

МИНЕРОЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

УДК 552.52

Д.Д. КОТЕЛЬНИКОВ

НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ КОМПЛЕКСНОГО ИЗУЧЕНИЯ ГЛИНИСТЫХ  
МИНЕРАЛОВ В ОСАДОЧНОМ ЧЕХЛЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Статья 1. Морфолого-генетическая характеристика глинистых минералов  
и осадочный процесс

Изложены полученные в течение последних 50 лет результаты изучения глинистых минералов: их морфолого-генетическая характеристика, условия накопления и последовательность эволюции по разрезам отложений крупных осадочно-породных бассейнов (ОПБ), выяснена роль глинистых минералов при решении различных вопросов нефтегазовой геологии.

В осадочном чехле земной коры значительный объем занимают глинистые отложения, в которых глинистые минералы, локализуясь в фракции < 0,001 мм, составляют не менее 30 %. Кроме того, глинистые минералы в ряде случаев образуют цемент песчано-алевритовых пород и прожилки в сильно уплотненных и дислоцированных карбонатных, терригенно-карбонатных и хемогенных отложениях.

В связи с высокой дисперсностью глинистые минералы, как правило, характеризуются низким совершенством структуры, а также наличием среди глинистых минералов промежуточных (смешанослойных) образований, что определяет использование для их идентификации широкого комплекса физико-химических методов исследования. Для получения наиболее объективных данных о глинистых минералах и возможности геологической интерпретации результатов изучения наряду с литолого-петрографическим анализом наибольшее значение имеют главным образом рентгеновский и электронографический, т. е. дифракционные, методы исследования. Для прямой идентификации минеральных объектов необходимо также получение на основе предварительного спектрального анализа данных о химическом составе и исследование с помощью аналитической электронной микроскопии (ЭМ). При комплексном исследовании глинистых минералов применяются также энергетическая рентгеновская спектроскопия (ЭРС), рентгеновский анализ, ДТА, ИКС, ЯГР и другие методы.

Наиболее актуально в изучении глинистых минералов выяснение как механизма их образования в основном в корях выветривания (КВ), так и зако-

номерностей накопления при переотложении элювиального материала и его постседиментационном изменении при преобразовании формирующихся осадков в породы. Это направление связано с установлением особенностей первично аллотигенных глинистых минералов в накапливающихся отложениях, а также продуктов последовательной трансформации и аутигенного новообразования по мере погружения осадочных толщ в стратисферу, т. е. в зоны со все более высокими значениями геостатического давления и особенно температуры, с учетом характерного для определенных регионов геотермического градиента [11, 15, 16]. Важно, что в этом случае учитываются также наложенное на глинистые минералы влияние особенностей накопления и новообразования в отложениях определенных осадочных формаций [9, 10].

Изучение глинистых минералов в соответствии с разрабатываемой нами концепцией включает не только выяснение условий накопления аллотигенных и образования аутигенных глинистых минералов. Оно сопровождается также всесторонней оценкой их функциональных свойств в связи с наличием в корях выветривания и осадочных толщах ряда полезных ископаемых (нефть, газ, уголь, железные руды, бокситы, фосфориты, благородные металлы, алмазы, бентониты, керамическое сырье, цеолиты и некоторые другие).

Основываясь на наиболее рациональной классификации глинистых минералов Г. Брауна [17], автор осветил в хронологическом порядке главные разработки, которые получили приоритетное значение при использовании различных аспектов в процессе изучения глинистых минералов за по-

следние 50 лет. При этом последовательную интерпретацию накопленных нами наблюдений приведены во всех случаях с учетом дополнений, полученных по тому или иному вопросу позже.

I период изучения связан с систематическим исследованием в различных литолого-фациальных типах отложений глинистых минералов методом ЭМ (в комплексе с литолого-петрографическим, рентгеновским, электронографическим и химическим анализами). В результате установлены кристаллографически обоснованные морфологические признаки аллотигенных глинистых минералов, слагающих в основном собственно глинистые отложения и присутствующих в виде той или иной в количественном отношении примеси в цементе слабо измененных постседиментационными процессами песчано-алевритовых пород, относящихся к стадии раннего катагенеза [11]. Также изучена морфология глинистых минералов по мере последовательного погружения содержащих их отложений в зоны со все более высокими значениями термобарических параметров среды. Это дало возможность выяснить механизм развития в порых катагенетически измененных песчано-алевритовых пород платформенных областей и в трещинах аналогично измененных всех других литологических типов отложений в орогенных регионах определенных разновидностей аутигенных минералов в соответствии с составом и концентрацией главных структурных катионов, а также геостатическим давлением и особенно температурой в системе минералообразования [11].

