

УДК 552.14 : 551.782.12 (470.6)

**НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ДИАГЕНЕЗА
ЧОКРАКСКО-КАРАГАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
ВОСТОЧНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ**

Ю. О. ГАВРИЛОВ

Оценена степень уплотнения глинистых отложений среднего миоцена Восточного Предкавказья на основе изучения взаимоотношений рваннедиагенетических конкреций со слоистостью вмещающих пород. Выяснено, что в среднем мощность глинистых пластов сократилась в 4, а в отдельных случаях в 5 раз и более. Песчаные и алевритовые породы уплотнены в 1,2—2 раза. Наиболее интенсивно процессы уплотнения протекали в диагенезе. Большое различие в сокращении мощности песчаных и глинистых пластов способствовало возникновению перепада давлений между захороненными в этих отложениях водами. Взаимодействие соседних в разрезе литологически и геохимически различных пород в условиях миграции растворов в алевриты и пески при уплотнении глины привело к образованию разнообразных карбонатных стяжений.

Диагенетические процессы, происходящие в песчано-глинистых отложениях, протекают на фоне постепенного обезвоживания осадка в результате его уплотнения. Уменьшение объема и обводненности первоначально накопившегося ила ведет к изменению его механических свойств, сказывается на ходе взаимодействия реагирующих компонентов, на процессах диффузии, т. е. является неотъемлемой составной частью диагенеза. В связи с этим вызывает интерес количественная оценка уплотнения песчано-глинистых пород. При изучении особенностей диагенетических преобразований в чокракско-караганских отложениях Северо-Восточного Предкавказья нами была предпринята попытка оценить степень сокращения мощности песчаных и глинистых слоев, а также выяснить специфику процессов, сопровождающих уплотнение, в толщах, представляющих собой переслаивание литологически различных пород. Работа проводилась в течение 1974—1975 гг. под руководством В. Н. Холодова.

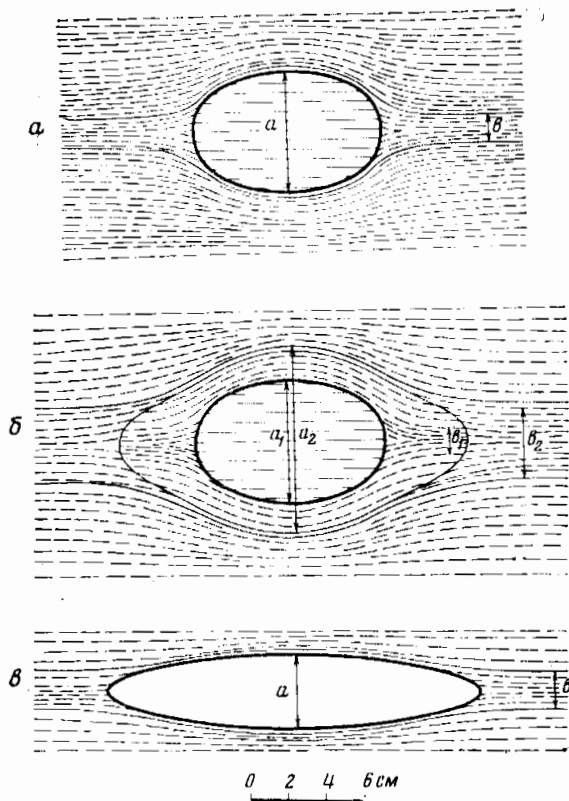
**ОЦЕНКА ВЕЛИЧИНЫ СОКРАЩЕНИЯ
МОЩНОСТИ ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ**

В чокракско-караганских отложениях Северо-Восточного Предкавказья широко распространены диагенетические карбонатные конкреции. Приурочены они в основном к глинистым слоям. Среди конкреций можно выделить незональные кальцитовые, сидеритовые и редко встречающиеся доломитовые, а также зональные — ядро которых сложено магнетитом, внешняя же зона — железистым карбонатом. Название «кальцитовые» и «сидеритовые» условно, так как первые представлены магнетитом с примесью FeCO_3 (5—10%); состав же вторых отвечает сидероплезиту с примесью CaCO_3 .

Различия минералогического состава конкреций сопровождаются различием их по форме. Кальцитовые и зональные стяжения обычно эллипсоидальные, иногда шаровидные, сидеритовые же различны, как пра-

вило, сильно уплощены (фиг. 1). Стяжения залегают согласно напластованию глин, образуя прослои. Размер конкреций — от 2—3 см до нескольких дециметров в диаметре.

Существование зональности в конкрециях указывает на разновременность образования различных карбонатных минералов: вначале формировалось кальцитовое ядро, в дальнейшем — сидеритовая оболочка. Это



Фиг. 1. Взаимоотношение диагенетических конкреций со слоистостью

a — кальцитовая конкреция (коэффициент усадки $K_y = a/b$); *b* — зональная конкреция с кальцитовым ядром и сидеритовой внешней зоной ($K_{y1} = a_1/b_1$, $K_{y2} = a_2/b_2$, $K_{y1} > K_{y2}$); *v* — сидеритовая конкреция

подтверждается также тем, что в незональных кальцитовых конкрециях в отличие от сидеритовых хорошо сохраняются раковины птеропод и пеллипод. Содержание нерастворимого остатка 7—13% (у сидеритовых 20—30%).

Овальная и шаровидная форма стяжений указывает на их образование в обводненном, неуплотненном осадке. Формирование конкреций на различных стадиях диагенеза отражено в их взаимоотношении с вмещающей глиной. Слойки глины облекают кальцитовые стяжения, значительно изгибаясь. Часть слоиков хорошо прослеживается внутри стяжений, давая возможность наблюдать первоначальную текстуру осадка, «запечатанную» карбонатным веществом (фиг. 1, *a*). Изгиб слоиков около уплощенных сидеритовых конкреций незначителен, слоистость в них прослеживается плохо (фиг. 1, *v*). Зональные стяжения в этом отношении занимают промежуточное положение (фиг. 1, *b*).

Огибание конкреций слоиками вмещающих пород возникло в процессе уплотнения глин. Карбонатное вещество плотно цементировало от-

дельные участки осадка, которые в последующем уже не изменяли своего объема, в то время как глина постепенно уплотнялась. Разница во времени образования кальцитовых и сидеритовых конкреций привела к различию в их взаимоотношениях с вмещающей породой.

Огибание диагенетических конкреций слоями глин привлекалось некоторыми исследователями для количественной оценки сокращения мощности осадков в процессе их литификации (Приходько, 1963; Зарицкий, 1966). При оценке степени уплотнения чокракско-караганских пород нами также использовался этот метод.

