

# АУТИГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИБАЛТИКИ

---



ТАЛЛИН 1981





АКАДЕМИЯ НАУК ЭСТОНСКОЙ ССР  
Институт геологии  
Прибалтийское отделение межведомственного  
литологического комитета АН СССР

АУТИГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ  
ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИБАЛТИКИ

Под редакцией  
кандидата геолого-минералогических наук  
Э. Пирруса

Eesti  
Teaduste Akadeemia  
Geoloogia Instituut

№ 59

ТАЛЛИН 1981

Редакционная коллегия:

кандидат геолого-минералогических наук Х. А. Вийдинг, доктор геолого-минералогических наук Д. Л. Кальо (председатель), кандидат геолого-минералогических наук Э. Р. Клааманн (секретарь), доктор геолого-минералогических наук Р. М. Мянниль, академик АН ЭССР К. К. Орвику, кандидат геолого-минералогических наук Э. А. Пиррус, член-корреспондент А. В. Раукас.

Ответственные редакторы Х. А. Вийдинг и Э. А. Пиррус

Печатается по постановлению  
Редакционно-издательского совета  
Академии наук Эстонской ССР

© Академия наук Эстонской ССР, 1981

I904020000

А  $\frac{20805 - 011}{M906(16)-81}$  28 - 81



## ПРЕДИСЛОВИЕ

Терригенные отложения в разрезе дочетвертичного осадочного чехла Прибалтики играют существенную роль. Они находят применение во многих отраслях народного хозяйства. Оценка практических свойств этих пород и связанные с ними теоретические проблемы геологии — условия формирования пород, стратиграфия и корреляция толщ, реконструкция палеогеографических обстановок древних эпох — требуют для своего решения систематического изучения минерального состава этих образований. Поэтому фронт минералогических исследований осадочных толщ расширяется в Прибалтике с каждым днем, а результаты их вносят ощутимый вклад в различные области познания. До недавнего времени в минералогических исследованиях терригенных пород рассматривался главным образом обломочно-аллотигенный компонент, который вследствие этого изучен весьма обстоятельно. Основные результаты многих исследований в данном направлении обсуждались на региональных совещаниях (Тарту, 1963; Вильнюс, 1973; Таллин, 1979).

В то же время аутигенные минеральные образования терригенных пород Прибалтики исследовались до сих пор сравнительно случайно и скромно, хотя и представлены в довольно разнообразной и богатой гамме, несущей ценную информацию о процессах осадкообразования в своем бассейне седиментации. Кроме того, аутигенные минералы в Прибалтике встречаются часто в слаболитифицированных породах, что делает их легкодоступными для изучения. Среди этих образований особое место принадлежит минералам вендской и кембрийской частей разреза, так как соответствующие отложения в других районах мира очень сильно изменены позднейшими породообразующими процессами или представлены в карбонатных фациях, малоприспособленных для выявления особенностей древнего литогенеза на этом важном рубеже развития Земли. Интересные материалы скрывают и девонские отложения, обнажающиеся на обширной территории в южной части Прибалтики. Некоторые проявления в них аутигенного минералообразования могут приобрести практическое значение.

Работ, посвященных этой отрасли минералогии, в настоящее время мало, несмотря на то, что объем различных данных по ней возрастает с каждым днем. Чтобы сделать эти материалы доступными для широкого круга специалистов и подготовить основу для дальнейшей целенаправленной работы в данном направлении, составлен настоящий сборник. В него включены результаты оригинальных исследований по минеральному аутигенезу, которые были обсуждены на нескольких форумах прибалтийских геологов, в частности, на симпозиуме по диагенетическому минералообразованию в Люсси (ЭССР) в 1979 году.

Материалы сборника сгруппированы в два раздела. В первой части представлены работы обобщающего характера, рассматривающие явления комплексно, во второй – материалы по отдельным минералопроявлениям.

Авторы надеются, что сборник вызовет интерес геологов к аутигенным минералам, будет способствовать их качественной документации, и тем самым укрепит базу дальнейших исследований этой важной отрасли осадочной геологии.



ОСНОВНЫЕ ПРОЦЕССЫ АУТИГЕННОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ  
В ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВЕНДА  
И КЕМБРИЯ СЕВЕРНОЙ ПРИБАЛТИКИ

Э. А. Пиррус

Терригенный разрез венда и кембрия, составляющий мощную, почти 200-метровую выдержанную толщу в базальной части осадочного чехла Прибалтийского региона, является ареной протекания множества процессов постседиментационного преобразования исходного материала осадков, принесенного в виде глинистых и обломочных частиц в различные водоемы. Резко выраженный гумидный тип литогенеза данного разреза и прежде всего отсутствие каких-либо следов седиментогенного карбонатообразования, делают эти процессы в рассматриваемом разрезе очень наглядными и легкодоступными для исследования. Этому способствует, несомненно, и широкая гамма имеющихся тут аутигенных минералов, в частности, железосодержащих, очень чувствительных к различным условиям литогенеза. Высокая глинистость разреза хорошо сохранила эти минералопроявления от дальнейшего разрушения. Вследствие своей приподнятости разрез венда и кембрия Северной Прибалтики довольно слабо литифицирован, ввиду чего более поздние катагенетические процессы развиты тут незначительно и мало препятствуют изучению как первично-седиментогенных, так и диагенетических явлений. Данное обстоятельство является весьма важным, так как разрез венда и кембрия является особым рубежом в геологической истории Земли, отмеченным появлением массовой жизни на ней. В то же время возможности детального исследования процессов литогенеза на этом рубеже по причине наложения процессов ката- и метазенеза резко ограничены в других регионах мира. Поэтому Прибалтийский регион является благодатным объектом для разработки данной проблемы: сравнение результатов проведенных здесь исследований по древнему литогенезу с другими, более молодыми

объектами, может дать много существенного для понимания эволюции литогенетических процессов в осадочных породах вообще.