Во II период на основе разработанной генетической схемы структурно-морфологических особенностей глинистых минералов исследованы условия накопления аллотигенных разновидностей в пресных водоемах и в различных частях морских бассейнов, а также эволюция первичных и образование вторичных разновидностей глинистых минералов в пределах развития отложений крупных ОПБ. Особое внимание было направлено на геологическую интерпретацию результатов изучения глинистых минералов, в том числе связанных с использованием полученных данных для решения наиболее актуальных вопросов нефтегазовой геологии.

III период работ относится к изучению кимберлитов и продуктов их метасоматически-гипергенного преобразования в диатремах, а также вмещающих последние породах. В этот период большое значение получили наши разработки по выяснению влияния наложенных на глинистые минералы особенностей накопления аллотигенных и образования аутигенных глинистых минералов в отложениях различных осадочных формаций.

Среди проведенных в течение I периода исследований следует отметить установленные в 1956 г. совместно с М.А. Ратеевым [14] сепиолита, характеризующегося волокнистой формой частиц, как сингенетичного минерала к этапу преддоломитообразования. Показано, что сепиолит образуется в аридных климатических условиях в Mg-среде, не содержащей Al. Соответственно палыгорскит возникает в менее экстремальной климатической обстановке и среде, содержащей не только Mg, но и Al, на стадии предкальцитообразования.

Интересным комплексно диагностированным нами объектом является в этот период также первая находка на территории бывш. СССР (Дагестан) упорядоченного диоктаэдрического монтмориллонит-гидрослюдистого смешанослойного образования — ректорита, выделенного вначале как аллевардит [1]. Он найден в кварцевых жеодах аспидных сланцев лейаса и представляет низкотемпературный слоистый минерал с Na либо Ca или различным соотношением этих катионов и молекул  $H_2O$  в лабильных межслоях его структуры [11].

Систематическое электронномикроскопическое исследование глинистых минералов из различных литологических типов глубоко погруженных пород показало, что в глинистых отложениях независимо от степени их постседиментационного преобразования так же, как и в неизмененных катагенетическими процессами глинистых и песчано-алевритовых породах (в последних с первичным глинистым цементом), эти минералы характеризуются, за исключением галлузита и хризотила, близкой к псевдоизометричнопластинчатой формой частиц. Каолиниту присущи относительно плотные кристаллы, примерно одинаковой толщины по площади, причем, как правило, у частиц переотложенного (аллотигенного) каолинита сохраняются лишь остатки 2—3 граней, свойственных минералу псевдогексагонального габитуса [3]. Монтмориллонит вулканогенного происхождения выделяется в виде очень мелких псевдоизометричных частиц и их агрегатов либо в виде ультратонких, вплоть до элементарных, слоев также псевдоизометричных частиц [5]. В свою очередь гидрослюда и ассоциирующие с ней монтмориллонит-гидрослюдистые смешанослойные образования, связанные в основном с деградацией триоктаэдрических слюды и диоктаэдризацией частично сохраняющихся остаточных продуктов, представлены тонкими псевдоизометричными частицами, резко утоняющимися к краям, по периферии которых главным образом и изменяется исходный материал. Это показывает, что рассматриваемые продукты изменения слюды представляют в пределах индивидуальных частиц реликтовые блоки слабо измененного слюдистого минерала, последовательно переходящего по периферии частиц в разбухающую фазу с прогрессирующим увеличением лабильных слоев в ее структуре [7]. Хлорит аллотигенного типа обладает псевдоизометричным и частично псевдогексагональным габитусом частиц, но более крупного размера, чем аналогичного генезиса гидрослюда. Отсюда следует, что отсутствие у аллотигенных разновидностей глинистых минералов четкой кристаллографической огранки значительно затрудняет их идентификацию на морфологическом уровне, несмотря на определенные различия в дисперсности отдельных групп глинистых минералов.