Для обозначения величины уплотнения пород применяют «коэффициент усадки» (Ку). Под этим термином понимают отношение наибольшего расстояния между слоями, огибающими конкрецию, к расстоянию между ними на некотором удалении от стяжения, там, где влияние конкреции на их изгибание не сказывается. В этом случае коэффициент усадки указывает, во сколько раз сократилась мощность вмещающей породы по сравнению с ее первоначальной величиной.

Другим способом оценки усадки глины является сравнение мощности маркирующего слоя, прослеживающегося в конкреции, с его мощностью во вмещающей породе. Однако выделить подобные маркирующие слои зачастую не удается. В тех случаях, когда это можно сделать, коэффициенты усадки, полученные разными способами, дают весьма близкие значения.

С какой степенью точности отражает коэффициент усадки сокращение мощности слоев? Существует мнение, что в результате роста конкреции происходит раздвигание слоев породы, вмещающей конкрецию, что, естественно, может привести к завышенным значениям коэффициента. В чокракско-караганских отложениях наиболее значительные значения коэффициента усадки отмечались около кальцитовых конкреций. Однако параллельность слоев внутри стяжений, характерная для этого типа конкреций, однозначно указывает на отсутствие их раздвигания.

В некоторых зональных конкрециях с постепенным переходом от ядра к внешней зоне имеет место искривление слоев и их сближение у края конкреции. Но это объясняется не раздвиганием слоев в центре стяжения, а довольно продолжительным временем роста подобных образований — надстраивающий конкрецию карбонат цементирует все новые участки вмещающей глины, уже частично уплотнившейся. Такое объяснение подтверждается минералогическими наблюдениями — край стяжения сложен более поздним диагенетическим минералом — сидероплезитом.

То, что раздвигание вмещающих осадков нехарактерно для раннедиагенетических конкреций, отмечала Л. Н. Ботвинкина (1962). П. В. Зарицкий (1966) высказал сомнение вообще в существовании такого явления для диагенетических конкреций, отметив, что в противном случае по бокам уплотненных конкреций, т. е. в направлении преимущественного роста, имело бы место смятие слоев вмещающей глины, чего никогда не наблюдается. В чокракско-караганских отложениях нами также не встречено каких-либо доказательств существования раздвижения слоев в процессе роста конкреции, поэтому мы имеем основание в выполненных подсчетах это явление не учитывать.

Некоторое влияние на величину коэффициента усадки может оказывать перераспределение карбонатного вещества. При росте конкреции происходит стягивание карбоната и соответственно отток его из соседних участков осадка, что при достаточной интенсивности этого процесса может вызвать уменьшение мощности первоначально образовавшегося слоя. Очевидно, что дополнительное сокращение мощности вмещающей конкрецию слоя глин тем заметнее, чем больше количество стянувшегося карбонатного вещества и чем ближе конкреции расположены друг к другу. Таким образом, величина погрешности, обусловлен-

ная этим явлением, будет прямо пропорциональна величине коаггуляции и обратно пропорциональна расстоянию между соседними стяжениями. Несложный расчет показывает, что при расстоянии между ними, превышающем их размеры в 5—6 раз, производимые измерения коэффициента усадки достаточно точно отражают степень уплотнения глин, и только при расположении конкреций вблизи друг от друга, на расстоянии, сопоставимом с их размерами, в вычислениях следует вводить поправку.

Таблица 1

Величина коэффициентов усадки для конкреций разного типа

Тип конкреций	Число замеров	Коэффициенты усадки	
		интервал полученных величин	средние значения
Кальцитовые	31	3,0—5,3	4,0
Зональные	20	1,9—3,5	2,4
Сидеритовые	21	1,4—2,5	2,0

Таким образом, факторы, способные завязать значение коэффициента усадки, не играют заметной роли. С другой стороны, нужно иметь в виду, что к моменту образования стяжений осадок уже до определенной степени уплотнился и реальное сокращение мощности пластов должно быть больше, чем зафиксированное по огибающим конкрецию слоям. Даже максимальные величины коэффициентов усадки, полученные около раннедиагенетических конкреций, не полностью отражают происшедшее уплотнение глин и всегда немного занижены.

В связи с образованием конкреций различного минералогического состава на разных стадиях диагенеза нами оценивалось уплотнение глин в отдельности около кальцитовых, сидеритовых и зональных стяжений.

Как видно из табл. 1, наибольшие величины коэффициента характерны для кальцитовых (среднее 4), а для сидеритовых конкреций — наименьшие (среднее 2); промежуточные величины присущи зональным стяжениям (2, 4). Значительное сокращение мощности пород иногда приводит к соскальзыванию вмещающих глин с тела конкреции, в результате чего на них образуется характерная вертикальная штриховка; это явление особенно типично для наиболее округлых кальцитовых стяжений, поверхность которых часто напоминает миниатюрные «зеркала скольжения».

Полученные высокие значения уплотнения могут объясняться двумя обстоятельствами: во-первых, ранним образованием кальцитовых конкреций и формированием их на глубине в несколько дециметров под поверхностью осадка; во-вторых, особенностями вмещающих пород. Фиксируемая величина уплотнения глин в определяющей степени зависит от первоначального объема, занимаемого свежим осадком, от которого можно будет тем или иным способом начать отсчет при оценке усадки. В двух случаях, при равенстве абсолютных масс, тот осадок занимает больший объем, для которого характерна большая пористость, рыхлость, а соответственно и обводненность.

На примере современных осадков, а также по экспериментальным данным показано, что пористость зависит от гранулометрического состава осадка, степени обогащения его органическим веществом, диагенетической цементации, минералогического состава глин, скорости осадконакопления и др. Думается, что в нашем случае основную роль играют первые два фактора и до некоторой степени третий.

В обзорной работе по уплотнению глин Р. Г. Мид (Meade, 1966) приводит многочисленные данные различных исследователей, опреде-

ленно указывающие на обратную зависимость между пористостью осадка и медианным диаметром слагающих его частиц. Увеличение размера частиц обычно ведет к уменьшению пористости осадка, а соответственно и его объема. Кроме того, появление в глинистом иле алевроитовой примеси приводит к образованию относительно жесткого каркаса, с некоторого момента препятствующего уплотнению осадка. В чокракско-караганских отложениях горизонты глин, содержащие кальцитовые конкреции (так называемые сланцеватые), отличаются чистотой. Изредка встречающаяся мелкоалевритовая примесь присутствует в таком подчиненном количестве, что не оказывает влияния на физико-механические свойства осадка.

