоящая из фораминифер. Стилолит заполнен черным метаморфизованным битумом. Башкирский ярус. Благодаровка. Шлиф. Увел. 32, ник 1.
- Фото 2. Известняк органогенный с пятнистой битуминизацией, рассечен горизонтальным сутурным «швом».
- Фото 3, 4, 5. Известняки органогенно-детритусовые плотные, в горизонтальном направлении пересечены сутурами и стилолитами.
- Фото 6. Известняк плотный (светлоокрашенный), на контакте с тонкопористым (темно-серым) пересечен диагональным сутурным «швом», переходящим в стилолит. Башкирский ярус. Благодаровка.
- Фото 7. Известняк органогенный, доломитистый, пересечен горизонтальным стилолитом, представленным вертикальной штриховкой и трубчатыми образованиями. Башкирский ярус. Благодаровка.

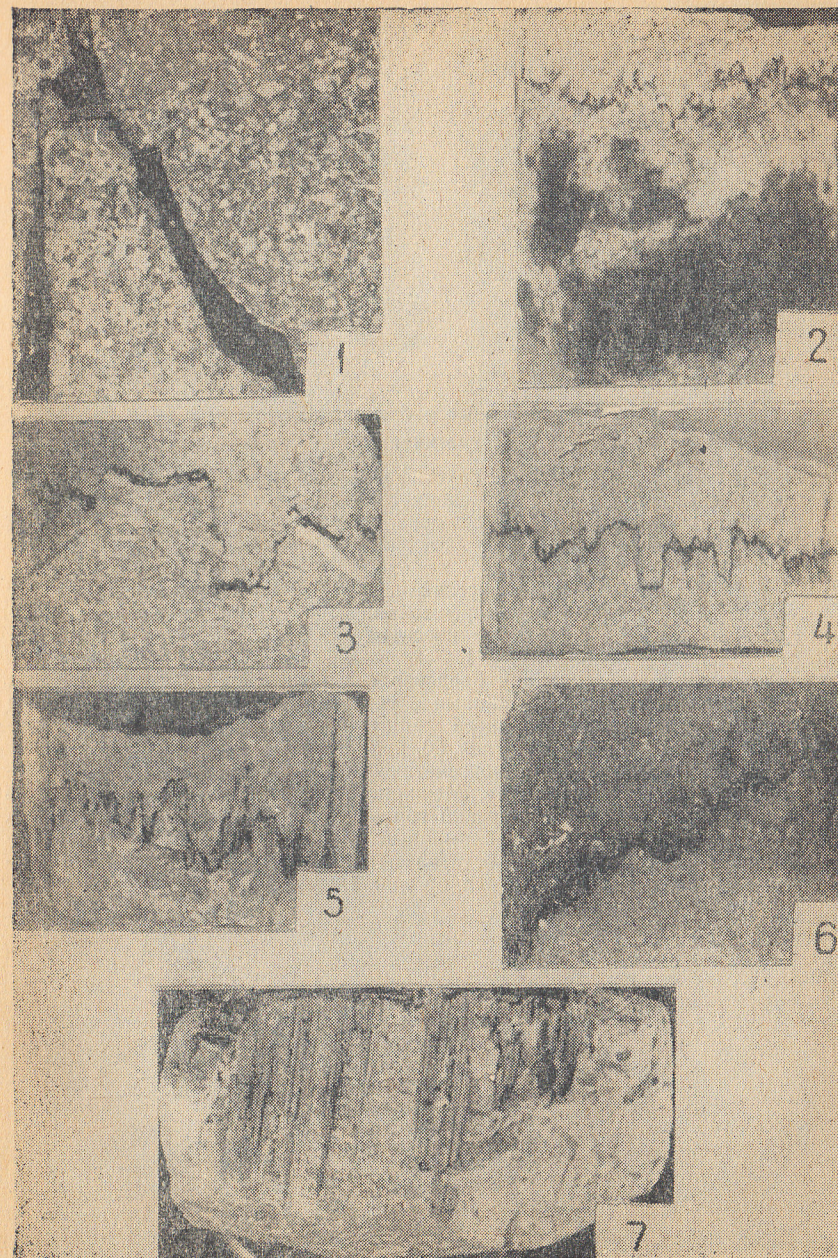


ТАБЛИЦА IV

Известняки и доломиты обломочные и брекчиевидные или в виде брекчий растрескивания

- Фото 1. Известняк обломочный с кристификационным обрастанием обломков пелитоморфного известняка, сцементированных эпигенетическим кальцитом. Башкирский ярус. Кулешовка. Увел. 50, ник. 1.
- Фото 2. Известняково-доломитовая брекчия с цементом типа выполнения пор и базальным.
- Фото 3. Доломит микрокристаллический пересечен горизонтальной трещиной, выполненной черным метаморфизованным битумом, который окружен мелкими кристаллами эпигенетического кальцита. Каширский горизонт. Благодаровка. Увел. 51, ник. 1.
- Фото 4. Брекчия растрескивания представлена пелитоморфным известняком, разбитым открытыми трещинами с участками органогенно-обломочного известняка, сцементированного эпигенетическим кальцитом. Башкирский ярус. Благодаровка. Увел. 50, ник. 1.
- Фото 5. Доломит обломочный с эпигенетическим мелкокристаллическим доломитом в базальном цементе. Межкристаллические сообщающиеся поры заполнены битумом. Каширский горизонт. Кулешовка. Увел. 50, ник. 1.
- Фото 6. Известняк органогенно-обломочный с сингенетическим (расположенным между органическими остатками) микросутурным «швом». Башкирский ярус. Благодаровка. Увел. 50, ник. 1.