В порых катагенетически измененных песчано-алевритовых пород одновременно с первичным (аллотигенным) цементом развит вторичный (аутигенный) цемент. Он может быть как неглинистым, так и глинистым, его генезис определяется гидрохимическими и термобарическими параметрами среды.

Так, в каолинитсодержащих породах нами впервые в 1958 г. установлены две различные по дис-

перности разновидности минерала: крупно- и мелкокристаллическая, четко выделяющиеся как в глинистых, так и особенно в песчано-алевритовых породах. При этом в последних кристаллы каолинита характеризуются существенным идиоморфизмом. Важно отметить, что крупнокристаллический каолинит оказался приуроченным к корам выветривания кислых и средних пород и их продуктам переотложения палеоген-неогенового и девонского возрастов, тогда как мелкокристаллический — к гипергенным образованиям ультраосновных и основных пород и их осадочным аналогам раннекаменноугольного и поздне мелового возрастов [3]. Следует заметить, что близкие разновидности каолинита выявлены во Франции Ж. Эстуоль и Ж. Эстуоль-Шу лишь в 1964 г. [18]. Сопоставление химизма исходных пород показало, что образование мелкокристаллической разновидности каолинита как в элювие Mg-Fe пород, так и в цементе песчано-алевритовых отложений, накапливавшихся в опресненных водоемах, обусловлено блокирующим действием в среде минералообразования Fe, главным образом в закисной форме [11, 18].

Исследование различных генетических типов монтмориллонита позволило выделить нам три морфологических разновидности этих минералов: высокодисперсную, листоватую и так называемую удлиненночешуйчатую [5]. Если первые две разновидности связаны с раскристаллизацией различного по природе вулканогенного материала, то третья генетически связана с постседиментационным преобразованием осадочных толщ, вследствие которого в порах песчано-алевритовых отложений морского типа на поздних этапах стадии раннего катагенеза в среде, содержащей K, кристаллизуются узкие удлиненные пластинки аутигенного минерала. В структурном отношении он представляет монтмориллонит-гидрослюдистое смешанослойное образование с содержанием более 40 % разбухающих слоев, с которыми неупорядоченно чередуются подчиненные — неразбухающие.

Систематическое изучение более глубоко погруженных осадочных пород в стратиферу показало, что в этом случае в указанных выше проницаемых породах и в трещинах сильно измененных отложений в дислоцированных районах размеры удлиненных пластинок существенно увеличиваются в ширину [7]. Рассматриваемый процесс, протекающий при повышении pH среды, определяет последовательное увеличение, как и в структуре аллотигенных разновидностей слюдистых минералов, степени замещения Si на Al в тетраэдрах и соответствующую ей компенсацию общего отрицательного заряда силикатных слоев фиксацией K в открытых межслоевых промежутках структуры минерала. Такие монтмориллонит-гидрослюдистые смешанослойные образования переходят в результате в менее разбухающие разновидности, относящиеся к смешанослойным образованиям с содержанием менее 40 % разбухающих слоев, с которыми с тенденцией к упорядоченности чередуются преобладающие — неразбухающие. При этом в терригенных прослоях соленосных отложений удлиненные пластинки приобретают гексагональные окончания, т. е. оптимальную кристаллографическую огранку частиц [12, 15]. Это позволило нам

объединить все перечисленные минералы с удлиненной формой пластинок в единый ряд последовательно трансформирующихся разновидностей по мере повышения как концентрации минералообразующих катионов в среде, так и ее термобарических параметров. Кроме Si, Al и K важное значение имеет содержание в среде минералообразования также Fe. Последнее обеспечивает предпочтительный рост кристаллов по направлению их удлинения, совпадающего с осью *a*. В связи с чем удлиненной формой частиц в сильно катагенетически измененных проницаемых породах обладают также собственно Fe-минерал — глауконит — и группа Fe-Mg минералов, типа селадонита—сколита [15]. Удлиненные пластинки всех этих минералов локализуются не только в виде индивидуальных частиц, но и образуют кластеры из плоскопараллельных рядов удлиненных пластинок, налегающих одни на другие строго по гексагональному закону, т. е. со смещением каждого слоя на  $60^\circ (120)$  [15].