Свойства осадка в значительной мере определяются содержанием в нем органического вещества. Н. В. Тагеева и М. М. Тихомирова (1962), изучая гидрогеохимию допных осадков Черного моря, отметили, что существует прямая зависимость между содержанием воды и количеством $S_{орг}$ в осадках. При этом зависимость между естественной влажностью и $S_{орг}$ выражена даже в большей степени, чем между влажностью и гранулометрическим составом. В чокракско-караганских «сланцеватых» глинах содержание $S_{орг}$ весьма высокое — 5—6% (Холодов, Гаврилов, 1974). Таким образом, мы видим, что для чокракско-караганских глин в ряде случаев характерны высокая дисперсность и обогащенность органикой, т. е. то, что обуславливает наибольший первоначальный объем осадка.

Если эти факторы создают благоприятные предпосылки для появления высоких значений коэффициента усадки, то диагенетическая карбонатная цементация может оказывать сдерживающее влияние на уплотнение глин. В «сланцеватых» глинах, однако, содержание рассеянного карбоната не превышает 2—3%. Очевидно, что этот фактор не мог оказать заметного влияния на уплотнение.

В итоге благоприятные для максимального водонасыщения свойства глинистых отложений, а также сравнительно быстрое формирование конкреций на раннем этапе диагенеза обусловило появление высоких значений коэффициентов усадки для горизонтов «сланцеватых» глин.

В тех же «сланцеватых» глинах встречаются прослои зональных конкреций. Измерение уплотнения, проведенное около этих стяжений, дало относительно невысокие значения коэффициента усадки, в среднем равное 2,4. Такое расхождение становится понятным, если учесть длительность формирования зональных конкреций. Действительно, их ядра являются аналогом кальцитовых стяжений и возникли в сходных условиях. В последующем, зачастую после перерыва, образовывалась внешняя сидеритовая зона путем цементации железистым карбонатом прилегающих к конкреции слоев глины. На фиг. 1 отчетливо видно, как изменяется искривление слоев по мере удаления от конкреции. Вполне понятно, что после образования внешней зоны конкреций значение коэффициента усадки снизилось. В тех случаях, когда можно было провести измерения по ядру и по поверхности зональных стяжений, отношение двух величин показывало, что коэффициенты, полученные вторым способом, уменьшались в 1,5—1,8 раза. Увеличив приведенные в табл. 1 для зональных стяжений коэффициенты, получим значения 3,6—4,3, т. е. величины, характерные для кальцитовых конкреций.

В горизонтах с зональными конкрециями сидерит не только стягивался около кальцитовых ядер, но изредка образовывал самостоятельные незональные стяжения. В тех немногих случаях, когда можно было наблюдать эти стяжения и измерить около них коэффициент усадки, величина последнего колебалась в интервале 2—2,3.

То, что для «сланцеватых» глин получены столь различные значения коэффициента усадки (в среднем двукратное отличие), с одной стороны, подтверждает одновременность образования в диагенезе конкре-

ций различного минералогического состава, а с другой — указывает на важность правильного выбора объекта, около которого проводится оценка уплотнения, поскольку, проводя измерения усадки без выяснения времени образования конкреций, можно получить цифры, не отражающие истинной величины сокращения мощности вмещающих пород.

Кальцитовые конкреции, наиболее точно фиксирующие степень уплотнения пород, характеризуются довольно узкой фациальной приуроченностью и вне горизонтов «сланцеватых» глин практически не встречаются. В связи с этим мы не можем утверждать, что четырехкратное сокращение мощности свойственно для всех горизонтов глин чокрака — карагана.

Прослойки сидеритовых стяжений обычно встречаются в глинах с содержанием $S_{орг}$ 1,5—2% и иногда с примесью песчано-алевритового материала. Как видно из табл. 1, коэффициент усадки, полученный около этих конкреций, в среднем равен 2. Однако по изложенным выше причинам эти цифры следует рассматривать как явно заниженные и не отображающие истинной величины уплотнения пород. Проводя аналогию с конкрециями «сланцеватых» глин и учитывая их специфические свойства, думается, что для глин, вмещающих сидеритовые стяжения, вполне реальным может быть сокращение мощности слоев в 3,5 раза.

Приведенные данные указывают на довольно значительное уплотнение глинистых отложений. Другие авторы оценивают величину сокращения мощности глин более скромно. П. В. Зарицкий по наблюдениям над конкрециями угленосной толщи Донбасса приводит значение уплотнения, равное 2,3. Ю. Н. Приходько считает вероятным полуторакратное уплотнение, И. Б. Вассосвич (1958) — более чем двукратное. В зарубежной литературе отмечаются довольно высокие значения коэффициентов усадки¹. Так, Л. Фергюсон (Ferguson, 1963) по степени деформации раковинок брахиопод и по огибанию их слоями глины оценил сокращение мощности вмещающих пород в среднем в 6 раз (4,5—8). Дж. Шелтон (Shelton, 1962), реконструировав первичный вид искривленных нептунических даек, пришел к выводу об уплотнении глин, в которых они залегали, в 2,6 раза (2,0—3,4). Однако Л. Фергюсон (1964), критически рассмотрев метод, предложенный Дж. Шелтоном, отметил, что приведенные им цифры явно занижены. Используя специфические условия залегания песчаных линз в глинах и их взаимоотношения, Б. Болдвин (Baldwin, 1971) вычислил коэффициент усадки глин 4,7—4,9. Как видим, сокращение мощности глин по данным Л. Фергюсона и Б. Болдина даже превышает полученные нами величины уплотнения. Разнообразие приведенных цифр вызвано, во-первых, различием свойств самих глин, обусловленных, как было отмечено ранее, многими факторами, во-вторых, особенностями методик оценки уплотнения. Очевидно, не нужно пытаться устанавливать универсальную величину уплотнения глин. Скорее всего эта величина может меняться в широких пределах, и в каждом конкретном случае нужно оценивать ее, используя тот или иной метод.

Мы не можем привести точные данные коэффициентов усадки для алевритов и песков в чокракско-караганских отложениях, так как неотчетливая слоистость их не позволила произвести необходимые измерения. Иногда удавалось проследить взаимоотношение слоистости с различными включениями (минерализованные остатки стволов деревьев, редкие конкреции и др.). В этих случаях крайне незначительное огибание их слоями указывает на небольшое сокращение мощности. Об этом также говорит присутствие в пачках алевритов и мелкозернистых песков раковинок двустворок и гастропод хорошей сохранныости, в то время как в глинах они всегда раздавлены.

¹ Обычно употребляется термин «compaction number».

По данным К. Г. Войшовского-Кригера, В. В. Погоревича (1947), Ю. Н. Приходько (1963) и главным образом П. В. Зарицкого (1966), величины коэффициентов усадки меняются от 1,15 для среднезернистых слабослоистых песчаников до 2,1 для мелкозернистых глинистых алевритов. Эти значения вполне согласуются с ориентировочной оценкой сокращения мощности тех же пород чокрака — карагана.