На основе этой проблемы в Институте геологии АН ЭССР разрабатывается соответствующая тематика и уже получены первые данные по ней. На краткое рассмотрение основных из них и посвящено настоящее сообщение.

Из уже опубликованных по данной тематике работ отметим сообщение по вендскому шамозитопроявлению (Пиррус, 1973), а также обзор по доломитовой минерализации разреза, в ходе выполнения которого была выявлена катагенетическая природа этих явлений (Пиррус, 1977а). Были изучены особенности распределения в породах разреза разновалентных форм железа, что дало возможность количественно оценить роль и глубину постседиментационных преобразований в глинистых породах (Пиррус, 1980). Также были проанализированы условия формирования галечного фосфатопроявления в базальном конгломерате локатиской свиты, которые в общих чертах действительны и для других проявлений галечного фосфата в разрезе (Менс, Пиррус, 1975). По глаукониту, широко распространенному в отложениях кембрия, изучены особенности распределения этого минерала в гранулометрическом спектре отложений (Рятсеп, 1979).

В итоге, в этом направлении к настоящему времени выявлен основной набор аутигенных минералов в рассматриваемом разрезе и установлена их приуроченность к основным стадиям осадочного породообразования. Как видно из этого перечня (рис. I), минералов "чистых" генетических линий в этом наборе не так уж много. Таковыми являются только сидерит и хемогенные фосфатные накопления в глинистых толщах разреза, формировавшиеся, очевидно, в диагенетической стадии, а также доломитово-кальцитовые образования и типы цементов, имеющие явно катагенетическое происхождение. К последней группе относятся, по всей вероятности, и все минералогические трансформации титансодержащих минералов (лейкоксензация, образование таблитчатых форм анатаза и др.). Многие соединения представлены в разрезе явно полигенетическими генерациями (пирит) или сложены образованиями, при формировании которых одновременно участвовали



|                          | СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ | ДИАГЕНЕЗ | НАЛОЖЕННЫЙ<br>ДИАГЕНЕЗ | КАТАГЕНЕЗ | ГИПЕРГЕНЕЗ |
|--------------------------|----------------|----------|------------------------|-----------|------------|
| Гетит                    |                |          |                        |           |            |
| Глауконит                |                |          |                        |           |            |
| Галечный фосфат          |                |          |                        |           |            |
| Хемогенный фосфат        |                |          |                        |           |            |
| Сидерит                  |                |          |                        |           |            |
| Шамозит                  |                |          |                        |           |            |
| Пирит                    |                |          |                        |           |            |
| Галенит, сфалерит        |                |          |                        |           |            |
| Очаговая пестроцветность |                |          |                        |           |            |
| Доломит                  |                |          |                        |           |            |
| Кальцит                  |                |          |                        |           |            |
| Титанистые минералы      |                |          |                        |           |            |

Рис. I. Основные минералопроявления в разрезе венда и кембрия Северной Прибалтики и формирование их по стадиям осадочного породообразования.

как процессы седиментогенного, так и диагенетического или гипергенного характера (глауконит, галечные фосфатопоявления, железистые оолиты). Несмотря на сравнительно пеструю картину распределения аутигенных образований по шкале стадийности осадкообразования, основная роль при формировании этих минералов все же принадлежит процессам диагенеза. Это выявляется как по общему количеству минералов, образующихся в данной стадии (рис. I), так и по абсолютной массе их в породах рассматриваемого разреза.

Однако при нанесении минералопроявлений на шкалу стадийности породообразования оказалось необходимым выделить еще одну группу минералопроявлений — между собственно диагенезом и катагенезом, представляющую собой процессы минерализации, связанные с контактной зоной двух стратиграфических подразделений, а вернее, воздействием более поздней трансгрессии на ложе, сложенное ранее образовавшимися осадочными породами. Оно часто улавливается в верхней части глинистых пород, перекрытых толщей песчаников или алевролитов и выражается в сильной пиритизации глинистого подстила, в образовании в ней агрегатов галенита и марказита, иногда и шамозита. Естественно, что для нижележащих пород это процесс катагенетический, связанный с инфильтрацией в них минерализующих растворов извне. Однако происходит этот процесс по законам диагенеза и генерируется ее энергией в вышележащих породах — словом, является проникновением агентов диагенеза вышележащих отложений в нижележащие осадочные образования. Поэтому ввиду особенностей данного процесса минералопроявлений мы выделили его и назвали "наложенным диагенезом". Важность данного явления очевидна, хотя в практике литологической работы значение его часто недооценивается. Об этом справедливо отметил Н. М. Страхов (1963).