На основе сравнительного изучения распределения аллотигенных и аутигенных глинистых минералов в перемежающихся в разрезах прослоев глинистых и песчано-алевритовых пород нами на примере изучения верхнедевонских отложений Татарики показано, что аллотигенный каолинит в песчано-алевритовых отложениях морского происхождения подвергается более быстрой деструкции, чем в глинистых, т. е. непроницаемых разностях [8]. Таким образом, сравнение глинистых минералов в разновозрастных отложениях различных разрезов при палеогеографических реконструкциях, т. е. по литорали, следует проводить отдельно (только в близких литологических типах осадков или пород).

Используя разработанную схему накопления аллотигенных и возникновения аутигенных глинистых минералов, а также эволюцию их обеих разновидностей в осадочном чехле земной коры, автор [4] одновременно с А.Г. Коссовской [2] сформулировал три фактора, определяющих особенности этих минералов на разных этапах осадочного процесса. Первый — это материал источников сноса, включая коры выветривания различных петрохимических типов изверженных, метаморфических и осадочных пород в пределах теплых и умеренных гумидных климатических поясов и продукты преимущественно физического и в значительно меньшей степени химического разложения названных пород в семиаридных и особенно аридных поясах. Важное значение в этом случае имеет, кроме того, динамика денудации исходного материала, а также дальность и длительность его переноса в конечные области осадконакопления. Второй фактор связан с влиянием на накапливающийся материал гидрогеохимического характера среды. Он может иметь как унаследованную направленность от зоны гипергенеза при накоплении вновь формирующихся осадков в пресных водоемах, так и характеризоваться контрастными условиями при седиментации переотлагаемых продуктов в нормальной морской среде теплых и умеренных климатических поясов и особенно в полузамкнутых осолоненных частях морских бассейнов, а также в замкнутых соленосных озерах семиаридных и преимущественно аридных поясов. В первом случае из системы минералообразования

выносятся подвижные химические элементы, а во втором выявляется тенденции прогрессирующей фиксации из водной среды минералообразующих катионов с дефектными позициями в структуре минералов, поступающих в пределы седиментационных областей. К третьему фактору, обусловленному постседиментационным преобразованием отложений, относятся трансформация аллотигенных глинистых минералов во всех литологических типах пород и развитие процессов аутигенного минералообразования как в порах песчано-алевритовых разностей по мере погружения отложений, содержащих эти минералы, в стратисферу, так и в трещинах сильно измененных и дислоцированных пород различных литологических типов. В таких условиях повышается степень заполнения вакансий в структуре аллотигенных минералов и кристаллизуются их аутигенные разновидности в соответствии с закономерно меняющимися с глубиной залегания отложений параметрами системы минералообразования.

Эти факторы явились основой систематического изучения глинистых минералов в отложениях ряда крупных ОПБ. Отложения таких бассейнов, расположенные в районах Восточно-Европейской и Сибирской платформ, а также Западной Сибири, Азербайджана, Казахстана и Средней Азии, охватывают практически весь стратиграфический диапазон фанерозоя и частично верхи более древних отложений, т. е. от неогена до позднего протерозоя включительно.

Так, изучение палеоген-неогеновых отложений Предкавказья (Ставропольский свод) и расположенных от него к западу и востоку соответственно Западно-Кубанской впадины и Терско-Каспийского прогиба показало различные тенденции изменения по разрезу глинистых минералов [6]. В частности, в разрезе майкопских отложений на своде содержится в основном гидрослюда политипной модификации 1М, ассоциирующая со значительной примесью свойственных зоне раннего катагенеза неупорядоченных монтмориллонит-гидрослюдистых смешанослойных образований, а также с небольшим количеством каолинита и хлорита. В нижнемайкопских отложениях по разрезу Западно-Кубанского прогиба смешанослойные образо-

вания с глубиной переходят в менее разбухающие разновидности, соответствующие зоне позднего катагенеза [11]. На территории Терско-Каспийского прогиба за счет более глубокого погружения майкопских отложений граница между ранним и поздним катагенезом поднимается по стратиграфической шкале выше и фиксируется в толще среднего майкопа.