Среднемиоценовые отложения, распространенные в пределах Черных гор, испытывали уплотнение не только в диагенезе, но и позже — на стадии начального катагенеза, будучи перекрытыми толщей более молодых отложений мощностью в 2—2,5 км (Холодов и др., 1976). Однако ряд факторов указывает на наиболее интенсивное протекание процессов уплотнения именно в диагенезе. Так, по соотношению слоистости в зональных конкрециях отчетливо видно, что осадки испытывали значительное уплотнение еще до образования внешней зоны стяжения (фиг. 1, б). Для глин, вмещающих сидеритовые конкреции, величина коэффициента усадки колеблется от 1,4 до 2,5 (табл. 1). Сидеритовые стяжения являются относительно поздними диагенетическими образованиями, фиксирующими уплотнение глин, но с их формированием стадия катагенеза не заканчивается. Поэтому приведенные значения коэффициентов усадки отражают суммарное уплотнение, происшедшее в позднем диагенезе — начальном катагенезе. Следовательно, степень катагенетического уплотнения заведомо ниже этих величин.

Наконец, снять до некоторой степени влияние на уплотнение перекрывающих отложений помогает природный объект — останцы чокракских пород в Горном Дагестане (с. Буцра), которые перекрывались отложениями мощностью по ориентировочной оценке, очевидно, не более нескольких десятков метров. Тем не менее коэффициенты усадки, вычисленные для пачек черных глин с кальцитовыми конкрециями, равны 3,8—3,9, т. е. близки средним значениям для «сланцеватых» глин в пределах основной полосы выходов чокракских толщ.

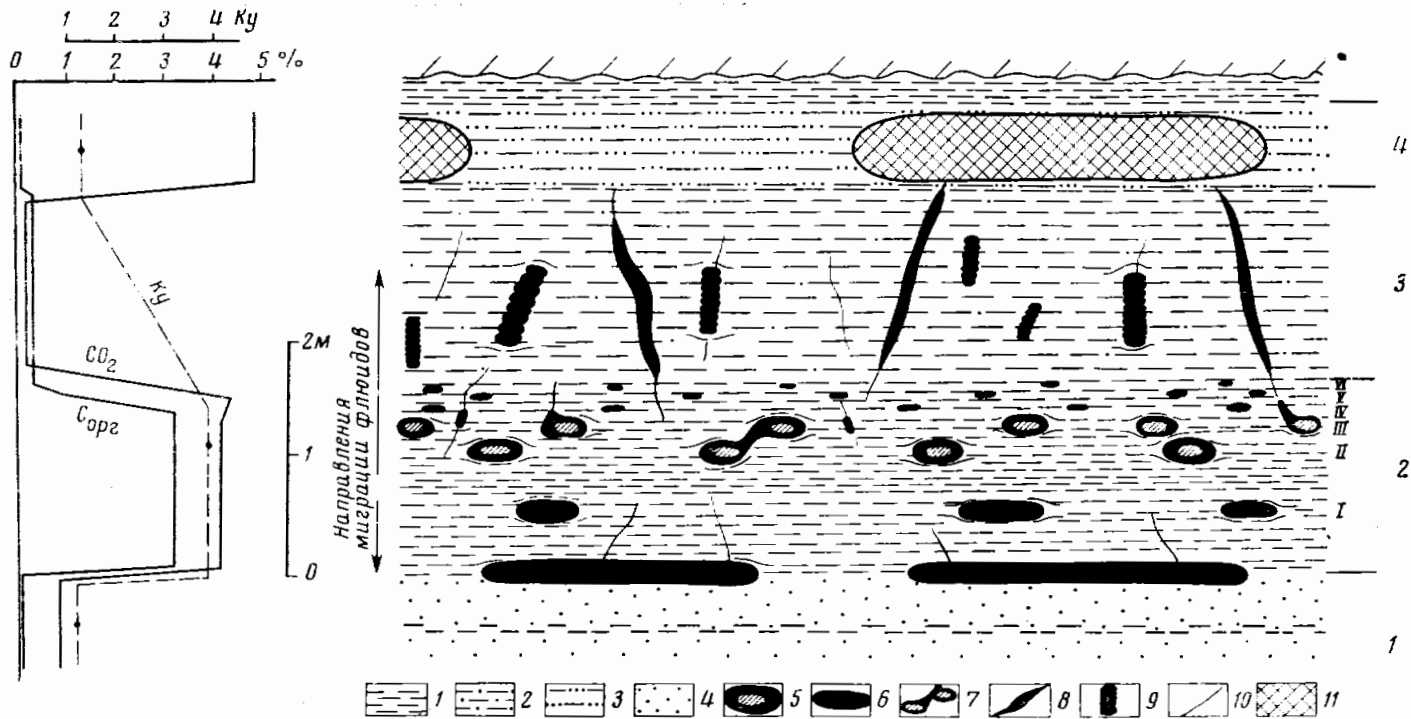
ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ СЛОЕВ С РАЗЛИЧНОЙ СТЕПЕНЬЮ УПЛОТНЕНИЯ

Среднемиоценовые отложения представляют собой толщу чередования глин, алевритов, песков. Показанное выше различие в сокращении мощности пластов разного литологического состава приводило к возникновению разницы давлений между захороненными в них водами и обуславливало частичную миграцию последних из одних пластов в другие. Отображением этого процесса явилось образование своеобразных субвертикальных карбонатных стяжений, в частности пирамидальных конкреций и дайкоподобных тел.

Субвертикальные стяжения встречаются довольно часто в разрезе чокрака — карагана в обнажениях рек Сулак, Ярык-Су, Элистанжи, Фортанга. Залегают они повсеместно в сходных условиях, поэтому опишем снизу вверх наиболее характерный интервал разреза с этими образованиями, наблюдавшийся в верхней части чокрака по р. Элистанжи (фиг. 2, 3).