По закономерностям распределения основных диагенетических минералопроявлений по вертикальному разрезу устанавливается важное различие между вендскими и кембрийскими отложениями региона: если в кембрийских отложениях преобладают образования типично-морского типа диагенеза (глауконит, фосфаты,



пирит), то в вендских отложениях они, как правило, отсутствуют и заменены образованиями существенно опресненных водоемов (сидерит, шамозит, формирование пестроцветности). Совместно с другими признаками (содержание каолинита, наличие или отсутствие остатков морских организмов, текстурные особенности) это отличие является важным основанием для разделения всего вендо-кембрийского разреза на две формации: на вендскую гумидно-субконтинентальную и на кембрийскую гумидно-морскую. Такое распределение, конечно, уменьшает ценность данного разреза для сравнения процессов литогенеза в обеих системах, ибо лишает возможности провести анализ в одинаковых фациях. Однако, с другой стороны, наличие нормально-морских и опресненных фаций в близком возрастном диапазоне позволяет создать на базе их детального изучения надежную опорную точку для проведения историко-литологических работ в глобальном масштабе, что является не менее важным для выяснения особенностей древнего литогенеза на Земле.

Субконтинентальная формация вендских отложений построена сравнительно несложно: в начале и в конце цикла ее формирования устанавливаются более мелководные и грубозернистые отложения с характерной пестроцветностью гумидного типа (гдовская и воронковская свиты). В середине цикла распространены преимущественно глинистые отложения трансгрессивного максимума (котлинская свита). Последние сероцветны и по ним распространяется весьма обильная и выдержанная диагенетическая сидеритовая минерализация.

Морские отложения кембрия представлены в разрезе в более сложных сочетаниях. Они разделяются между четырьмя сериями, имеющими различные структурные планы и определенную последовательность процессов осадконакопления. Три нижних серий — балтийская, ливская и айсчяйская характеризуются глауконитом и фосфатоносностью и весьма выраженным гумидным типом сочетания осадков. Верхняя — дейменская серия, относящаяся к среднему кембрию, противоречива по своему формационному признаку. Глауконита и фосфатов здесь нет, появление коричневатых ар-

гиллитов и глин указывает уже на некоторую близость данных образований к осадкам аридного типа литогенеза. Однако широкое распространение каолинита в этих породах не подтверждает их аридности, но, с другой стороны, каолинизация может быть в данном случае результатом наложенного процесса — глубокого выветривания дейменских песчаников.

Так или иначе, особенностью кембрийской части разреза является невыдержанность одинаковых нормально-морских условий осадконакопления по всему разрезу — время от времени тут наблюдаются, на наш взгляд, заметные отклонения в сторону некоторого опреснения вод бассейна. Так, в ирбенское время наблюдаются бурные оолитовые руды железа, сочетающиеся в краевых фациях с сидеритовыми образованиями, мало отличающимися от таких же в вёндских отложениях. В двух свитах — сырской и созлаской — также наблюдается подавление процессов пирито-, глауконито- и фосфатообразования, что совместно с изменениями в глинистом компоненте глин может также свидетельствовать о некотором опреснении водоема. Поскольку обе отмеченные свиты являются базальными для крупных осадочных серий, то можно предположить, что именно при мелководном режиме начала трансгрессии пресноводный приток с окружающего континента с четко выраженным гумидным климатом мог отражаться в гидрохимическом режиме бассейнов.

В зависимости от формационного характера отложений в них развиваются и специфические процессы аутигенного минералообразования.

Наиболее слабо они развиваются в красноцветных породах пресноводного происхождения (гдовская и воронковская свиты). Первичный гематитовый пигмент в них сохранился в измененном виде или восстановился лишь очень ограниченно вдоль алевроитовых и более грубозернистых прослоев. Никакого минералообразования при диагенезе этих отложений не наблюдается — данная стадия сопровождается лишь интенсивным выносом соединений железа из очагов восстановления (около 3 — 6 раз). Основным ограничением развития процесса пятнисто-послойного восстановления является в данном случае незначительное количество пер-



вично загребенного органического вещества в этих субконтинентальных отложениях.

О времени протекания восстановления и формирования очаговой пестроцветности судить трудно. Частичная приуроченность этих явлений к вертикальным трещинам в породе (табл. I; <sup>§</sup> 2, 3) как будто указывает на позднее, возможно, катагенетическое восстановление железа. Однако вторичная гетитизация, формирующаяся в субаэральных условиях в результате даже кратковременного выхода отложений из-под воды, охватывает уже пятнисто-пестроокрашенные глины и алевролиты этих свит. Поскольку таких уровней постседиментационной аэрации осадков наблюдается в разрезе упомянутых красноцветных отложений несколько, они должны быть рассмотрены как внутриформационно-конседиментационные в широком смысле этого понятия. Следовательно, и охваченная ими очаговая пестроцветность должна была формироваться довольно рано, возможно, частично и в стадии диагенеза.

Интенсивной диагенетической минерализацией характеризуются лишь глинистые отложения трансгрессивного максимума вендских пород — котлинская свита. Здесь усиленно развивается конкреционная сидеритовая минерализация с некоторыми особенностями и сопутствующими явлениями, которые рассмотрены детальнее в специальном сообщении данного сборника (табл. I; 4, 5).

В разрезе вендских отложений на некоторых уровнях наблюдается особый процесс — шамозитизация первично каолининового глинистого вещества. В сероцветных фациях воронковской свиты это проявление имеет, вероятно, диагенетическое происхождение и обусловлено отсутствием других возможностей фиксации мобилизованного при сильном восстановлении закисного железа (Пиррус, 1973). В останцах гдовской свиты в западных районах шамозитизации глин происходила, по-видимому,

---

<sup>§</sup> Таблицы, обозначенные римскими цифрами, см. в приложении.