В связи с нефтегазоносностью территорий Предкавказья, Припятской впадины, Белоруссии [13], Татарии [8], Западной Сибири, Азербайджана и ряда других изученных нами районов большое внимание уделено практическим аспектам нефтегазовой геологии. Научные разработки в этой области автора совместно с С.Г. Саркисяном обобщены в [15, 16], где показана возможность использования результатов изучения глинистых минералов в процессе палеогеографических реконструкций, расчленения и корреляции разрезов, при оценке коллекторов нефти и газа, а также покрышек нефтегазовых залежей в интенсификации добычи углеводородов, геофизическом исследовании и бурении скважин. При этом на основе наших исследований установлено, что в каждой из выделяемых в осадочном чехле земной коры четырех зон: ДГ—ПК<sub>1-3</sub>, МК<sub>1и2</sub>, МК<sub>3-5</sub>—АК<sub>1-4</sub> и МГ [16], из которых стадии ДГ—ПК и МК<sub>1и2</sub> относятся к раннему, а МК<sub>3-5</sub>—АК к позднему катагенезу, глинистые минералы обладают различными функциональными свойствами [16]. Поэтому геологическая интерпретация результатов изучения глинистых минералов в конкретном разрезе и оценка их функциональных свойств в соответствии с нашими наблюдениями должна проводиться с определения вначале степени постседиментационного преобразования отложений и отождествления их с одной из четырех зон. Так, если в верхней и частично второй зонах главное значение в решении перечисленных выше вопросов имеют аллотигенные глинистые минералы, то, начиная со второй и особенно в третьей зонах, резко повышается, с одной стороны, роль трансформируемых как аллотигенных минералов, так и их аутигенных разновидностей более ранней генерации, с другой, значение аутигенных минералов наиболее поздней генерации [11].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Ивкин Н.М., Китайгородский Н.С., Котельников Д.Д., Королев Ю.М. Аналог аллевардита (из Дагестана) // Зап. ВМО. Сер. 2. 1959. Ч. 88. В. 5. С. 554—563.
2. Коссовская А.Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья (о формировании минерального состава терригенных пород). М.: Изд-во АН СССР, 1962. 204 с.
3. Котельников Д.Д. О морфологической характеристике каолинита осадочных пород // Докл. АН СССР. 1958. Т. 123. № 2. С. 361—364.
4. Котельников Д.Д. О связи морфологических особенностей глинистых минералов с условиями их образования в осадочных породах // Докл. АН СССР. 1962. Т. 146. № 4. С. 905—908.
5. Котельников Д.Д. О морфологической характеристике монтмориллонитовых образований осадочных пород // Минерал. сб. Львовск. геол. о-ва. 1963. № 17. С. 60—68.
6. Котельников Д.Д. Характеристика и условия накопления глинистых минералов в отложениях майкопской серии Предкавказья // Изв. АН СССР. Серия геолог. 1963. № 9. С. 70—92.
7. Котельников Д.Д. О морфологической характеристике гидрослюд осадочных пород // Минерал. сб. Львовск. ун-та. 1965. № 19. В. 1. С. 26—35.
8. Котельников Д.Д. Зависимость морфологии частиц гидрослюды и каолинита от литологических особенностей и степени постседиментационного изменения древних осадочных пород морского происхождения // Докл. АН СССР. 1965. Т. 160. № 2. С. 442—445.
9. Котельников Д.Д. Проблемы изучения глинистых минералов зоны гипергенеза и осадочного чехла земной коры // Изв. вузов. Геология и разведка. 2003. № 3. С. 35—42.
10. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Особенности глинистых минералов в отложениях различных осадочных формаций // Изв. вузов. Геология и разведка. 1997. № 2. С. 53—63.
11. Котельников Д.Д., Конюхов А.И. Глинистые минералы осадочных пород. М.: Недра, 1986. 247 с.

12. Котельников Д.Д., Соболева С.В., Солодкова Н.А. Условия образования и структурные особенности минералов слюдистого типа с удлиненнопластинчатой формой частиц // Изв. вузов. Геология и разведка. 1992. № 3. С. 55—60.
13. Постникова И.Е., Котельников Д.Д., Постников В.Г. О влиянии ди- и триоктаэдрических смешанослойных образований на экранирующую способность и коллекторские свойства средне- и верхнедевонских отложений Припятского прогиба // Изв. вузов. Геология и разведка. 1972. № 9. С. 32—39.
14. Ратеев М.А., Котельников Д.Д. О новых находках α-сепиолита в карбоне Русской платформы // Докл. АН СССР. 1956. Т. 109. № 1. С. 191—194.
15. Саркисян С.Г., Котельников Д.Д. Глинистые минералы и проблемы нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1971. 184 с.
16. Саркисян С.Г., Котельников Д.Д. Глинистые минералы и проблемы нефтегазовой геологии. Изд-ние второе, перераб. и доп. М.: Недра, 1980. 232 с.
17. Brown G.W. Report of the clay minerals group sub-committee on nomenclature of clay minerals // Clay Minerals Bull. 1955. V. 2, N 13. P. 294—302.
18. Estéoule J., Estéoule-Choux J. Étude en microscopie électronique de divers types géologiques de kaolin // Compt. Rend. Acad. Sci. 1964. T. 259. № 15. P. 2469—2472.

ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА»

Рецензент — О.В. Япаскурт

УДК 552.54:551.72

В.Г. КУЗНЕЦОВ

## ТЕКСТУРА «КОРЕННОГО ЗУБА» — СВОЕОБРАЗНАЯ ТЕКСТУРА РИФЕЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

Приведена характеристика своеобразных верхнепротерозойских образований — извилистых трещинок в обогащенных органическим веществом карбонатных породах, выполненных преимущественно кальцитом. Предложен механизм формирования трещин в результате природного флюидоразрыва.

### Постановка проблемы и объект исследования

В 1885 г. Г. Брауэрман описал в среднепротерозойских отложениях супергруппы Белт, развитой в пограничных областях США и Канады, своеобразное строение некоторых карбонатных пачек. В этих пачках развита система светлых кальцитовых жилок неправильной извилистой формы (изгибающиеся линзочки, «червячки» и т.д.) толщиной обычно в несколько миллиметров, пронизывающих темно-окрашенные пласты доломитов и известняков и расположенных под различными углами к границам слоев (рис. 1). Эту текстуру он назвал текстурой «коренного зуба» (molar-tooth of an elephant). В обнажениях кальцит жилок нередко растворяется и образуется серия извилистых бороздок, желобков, и поверхность действительно напоминает поверхность зубов слона (рис. 2).

В настоящее время породы такого строения выявлены в более чем 50 стратиграфических подразделениях в 40 регионах Европы, США, Канады, Индии, Африки, Китая, Австралии, Урала, Сибири [8, 10].

На изучение подобных текстур, отложений такого строения, в значительной мере направлен международный проект программы UNESCO/IGCP 447 («Карбонаты и эволюция Земли в протерозое»). В рамках последнего осенью 2002 г. в Китае проведена специальная конференция с многодневными полевыми экскурсиями. Эта тематика включена отдельной темой в 32-й международный геологический конгресс 2004 г.

В России подобные образования нигде подробно не описаны. Под принятым в западной литера-

туре названием «MTS» такая текстура отмечена в тангаурской подсерии верхнего рифея в Алатауском антиклинории Южного Урала [2], а под названием «бурундучковая» — в сухотунгусинской свите среднего рифея и свите буровой верхнего рифея в Туруханском районе [3]. Это обстоятельство делает актуальным более подробное рассмотрение и описание подобного строения карбонатных пород. Основой послужили полевые наблюдения, проведенные во время геологических экскурсий в

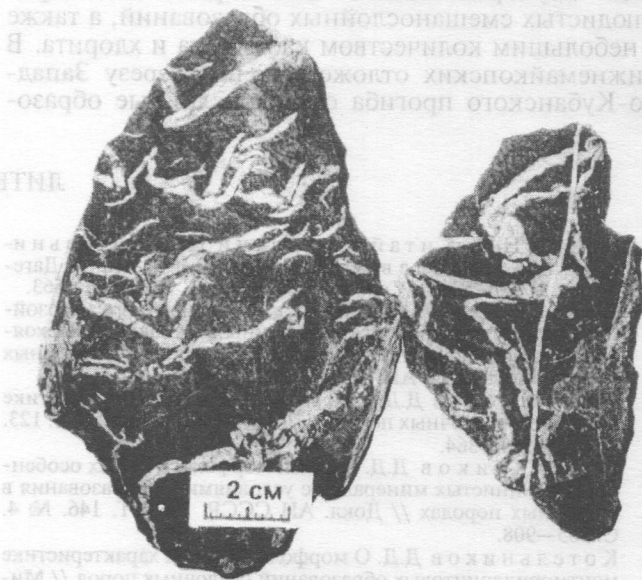


Рис. 1. Типичная MTS-текстура — светлые жилки микрозернистого кальцита в тонкослойном известковистом доломите