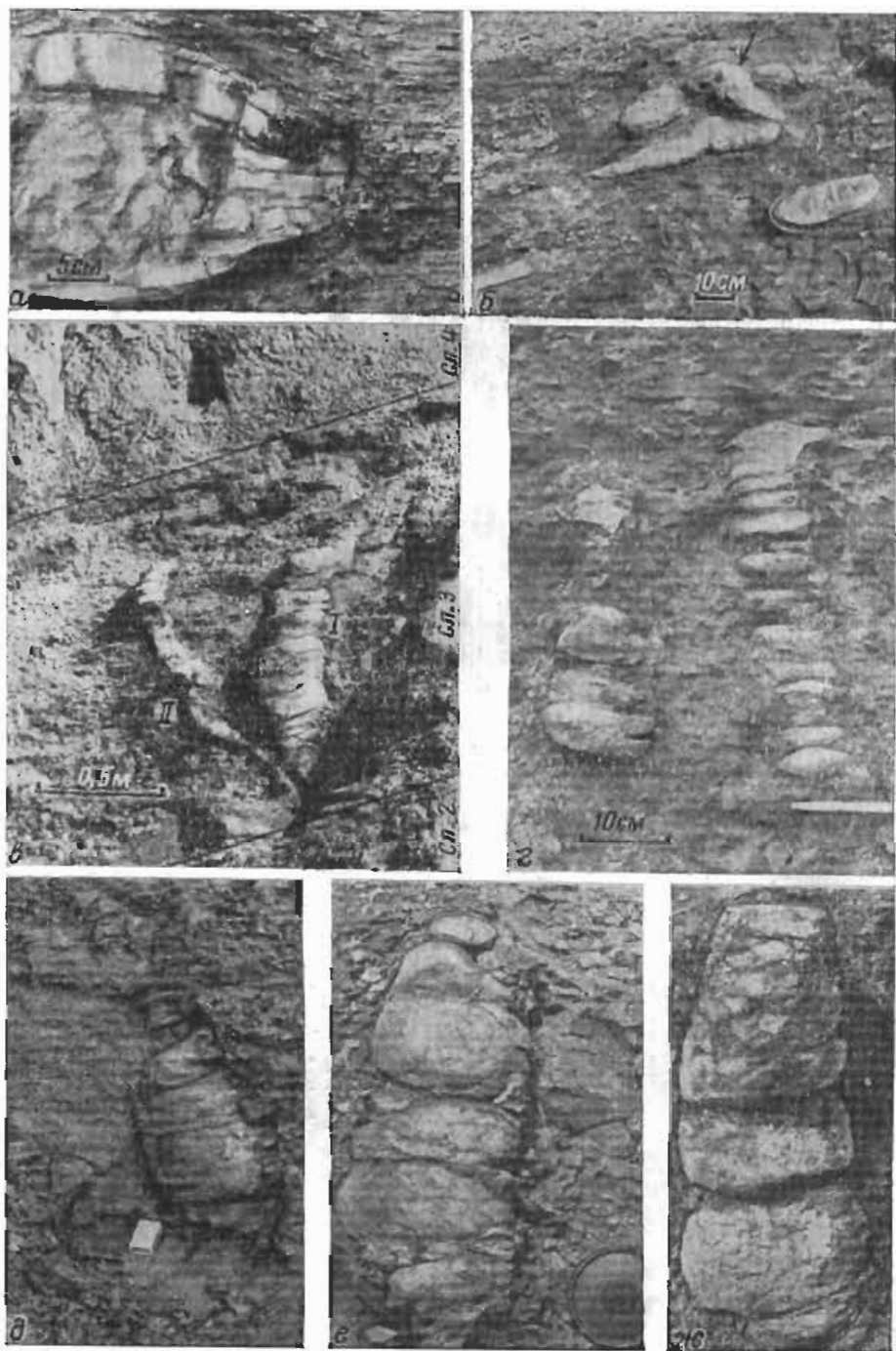
1. Песчаная пачка с глинистыми прослоями. Песок от зеленовато-серого до желтого, мелко- и среднезернистый, иногда волнисто-слоистый (мощность слоев 15—20 см). Глины коричневые, полосчатые, с многочисленными липзочками алеврита (мощность прослоев 5—10 см). В кровле пачки залегают пласт (30 см) зеленовато-серого песка. Видимая мощность пачки 3 м.

2. Глины темно-бурые, слоистые, с остатками раздавленных раковин двустворок. Прослеживаются 6 прослоев конкреций. Конкреции прослоя I — сидеритовые, незональные (20—30 см × 5—10 см); прослоев II и III — зональные с ядром, сложенным магнетитовым кальцитом и сидеритовой внешней зоной (15—25 см × 5—8 см); прослоев IV, V, VI —



Фиг. 2. Зарисовка обнажения с пирамидальными конкрециями и карбонатными дайками

1 — глина; 2 — алевритистая глина; 3 — алевритистый, мелкозернистый песок; 4 — кварцевый песок; 5 — зональные конкреции; 6 — сидеритовые конкреции; 7 — сростки зональных конкреций, возникшие вдоль трещин; 8 — карбонатные дайки; 9 — пирамидальные конкреции; 10 — трещинки в глинах и в алевритистых глинах; 11 — доломитовые линзы



Фиг. 3. Карбонатные стяжения

a — взаимоотношение зональной конкреции со слоностью вмещающих глин; *б* — линзовидные зональные конкреции слоя 2 и субвертикальное стяжение (отмечено стрелкой), возникшее вдоль трещинки; *в* — субвертикальные образования слоя 3: I — пирамидальное стяжение, II — карбонатная дайка; *г, д, е, ж* — пирамидальные конкреции

мелкие тонкие незональные сидеритовые линзочки (5—10 см × 1—2 см). Контакт слоев 1 и 2 резкий. На контакте залегают крупные сидеритовые линзы (l до 2,5 м; $h=0,1-0,2$ м). В конкрециях можно выделить две части: верхнюю — развитую по глине слоя 2, и нижнюю — по песку. Мощность — 1,8 м.

3. Глины слоя 2 с постепенным переходом перекрыты светлыми, серыми, комковатыми, неяснослоистыми алевритистыми глинами. Мощность 1,5 м. В глинах залегают многочисленные пирамидальные сидеритовые конкреции и карбонатные дайки.

4. Песок, зеленовато-серый, мелкозернистый, неслоистый. В песке отмечены крупные доломитовые линзы ($h=0,7$ м, $l=5-10$ м). Мощность 0,8—0,9 м.

Выше слоя 4 прослеживается фрагментарный выход серой слонистой глины, но в основном этот интервал закрыт.

Характерной особенностью слоев 2 и 3 являются трещинки, рассекающие слагающие их породы. В пределах слоя 3 они бывают заполнены песчано-алевритовым материалом из вышележащего пласта, образуя, таким образом, мелкие (толщиной не более 1—2 см) непунические дайки, выклинивающиеся и переходящие в обычные трещинки в темно-бурых глинах. Некоторые из них по прихотливой линии рассекают слой 2 и заканчиваются у его подошвы, упираясь в конкреции, залегающие на контакте слоев 1 и 2.