под воздействием инфильтрирующих вод сверху, из бассейна накопления перекрывающих лонтоваских отложений, т. е. по схеме наложенного диагенеза. Об этом свидетельствует наличие шамозитопоявлений и в каолинизированных продуктах коры выветривания кристаллического фундамента, перекрытых также морскими отложениями лонтоваской свиты (Кууспалу и др., 1971).

Кембрийские отложения Северной Прибалтики обладают тремя выразительными процессами минерализации, характерными для типично-морского типа диагенеза — глауконито-, фосфато- и пиритообразованием. Эти процессы имеют весьма разнообразные формы и то усиливаются, то ослабевают на отдельных уровнях разреза.

Наиболее важное место в этом ряду занимает глауконит, который является типовым минералом для раннего кембрия и свидетельствует одновременно о преобладании тут преимущественно нормально-морских условий седиментации. Однако на общем фоне разнообразных форм минерала, в отложениях кембрия явно превалирует гранулярная форма глауконита, расположенного не на месте своего первичного образования, а перебросанного в другие места залегания. Так, присыпками глауконита маркируется слоистость алевролитов, как горизонтальная, так и наклонная. Вместе с фрагментами скелетов организмов и мелкими фосфатными гальками минерал накапливается в седиментационных ловушках, в углублениях пляжевых фестонов, в ходах илороющих организмов (табл. II). Иногда глауконит накапливается и в грядах волновой ряби. Гораздо в меньших количествах присутствует глауконит в виде корообразных или цементационных выделений, образовавшихся явно на месте своего нахождения.

Изучение гранулярной формы глауконита М. Рятсепом (см. с. 78) показывает, что при формировании окончательного облика данного минерала существенную роль играют процессы седиментогенеза: разрушение первичных полуклоноидальных глобул в процессе волнения, давление на них обломочных частиц вмещающей породы, возможно, и неоднократное переотложение минералов на дне водоема, растрескивание зерен при этом и дру-



гие явления. Микроконкреционный характер у зерен глауконита выражен не всегда четко, но все же улавливается у большинства зерен. Все это позволяет сделать вывод о том, что раннекембрийский глауконит рассматриваемого разреза формировался в основном в приповерхностном слое осадка или даже непосредственно на дне водоема — т. е. является сложным седиментогенно-раннедиагенетическим образованием. Характерным является тот факт, что почти все типы глауконита встречаются по всему разрезу кембрия, изменяется лишь их количественное соотношение. Это также свидетельствует о большой роли вторичного переотложения глауконита в процессе формирования конечных его скоплений в осадке.

Довольно близкими к образованию глауконита являются и процессы формирования фосфатов на алевроитовых гальках. Как показали наши исследования (Менс, Пиррус, 1975), решающую роль в соответствующей минерализации играли также приповерхностные процессы в периоды перерывов в седиментации. Однако раннедиагенетическое продолжение процесса в глубине осадка полностью отрицать нельзя и в этом случае. Типично диагенетическое происхождение имеют рыхлые скрытокристаллические фосфаты в глинах лонтоваской и люкатиской свит (табл. III; I, 2). По своей внешней форме (от линзовидных неправильных гнезд до слоеобразных накоплений) они во многом напоминают сидериты котлинской свиты, и только слабая степень цементации фосфатов и менее выраженный текстурный контроль развития процесса в кембрийских отложениях являются отличительными их особенностями. Хемогенно-диагенетическое фосфатопроявление в настоящее время изучено недостаточно, особенно в его генетическом аспекте. Известно лишь, что эти образования включают в себя I — 19%  $P_2O_5$  и весьма незакономерно разбросаны по разрезу с подошвы балтийской до кровли ливской серий.

Повсеместно развивающийся процесс пиритообразования представлен самыми разнообразными формами. Особую группу представляют так называемые биоморфозы — скопления тонко- или скрытокристаллического пирита по остаткам организмов или сле-

дам жизнедеятельности (табл. IV; 1, 2). Диагенетическая природа этих образований обычно вне сомнения. Наиболее широко этот тип минерализации распространен в сугубо глинистых толщах — в лонтоваской, локатиской и ирбенских свитах.

По ряду признаков как типичные диагенетические образования могут быть рассмотрены и большинство сплюснутых конкреций в глинистых уровнях разреза (табл. IV; 4 — 6). Они приурочены главным образом к яснослоистым уровням разреза и в их возникновении текстурный фактор — регулярное чередование зон мобилизации и разгрузки агентов диагенеза — имел немало-важное значение.

Существенную роль в пиритовой минерализации играют при-контактные наложенно-диагенетические процессы, которые обуславливают повышенное содержание пирита в кровлях глинистых толщ. Возникшие таким путем сульфиды очень разнообразны по своей форме — встречаются мелкая вкрапленность кристалликов пирита, круглые конкреции, крупнокристаллические агрегаты конкреционного происхождения и др. Часто в этих образованиях присутствует марказит. Роль этих наложенных процессов может быть в настоящее время еще недооценена, так как критерии для его распознавания в песчано-алевритовых породах еще слабо разработаны: широкое распространение этого типа пирита вполне возможно в толщах алевролитов и песчаников (тискреская и паалаская свиты, дейменаская серия).