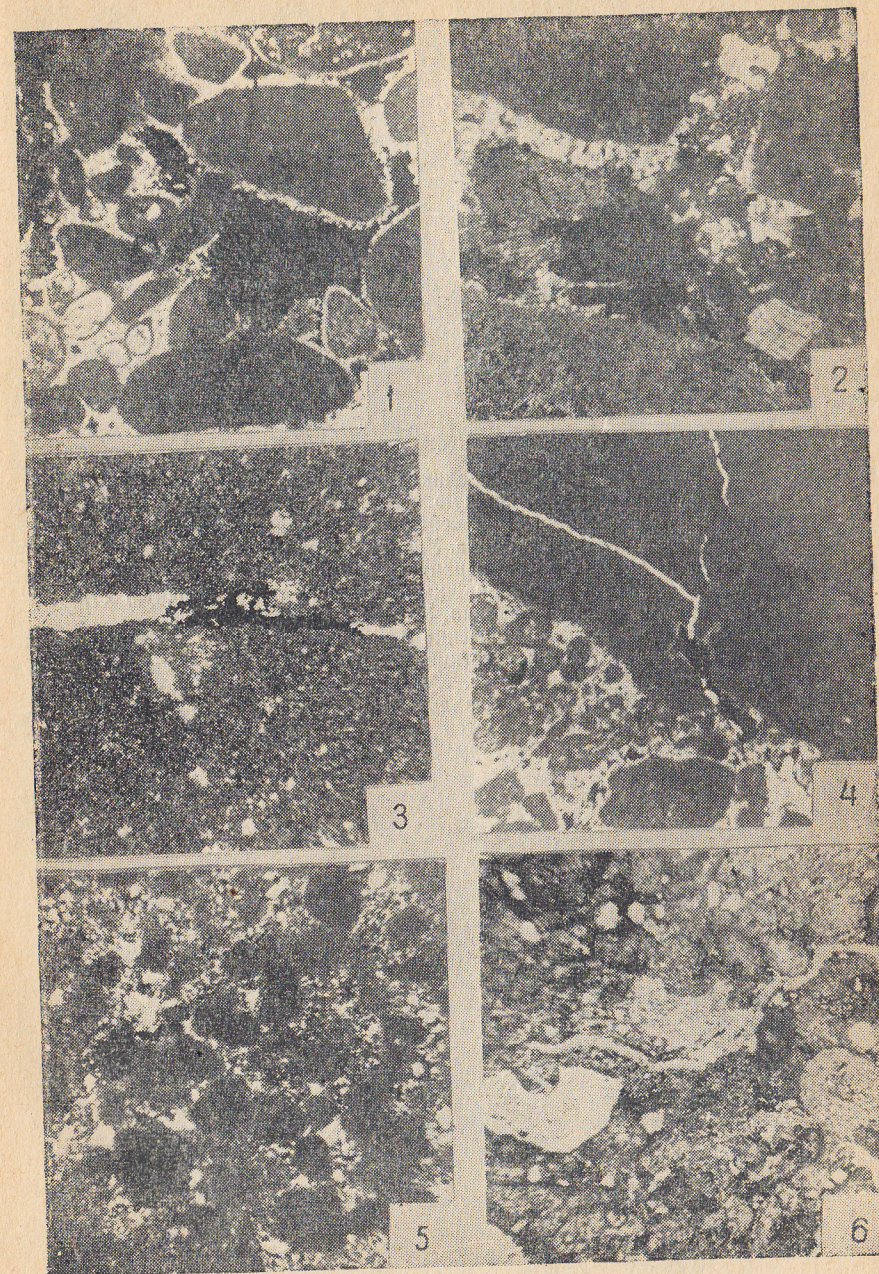


ТАБЛИЦА V

Известняки доломитистые, доломитовые и доломиты метасоматические

- Фото 1. Известняк доломитистый с реликтами первичной органогенной структуры, переходящей во вторичную — диспергентную. В нем развиты межкристаллические поры и в небольшом количестве межгранулярные. Башкирский ярус. Благодаровка. Увел. 32, ник. 1.
- Фото 2. Известняк доломитовый, первично органогенный, метасоматически замещен доломитом, обусловившим синдетическую вторичную структуру. Башкирский ярус. Кулешовка. Увел. 32, ник. +.
- Фото 3 и 4. Доломиты метасоматические и «сахаровидные» с микротрещинами, соединяющими эпигенетические поры или пустоты от выщелоченного доломита. Башкирский ярус. Кулешовка. Увел. 51, ник. +.
- Фото 5. Известняк комковатый с базальным мелкокристаллическим цементом, метасоматически замещается эпигенетическим кальцитом, обуславливая гранобластовую структуру. Башкирский ярус. Увел. 50, ник. 1.