Пирамидальные конкреции состоят из нескольких лепешковидных образований, как бы положенных друг на друга (фиг. 3, *г—ж*). Диаметр лепешек от 2 до 25 см, высота конкреций от 15 см до 1 м. В большинстве случаев можно проследить трещинку, сцементированную карбонатом конкреции и проходящую через ее центр, причем в центре иногда трещинка раскрывается, образуя тонкий каналчик. Другой разновидностью субвертикальных стяжений являются дайкообразные тела (фиг. 3, *в*), высота их достигает 1,5 м, толщина — 15 см, а длина — нескольких метров. С нептуническими дайками их роднит прослеживающаяся по центру трещинка (1—2 см), заполненная песчано-алевритовым материалом. Карбонат, слагающий дайку, цементирует как трещинку с песком, так и прилегающую глину. Сверху и снизу субвертикальные стяжения слабо огибаются глиной, что указывает на образование их до полного уплотнения вмещающих пород. В этом отношении, как и в других местах, пирамидальные конкреции и карбонатные дайки неизменно залегают в слое серых глин (слой 3), который является промежуточным между подстилающим слоем бурых глин и перекрывающим песчано-алевритовым пластом. Образование субвертикальных стяжений становится понятным, если рассмотреть, во-первых, распределение давлений интерстициальных вод в пластах во время диагенетического уплотнения и, во-вторых, геохимические особенности описываемых отложений.

По величинам коэффициентов усадки, полученным для глин слоя 2, можно оценить сокращение мощности этого пласта в 3,8—4 раза. Песчано-алевритовый слой 4, напротив, уплотнился весьма незначительно, очевидно, не более чем в 1,5 раза. Алевритистые, массивные глины слоя 3 в этом отношении занимают промежуточное положение.

Как было показано Н. М. Герсевановым (1933), в случае приложения внешней нагрузки к глинистому осадку давление воспринимается в начальный момент в основном жидкой фазой и лишь по мере уплотнения осадка постепенно распределяется на его скелет. В песках же и алевритах давление перекрывающих слоев принимает на себя преимущественно твердый скелет и в весьма незначительной мере жидкая фаза. В связи с этим давление иловой воды в уплотняющемся глинистом осадке будет больше, чем в песчано-алевритовом. Ю. В. Мухин (1965) отмечает, что если глинистый осадок подстилается и перекрывается песча-

нистым, то давление захороненных вод в песчаниках в обоих случаях будет меньше, чем в глинах. При этом отток воды из уплотняющегося осадка происходит и вверх и вниз, граница же зон миграции проходит где-то ниже середины слоя осадка. Ю. В. Мухин показал, что «при погружении глинистого осадка под вышележащие породы на глубину, не превышающую мощности слоя осадка, весь отток отжимаемых флюидов направлен только вверх; при погружении на тройную мощность осадка вверх отжимается лишь 60% всех флюидов, а на десятикратную — только 52%» (Мухин, 1965, стр. 89). При дальнейшем погружении количество отжимаемых вверх и вниз флюидов может считаться одинаковым в обоих направлениях.

По простирацию проницаемые песчаные пласты могли соединяться с прибрежными фациями, через которые осуществлялась связь заключенных в песчаниках вод с водами в бассейне седиментации. Соответственно существовала возможность оттока из песков избытка воды, появлявшегося в результате отжимания растворов из глины.

Аналогичная схема распределения давлений в слоистой серии, но с различными добавлениями, проводится в работах Ж.-Л. Рюмо и К. Сурисса (Rumeau, Sourisse, 1972) и К. Магары (Magara, 1974).

Таблица 2

Химический состав карбонатных стяжений, вес. % *

Образец, №	CaCO ₃	FeCO ₃	MgCO ₃	MnCO ₃	R ₂ O ₃	Минеральный нерастворимый остаток	Сумма	Тип карбонатных стяжений
1677	3,99	27,92	19,58	0,45	2,66	44,37	98,97	Пирамидальное
1681	7,03	37,27	29,00	0,45	3,99	22,10	98,84	Карбонатная дайка
1812	8,98	48,16	28,93	0,23	1,79	9,55	97,64	Внешняя часть зональной конкреции
1811	13,55	45,25	25,18	0,29	2,95	7,80	96,02	То же
1809	9,53	49,06	25,64	0,23	3,41	7,97	96,84	Субвертикальное стяжение из слоя с зональными конкрециями
1805	9,19	39,37	22,47	0,29	6,11	17,65	97,08	Конкреция на границе слоев 1 и 2
1814	19,94	53,11	15,54	0,10	3,76	52,06	96,81	Линза в слое 4

* Анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР аналитиком Н. Л. Калашниковой.

Легко представить, как вели себя интерстициальные воды при появлении хорошо проницаемых путей миграции между слоями с различной степенью уплотнения. Роль этих путей играли трещины, возникновение которых следует, видимо, связывать с землетрясениями, происходившими довольно часто в среднемиоценовое время на Кавказе. На высокую сейсмичность района указывают многочисленные оползни и пептунические дайки, повсеместно встречающиеся в чокракско-караганских отложениях. Отжимание растворов и их миграция по трещинам из пластов с высоким давлением в пласты с относительно низким явилось определяющим условием формирования субвертикальных стяжений. Второй причиной их возникновения было значительное отличие геохимических обстановок в слоях 1—4 на стадии диагенеза. Из фиг. 2 (диаграмма слева) видно, что содержание в пластах C_{орг} и CO₂ различно, поэтому, по всей вероятности, захороненные воды в каждом слое также характеризовались своим особым составом. К моменту образования проницаемых путей между пластами в слое 2 происходило формирование внешней железисто-карбонатной части зональных стяжений (табл. 2, обр. 1811, 1812), и растворы были насыщены бикарбонатом железа с примесью бикарбонатов Ca и Mg. Здесь также по сравнению с ниже- и вышележащими слоями было относительно повышено давление CO₂. При по-

ступлении растворов из зоны повышенного давления в слой 3, сложенный алевритистыми и более пористыми вследствие меньшего уплотнения глинами, происходила дегазация флюидов, что приводило к осаждению здесь FeCO_3 — наименее растворимого из содержащихся в растворе карбонатов. В тех случаях, когда трещинка оказывалась заполненной песком, растворы перемещались по всей проницаемой зоне, формируя дайкообразное тело. В случае закрытых трещин они перемещались по наиболее проницаемым участкам, часто имевшим вид трубчатых канальчиков, в результате чего образовывались пирамидальные стяжения. Обедненные бикарбонатом железа растворы уходили дальше в песчаный пласт, причем остатки $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$ осаждались в песке, что хорошо фиксируется в обнажении в виде красноватых ветвящихся полос в нижней части слоя 4. Бикарбонаты Ca и Mg, достигнув песка, очевидно, вместе с находившимися здесь карбонатами принимали участие в формировании доломитовых линз. Перераспределению карбонатов в песке способствовал также поступающий сюда CO_2 .