Среди пиритов, несомненно, присутствуют и катагенетические генерации (табл. V). Конкреционная форма их обособляется достаточной надежностью (цементационный характер, приуроченность к трещинам, резкое несогласие со слойчатостью породы и т. д.). Катагенетическая природа жильных и корообразных форм также не вызывает особых сомнений. Только мелкокристаллическая и микроконкреционная форма не позволяет определить их генезис всегда однозначно. Часто приходится прибегать к косвенным признакам, что, естественно, уменьшает надежность сделанных выводов.



Сульфидная минерализация в данном разрезе имеет существенные колебания как в части их минерального состава, так и в содержании различных микропримесей. Некоторые типы их, возможно, окажутся важными индикаторами условий и стадий литогенеза. Поэтому работы по изучению сульфидов требуют усиленного развития в дальнейшем.

На фоне этих типично морских процессов диагенеза в кембрийской части разреза встречаются и аномальные явления, например, накопление сложных осадочных руд железа начиная с оолит-гетитовой разновидности до шамозит-сидеритовых образований (табл. VI). Последние появления восстановительной зоны рудообразования были установлены совсем недавно и еще мало изучены, но характеризуются большим площадным распространением (Арень, Лендзион, Пиррус, 1981). Данное рудопроявление — явление уникальное — очень вытянутое по площади одно из древнейших проявлений такого типа в земной коре вообще. Присутствие его в нашем разрезе обогащает гамму железосодержащих минералов — чувствительных индикаторов условий породообразования, и позволяет в сочетании с другими образованиями, несомненно, лучше понимать особенности вендо-кембрийского литогенеза в целом. В этом рудопроявлении сложно сочетаются процессы диагенетического и седиментогенно-гипергенного характера, но детальный разбор этих явлений не входит в рамки настоящего сообщения. Частично эти вопросы изложены в небольших публикациях (Апините, 1974; Пиррус, 1977), некоторые еще разрабатываются.

Наложенная карбонатная минерализация в виде пойкилокластического цемента и жеодо-жильных выделений имеет в разрезе Северной Прибалтики явно катагенетическое происхождение и основные данные по ней рассмотрены нами ранее (Пиррус, 1977). Отметим лишь, что она представлена, главным образом, железосодержащим доломитом, а чрезвычайно редко — кальцитом.

Подводя итоги, следует сказать, что аутигенное минералообразование в морских отложениях кембрия является более сложным, чем в вендских субконтинентальных. Оно характеризу-

ется не только большим набором различных минералопроявлений, но и многостадийностью, и полигенетичностью образования многих из них (рис. 2). По выдержанности характерных минералов морского диагенеза можно все же говорить о повсеместном, хотя и неодинаковом присутствии в этих осадках основного генератора диагенетических процессов — органического вещества.

Минералообразование в кембрийских отложениях усложняется еще и тем, что в них часто наблюдается два конкурирующих процесса фиксации железа: глауконито- и пиритообразование. Конкретное соотношение между ними во многом определяется конкретной геологической ситуацией в данном водоеме, детали которых, однако, еще не выяснены. Тем не менее достигнутые успехи в части изучения глауконита и пирита, представленные к рассмотрению в настоящем сборнике, являются обнадеживающими для удачной расшифровки сложных проблем диагенеза в древних морских отложениях.

Для характеристики основного объема аутигенной минерализации в части железосодержащих соединений нами использовались цифровые показатели, вычисленные по химическим анализам разновалентных форм железа в глинистых породах разреза и в их глинистых фракциях (Пиррус, 1980). Это, в первую очередь, среднее содержание валового железа в глинистой породе — показатель абсолютной массы железа, привнесенной в данную зону осадконакопления и являющейся потенциальным источником этого элемента для перераспределения в аутигенные образования. Второй показатель — коэффициент восстановленности железа (соотношение закисного железа к общему содержанию данного элемента в глине) — показывает то минимальное количество железа, которое участвовало в процессах минералообразования в миграционноспособной двухвалентной форме. Наконец, третий показатель — коэффициент перераспределения железа, который вычисляется по отношению содержания железа всей породы к содержанию этого элемента во фракции  $< 0,001$  мм. Если коэффициент этот мал ( $< 0,5$ ), то можно считать, что основное количество железа осталось в тонкодисперсном состоянии и не