Поскольку отжатие флюидов в уплотняющейся толще происходит не только к кровле, но и к подошве пласта, с нисходящей миграцией к подошве связано появление сидеритовых линз, залегающих на контакте слоев 1 и 2. Если в глинах слоя 3 растворы постепенно теряли CO_2 , что обусловило появление удлиненных вертикальных стяжений, то на границе с хорошо проницаемым песком дегазация происходила весьма быстро, и карбонат железа выпадал на самой границе двух литологически и геохимически различных слоев.

Таким образом, появление описанных карбонатных стяжений хорошо объяснимо миграцией растворов из материнского слоя бурых глин. При этом местами осаждение FeCO_3 происходило уже в самих глинах слоя 2 около трещинок, в результате чего образовались причудливые сростки из обычных пластовых зональных конкреций и субвертикальных стяжений (фиг. 3, б). Из табл. 2 видно, что состав «сидеритовых» тел во всех слоях сходен.

Можно было бы предположить, что материнскими для карбонатных растворов, формировавших дайки и пирамидальные стяжения, являлись глины самого слоя 3. Однако для этих глин характерны очень низкие содержания $\text{C}_{\text{орг}}$, необходимого для образования подвижного бикарбоната железа. В других пачках глин с таким малым количеством органики сидеритовые конкреции нами не встречались. Кроме того, в этом случае любые трещинки вызывали бы образование карбонатных даек, что не наблюдалось. Все они возникали вдоль тех трещин, которые не затухают в слое 3, а доходят до горизонта бурых глин.

В некоторых горизонтах с пирамидальными конкрециями видимых нарушений сплошности в виде трещин не наблюдалось. Возможно, это связано с характером самих глин, часто бесструктурных, неслоистых, алевритистых, в которых трещинки просто не заметны. Но скорее всего перепад давлений в этом случае оказывается вполне достаточным, чтобы отжимающиеся растворы сами прокладывали себе пути. Отжимание происходило не фронтально, а по отдельным наиболее проницаемым участкам, вдоль которых и образовывались пирамидальные стяжения.

Выше была отмечена дифференциация карбонатов при миграции растворов из одних пластов в другие. Аналогичная картина выявлена Н. М. Страховым (Страхов и др., 1968) при рассмотрении им генезиса Лабинского марганцевородного месторождения, где из насыщенных бикарбонатами флюидов при их движении из морских глинистых отложений в песчаниковые дельтовые (в латеральном направлении) вначале оседали карбонаты Fe, а в дальнейшем Mg, Ca и Mn. При этом диффузионный ток поддерживался выжиманием растворов из глинистых отложений. Думается, что механизм образования карбонатных даек и пирамидальных стяжений может рассматриваться как миниатюрная мо-

дель гораздо более мощных рудообразующих процессов, разобранных Н. М. Страховым. Определенную аналогию можно провести и с механизмом образования скопленной сидеритов Березовского железорудного месторождения, описанного Ю. П. Писцовым (1969). Используя терминологию, употребляемую этим автором, следует назвать карбонатные дайки и пирамидальные стяжения метасоматически-диагенетическими образованиями.

Необходимым условием для формирования субвертикальных карбонатных стяжений, как было показано, является чередование слоев, характеризующихся различным давлением интерстициальных вод на стадии диагенеза, что в значительной степени обуславливается контрастным распределением и степенью обогащенности пород органическим веществом. Эти условия соблюдаются в разрезах среднего миоцена в пределах Северного Дагестана и Чечено-Ингушетии, где и встречаются субвертикальные стяжения. Напротив, в чокракско-караганских отложениях Северной Осетии, для пород которых характерны относительно невысокие содержания $C_{орг}$ и его довольно равномерное распределение, пирамидальные конкреции отсутствуют.

Карбонатные дайки, морфологически сходные с описанными выше, были встречены П. В. Зарицким (1963, 1970) в каменноугольных отложениях Донбасса. Однако генезис их существенно иной и связан с возникновением в пластах, где шел рост обычных конкреций, диагенетических трещин усыхания, вдоль которых, цементируя прилегающие глины, отложился карбонатный материал.

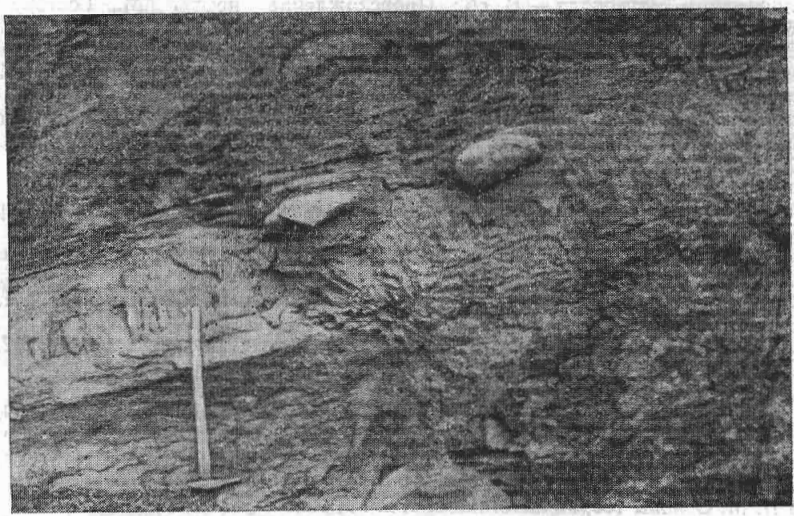
С различной степенью уплотнения соседствующих пластов разного литологического состава связано образование конкреций, расположенных в приконтактной зоне. При этом внутри слоев стяжений может не быть — карбонат находится в рассеянном состоянии. В тех местах, где из приконтактного слоя глин в более проницаемую породу отжимался раствор, здесь же, около контакта, но вне «материнского» слоя, формировались конкреции (фиг. 4). Встречающиеся иногда следы роющих организмов в виде многочисленных тонких трубочек, прослеживающихся от кровли песчано-алевролитового слоя на 10—15 см, повышают проницаемость слоев и облегчают перемещение растворов из перекрывающего глинистого пласта.

Некоторые прослои мергелей, приуроченные к контакту слоев, также могут возникать подобным образом. Форма выделения карбонатного вещества в виде конкреций или прослоев, очевидно, обусловлена количеством мигрирующего раствора, а также свойствами вмещающих пород.

Помимо карбонатов отжимающиеся воды могут переносить и другие растворенные в них компоненты, в том числе и органическое вещество. Факт миграции углеводов на стадии раннего диагенеза из глинистых пластов, обогащенных органикой, в соседние песчаные слои отмечен в современных осадках, а также подтвержден экспериментально В. В. Вебером (Вебер, 1955, 1956), И. А. Юркевичем (Юркевич, 1956) и др. Вполне понятно, что появление такого активного геохимического агента, как органическое вещество, в тех пластах, где оно изначально отсутствовало, может существенным образом изменить течение процессов перераспределения веществ и аутигенного минералообразования. В чокракско-караганских отложениях свидетельством мобильности углеводов на стадии диагенеза могут служить своеобразные конкреции — битуминозные линзы, встречающиеся как в глинах, так и в ядрах карбонатных стяжений.