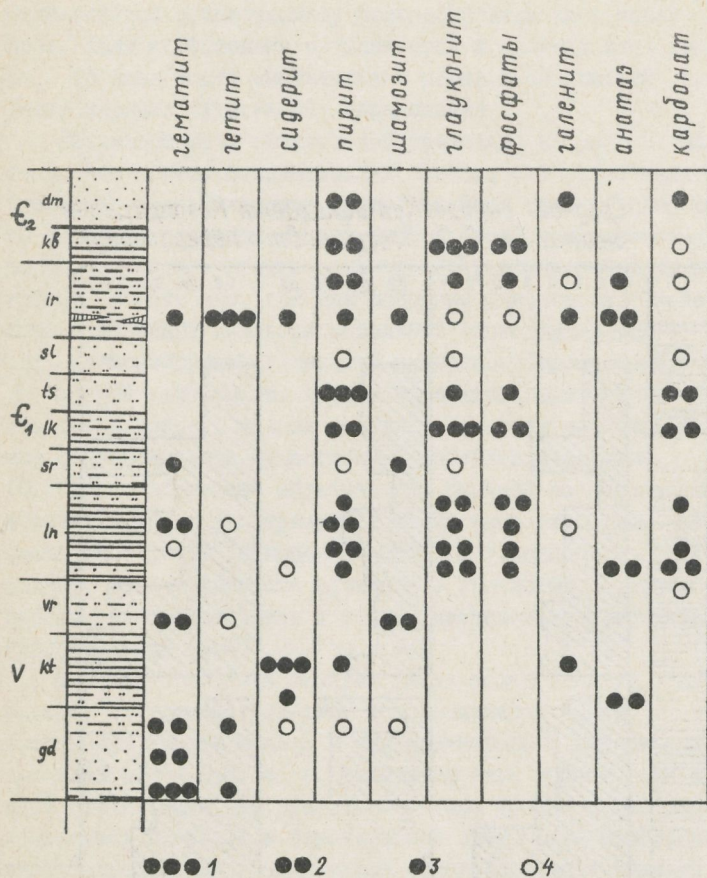


Рис. 2. Распространение основных аутигенных минералов по разрезу венда и кембрия Северной Прибалтики.

I — большое количество минерала; 2 — постоянное присутствие минерала; 3 — малое количество минерала; 4 — следовые минералопроявления.

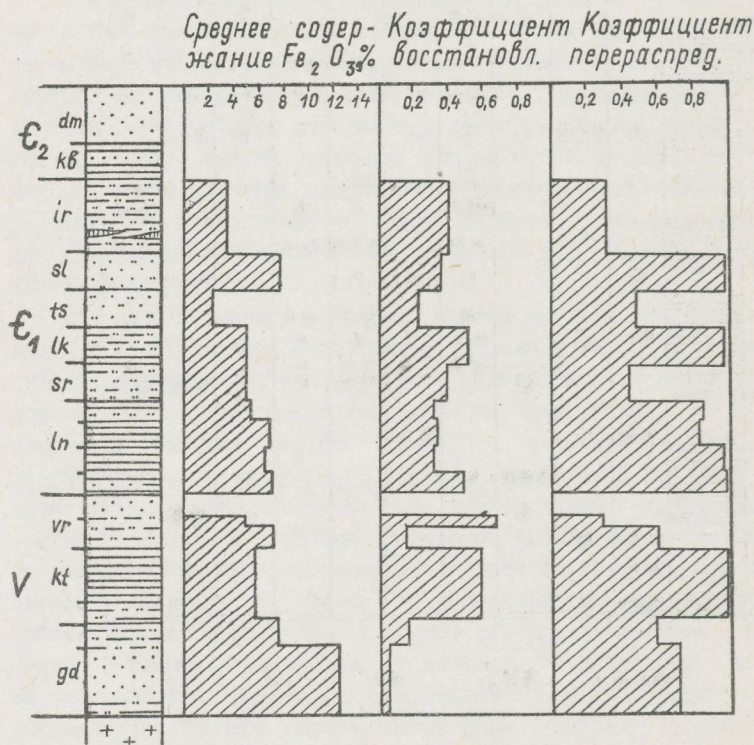


Рис. 3. Характеристика вендского и кембрийского разрезов Северной Прибалтики по геохимическим показателям железоносной минерализации в глинистых породах.



подвергалось существенному перераспределению в цикле диагенеза. Если коэффициент приближается к единице или превышает ее, то имел место значительный переход соединений железа в более крупные аутигенные образования.

Поведение этих показателей приведено на рис. 3. Оказывается, что в пестроокрашенных-красноцветных отложениях венда (гдовская и воронковская свиты) на фоне сравнительно высокого общего содержания железа наблюдается слабая восстановленность элемента и приуроченность его к глинистой фракции. Это вполне естественно, так как основным фиксатором железа в этих отложениях является первичный тонкодисперсный гематит, пигментирующий глинистое вещество. Сероцветные глины котлинской свиты имеют совсем иную характеристику — в них восстановленность железа достигает высоких величин (0,59), что сопровождается существенным перераспределением железа (0,97) в сидеритовые образования. Высокой восстановленностью железа (0,66) характеризуются также шамозитоносные слои воронковской свиты (показаны на рис. 3 условно в верхней части свиты), однако фиксация элемента в глинистой составляющей породы отражается здесь в низком значении коэффициента перераспределения (0,25).

Морские отложения кембрия имеют более сложную характеристику по рассматриваемым коэффициентам, однако степень восстановленности железа в них сравнительно выдержанная в пределах 0,3 — 0,5, т. е. находится ниже уровня глин котлинской свиты венда, но существенно выше уровня в пестроцветных отложениях гдовской и воронковской свит. Зато коэффициент перераспределения сравнительно высокий во всех случаях (0,8 — 1,0), что хорошо согласуется с перераспределением форм железа в пиритовые и глауконитовые образования. Интересное исключение составляет лишь ирбенская свита, в фоновых глинистых породах которой процесс перераспределения выражен очень слабо (0,27). Обусловлено это, очевидно, тем, что много железа в этих породах заключено в состав глинистой фракции — содержание железистых хлоритов, иногда и шамозитов, достигает в них нередко 25 — 35%. Маловыразителен процесс перерас-

пределения и в сыруской (овишской) свите, где также установлены процессы шамозитизации глинистой фракции. Аномально высокие значения коэффициента перераспределения в глинистых прослоях соэлаской свиты ( $> 1,0$ ) могут быть уже следствием нарушения закрытости системы минералообразования в этих маломощных прослоях глин, находящихся в толще хорошо проницаемых алевролитов и песчаников.

Таким образом, приведенные цифровые показатели хорошо увязываются с минералогическими данными и существенно дополняют последние в количественном аспекте. Поэтому желательно, чтобы в дальнейшем их можно было бы проверить на материале других терригенных разрезов, что, возможно, позволит выявить более четкие и общеприменимые цифровые характеристики для различных процессов аутигенного минералообразования.

## Л и т е р а т у р а

- А п и н и т е И. О нижнекембрийских оолитовых железных рудах Балтийской синеклизы. - "Изв. АН ЭССР. Хим. Геол.". 1974, 23, № 1, с. 76 - 79.
- ✓ А р е н ь Б., Л е н з и о н К., П и р р у с Э. Диагенетический сидерит в отложениях нижнего кембрия Польши и стратиграфическое значение этой минерализации. - "Изв. АН ЭССР. Геол". 1981, 30, № 1, с. 1 - 6.
- К у у с п а л у Т., В а н а м б В., У т с а л К. О минералогии коры выветривания кристаллического фундамента Эстонии. Уч. зап. Тартуского гос. ун-та. 1971, вып. 286, с. 52 - 163.
- ✓ М е н с К. А., П и р р у с Э. А. Базальный конгломерат люкатиской свиты нижнего кембрия Эстонии. - В кн.: Геология кристаллического фундамента и осадочного чехла Прибалтики. Рига, 1975, с. 132 - 134.



- ✓ П и р р у с Э. Находка шамозита в поздневендских отложениях Ленинградской области. - "Изв. АН ЭССР. Хим. Геол.", 1973, 22, № 1, с. 58 - 64.
- ✓ П и р р у с Э. Основные черты карбонатной минерализации в терригенных отложениях кембрия Северной Прибалтики. - "Изв. АН ЭССР. Хим. Геол.", 1977а, 26, № 3, с. 191 - 197.
- ✓ П и р р у с Э. А. Фациально-палеогеографический контроль осадочного железорудного процесса на примере раннекембрийского бассейна Прибалтики. - В кн.: Региональная палеогеография. Тез. докл. Всесоюз. конф. "Палеогеографические основы рационального использования естественных ресурсов". Киев, 1977б, с. 212 - 214.
- ✓ П и р р у с Э. Некоторые особенности диагенетического железорудного процесса в глинистых толщах венда и кембрия Прибалтики. - В кн.: Геохимические показатели при изучении геологических процессов и поисках полезных ископаемых. Минск, "Наука и техника", 1980, с. 68 - 72.
- ✓ Р я т с е п М. Распределение глауконита в гранулометрических фракциях пород нижнего кембрия Эстонии. - "Изв. АН ЭССР. Геол.", 1979, 28, с. 81 - 88.
- С т р а х о в М. М. О некоторых новых чертах диагенеза Черноморских отложений. - "Литология и полезные ископаемые", 1963, № 1, с. 7 - 27.

AUTIGEENSE MINERAALITEKKE PÕHIJOOINI PÕHJA-BALTIKUMI  
VENDI JA KAMBRIUMI TERRI-  
GEENSETES SETTEKIVIMITES

E. Pirrus

Resümee

Vaadeldava läbilõike omapära - selgelt väljenduv humiidne litogeneesitüüp, kivimite nõrk litifikatsioonide, autigeensete mineraaliilmingute mitmekesisus ja nende hea konservatsioon savilasundite poolt - kõik see teeb siinse kivimmaterjali unikaalseks uurimisobjektiks litogeneesiprotsesside selgitamisel Maa arengu tähtsal rajajoonel - üleminekul eelkambriumist fanerosoikumisse. Artiklis käsitletaksegi oluliste indikaatorite - autigeensete mineraalide - uurimisel saavutatud esimesi tulemusi.

Tuakse esile kõigi peamiste mineraalide tekkeage kivimimoodustumise staadiumide lõikes (joon. 1), kusjuures lisastaadiumina üldtuntuile eraldatakse veel nn. pealepandud diagenees, mis kujutab endast hilisema transgressiooni kontaktmõjutusi varem kujunenud kivimitele ja on oluline autigeense mineraalitekke suhtes. Rõhutatakse antud piirkonna vendi ja kambriumi põhimõttelist erinevust autigeensete mineraaliilmingute järgi: kui kambriumi kivimid iseloomustuvad tüüpilise normaalmerelise diageneesi indikaatormineraalidega (glaukooniit, püriit, fosfaadid), siis vendi kivimite autigeenne komponent (hematiit, sideriit, šamosiit) viitab setete kujunemisele magestunud või isegi subkontinentaalses olustikus (joon. 2).

Kirjeldatakse lühidalt üksikute mineraalitekkeprotsesside põhijooni, mineraaliilmingute morfoloogilisi iseärasusi ja neist tulenevaid tekkeloolisi järeldusi. Rauda sisaldavate mineraalide kujunemise kvantitatiivsed seaduspärasused tuakse esile vastavate geokeemiliste koefitsientide abil (joon. 3).



MAIN FEATURES OF THE AUTHIGENIC MINERALIZATION OF  
NORTH BAL TIC VENDIAN AND CAMB-  
RIAN TERRIGENOUS ROCKS

E. Pirrus

Summary

The present paper deals with the first results of the investigation of the authigenic minerals of the North Baltic Vendian and Cambrian, representing the lowermost part of the sedimentary cover in the studied area. The terrigenous character of the deposits and the absence of primary carbonate rocks at the same time refer to the sedimentation in rather humid climatic conditions during these periods.