При имевшем место значительном уплотнении глин часть растворенного в иловой воде органического вещества неизбежно должна была отжиматься в более пористые отложения. Очевидно, этим можно объяснить образование сидеритовых и других карбонатных стяжений в некоторых пластах кварцевых песков. В изучавшихся отложениях иногда

удавалось зафиксировать следы диагенетической миграции органического вещества. Однако зачастую сделать это бывает трудно, так как изменение количества $C_{орг}$ в породе может связываться с изменением условий накопления осадков. Вместе с тем реальность существования этого процесса должна учитываться при геохимических исследованиях.



Фиг. 4. Карбонатные конкреции на границе глинистого и песчано-алевритового слоев

Взаимное влияние друг на друга пластов различного литологического состава в чокракско-караганской толще не ограничивается миграцией вещества в результате отжатия вод. Отмечены многочисленные случаи диффузионно-гравитационного перетекания из глин в пески сульфидов железа, изменения минералогического состава карбонатных прослоев под действием диагенетических процессов во вмещающих глинах и др.

Вопрос о взаимодействии соседних геохимически различных слоев подробно рассматривался Н. М. Страховым (1960, 1963), П. В. Зарицким (1971) и др. При этом было показано большое значение диффузии, играющей на ранней стадии диагенеза (в значительно обводненном осадке) главную роль. В дальнейшем, при погружении осадка под перекрывающие слои и возникновении разницы давлений между захороненными водами в пластах с различной степенью уплотнения, ведущим процессом во взаимодействии слоев становится отжатие и миграция вод с растворенными в них веществами в менее уплотненные слои.

Формирование в диагенезе различных новообразований из растворов, образовавшихся не на месте, а пришедших из соседних пластов, может затруднять и путать как литолого-геохимические, так и палеогеографические построения. Если карбонатные, сульфидные и другие аутигенные минералы внутри пластов глин достаточно точно характеризуют происходившие здесь диагенетические преобразования, то в песках и в других относительно проницаемых породах, являющихся естественными резервуарами для отжимаемых из глин вод, могут присутствовать новообразования, не отражающие их исходный облик и условия осадконакопления, в которых они возникли. Для реконструкции описанных процессов необходимо тщательное изучение закономерностей пространственного размещения конкреций разного состава как в пределах одного пласта, так и всей толщи пород в целом.

ЛИТЕРАТУРА

- Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород.—Тр. ГИН АН СССР, М., 1962, вып. 59.
- Вассоевич Н. Б. Текстура осадочных пород. Справ. руков. по петрографии осадочных пород. т. 1. Л., Гостоптехиздат, 1958.
- Вебер В. В. Фашии осадков, благоприятные для накопления исходного (для нефти) органического материала.—В сб.: Происхождение нефти. М., Гостоптехиздат, 1955.
- Вебер В. В. Накопление органического вещества в осадках.—В сб.: Накопление и преобразование органического вещества в современных морских осадках. М., Гостоптехиздат, 1956.
- Войновский-Кригер К. Г., Погоревич В. В. Опыт определения степени сокращения при диагенезе некоторых нижнепермских алевролитов.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 2.
- Герсеванов Н. М. Основы динамики грунтовой массы. М., Госстройиздат, 1933.
- Зарицкий П. В. Раннедиагенетические трещины в угленосных отложениях среднего карбона Донецкого бассейна.—Литол. и полезн. ископ., 1963, № 1.
- Зарицкий П. В. О сокращении мощности песчано-глинистых отложений в диагенезе.—Литол. и полезн. ископ., 1966, № 1.
- Зарицкий П. В. Минералогия и геохимия диагенеза угленосных отложений, ч. 1. Харьков, Изд. ХГУ, 1970.
- Зарицкий П. В. Минералогия и геохимия диагенеза угленосных отложений, ч. 2, Харьков, Изд. ХГУ, 1971.
- Мухин Ю. В. Процессы уплотнения глинистых осадков. М., «Недра», 1965.
- Писцов Ю. П. Сидериты Березовского типа.—Литол. и полезн. ископ., 1969, № 1.
- Приходько Ю. Н. Наблюдения над усадкой углей и песчано-глинистых пород на Интинском каменноугольном месторождении.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 2.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Страхов Н. М. О некоторых новых чертах диагенеза Черноморских отложений.—Литол. и полезн. ископ., 1963, № 1.
- Страхов Н. М., Штеренберг Л. Е., Калинин В. В., Тихомирова Е. С. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. М., «Наука», 1968.
- Тагеева Н. В., Тихомирова М. М. Гидрогеохимия донных осадков Черного моря. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Холодов В. Н., Гаврилов Ю. О. О закономерностях распределения малых элементов в чокракско-караганских отложениях р. Ярык-Су.—Литол. и полезн. ископ., 1974, № 6.
- Холодов В. Н., Гаврилов Ю. О., Градусов Б. П., Чижикова Н. П. Глинистые минералы в чокракско-караганских отложениях Восточного Предкавказья.—Литол. и полезн. ископ., 1976, № 5.
- Юркевич И. А. Некоторые данные о дифференциации и перемещении органического материала современных осадков в процессе его разложения.—В сб.: Накопление и преобразование органического вещества в современных морских осадках. М., Гостоптехиздат, 1956.
- Baldwin B. Ways of deciphering compacted-sediments.—J. Sediment. Petrol., 1971, v. 41, No. 1.
- Ferguson L. Formation of the compaction factor of a shale from distorted brachiopod shells.—J. Sediment. Petrol., 1963, v. 33, No. 3.
- Ferguson L. A comparison of two techniques for measuring shale compaction.—J. Sediment. Petrol., 1964, v. 34, No. 2.
- Magara K. Compaction, ion filtration and osmosis in shale and their significance in primary migration.—Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1974, v. 58, No. 2.
- Meade R. H. Factors influencing the early stages at the compaction of clays and sands. Review.—J. Sediment. Petrol., 1966, v. 36, No. 4.
- Rumeau J.-L., Sourisse C. Compaction, diagenese et migration dans les sediments argileux.—Bull. Centre Rech. Pau-SNPA, 1972, v. 6, No. 2.
- Shelton J. W. Shale compaction in a section of cretaceous Dakota sandstone, north-western North Dakota.—J. Sediment. Petrol. 1962, v. 32, No. 4.

ГИН АН СССР,
Москва

Дата поступления
4.VIII.1976