The examined strata are characterized by a weak lithification of the deposits, an occurrence of different authigenic minerals, and a good preservation of the latter in the clayey sediments. This may be explained by the occurrence of main authigenic minerals in accordance with the stadial character of the lithogenesis (Fig. 1). Besides the stages of sedimentation, diagenesis, catagenesis and hypergenesis, a stages of "superposed diagenesis" can be distinguished. The minerals of that stage were formed under the influence of a later transgression in the previously deposited sediments.

The distribution of the main authigenic minerals in different stratigraphical units of the North Baltic Vendian and Cambrian section as well as their frequency indices are shown in Fig. 2. The Vendian authigenic mineral association differs considerably from the Cambrian one. In the latter deposits there occur typical diagenetic minerals of marine origin - glauconite, phosphate and pyrite, while the authigenic minerals of the Vendian are hematite, siderite and chamosite, pointing to a sedimentation in freshwater or even in subcontinental conditions.

The formation of iron-containing minerals is characterized by geochemical coefficients calculated on the basis of a chemical analysis of the clayey rocks (Fig. 3).

A brief characterization of the formation conditions of the authigenic minerals is presented, and their morphological peculiarities are described and illustrated (Pl. I - VI).



## РОЛЬ ВТОРИЧНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ В ЛИТОГЕНЕЗЕ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ДЕВОНА ( $D_{1-2}$ ) ЮЖНОЙ ПРИБАЛТИКИ

В. В. Нарбутас

Современное состояние палеозойских терригенных пород — их гранулометрия, минеральный состав, характер цементации и другие свойства — является результатом различных стадий литогенеза; решающую роль при их формировании, несомненно, сыграли первичный состав и условия седиментации отложений.

В терригенных и терригенно-карбонатных породах девона Балтийской синеклизы наиболее существенными и распространёнными вторичными минерагенетическими процессами являются следующие:

1) цементация песков и алевролитов карбонатным и гипсовым цементом;

2) уплотнение кластогенного материала с межслоевым растворением зерен и сопутствующим образованием регенерационного цемента и конформационных структур;

3) каолинизация зерен полевых шпатов, биотита, мусковита, хлоритов;

4) серицитизация кластических зерен и преобразование слюд;

5) гидратация и десульфидизация железистых соединений с образованием гидроокислов железа.

Эти изменения впервые отмечены В. М. Василюскасом (1965). Ниже мы рассматриваем геологические закономерности, определяющие различные сочетания основных процессов вторичных минеральных трансформаций в девонских породах Южной Прибалтики.

Можно выделить несколько групп пород, отличающихся различным характером процессов постседиментационного изменения их первичного состава

Первую группу составляют породы, для которых соответствующие изменения, по существу, исчерпываются стадиями седи-

менто- и диагенеза. Такими являются, например, красноцветные породы гаргждайской серии, эвалориты наровского горизонта или несцементированные пески, встречающиеся главным образом в буртнийском и швянтойском горизонтах.

Во второй группе объединены породы, стадия катагенеза которых проходила в условиях близких к условиям седиментации и диагенеза. Минеральный состав терригенной части этих пород претерпел изменения как от агрессивности первичной среды осадконакопления, так и постседиментационных условий. В региональном масштабе примером этого типа пород можно считать песчано-глинистые отложения буртнийского горизонта (буткунской свиты) в юго-западной и северо-восточной частях Балтийской синеклизы (районы Стонишкый - Западно-Славск и Свядасай-Буткунай). Приуроченность этих пород либо к центральной, либо к окраинным частям синеклизы во многом определила характер аутигенного минералообразования как в седиментационную стадию, так и в постседиментационные этапы. Как это проявилось, будет описано ниже.

К третьей группе относятся породы и комплексы пород, в которых наряду с унаследованными от седиментации и диагенеза изменениями сильно развит и наложенный катагенез - образование гипсового цемента и каолинизация. Сюда относятся шяшувские песчаники, живетские и нижефранские песчаники Самбийского полуострова, а также песчаники швянтойской свиты на северо-западе Литвы и на Курземском полуострове Латвии, где регионально развит карбонатный цемент песчаных пород.

Прежде чем перейти к описанию этих основных групп пород следует подчеркнуть, что отнесение пород к той или иной группе можно провести, пользуясь любой классификацией, с определенной долей условности. Предложенную группировку по характерным признакам следует считать прежде всего рабочей гипотезой, вернее, попыткой создать литогенетическую классификацию, отражающую закономерности и последовательности формирования состава пород.

В выделенной нами первой группе, как указывалось выше, наименее измененным составом отличаются рых-



лые пески, встречающиеся в шяшувской, буткунской и швянтойской свитах преимущественно в Центральной и Западной Литве (в более погруженной части Балтийской синеклизы) и эвапориты лядайской свиты наровского горизонта. В песчаниках с малоизмененным минеральным составом наблюдается слабо развитый регенерационно-кварцевый цемент соприкосновения. При дезинтеграции и определении гранулометрического состава этих пород фиксируется ложная разноразмерность и заниженная по сравнению с первичным составом песка окатанность, о которой можно судить по шлифам. Этот тип песчаников наиболее широко развит в шяшувской, а также в кярнавской свитах (верхи наровского горизонта). Редко встречаются такие породы в упнинкайских (арукюлаский и буртниекий горизонты) и швянтойских отложениях, где преобладают уже пески рыхлые или слабо сцементированные железистоглинистым или конкреционно-карбонатным цементом.

Во второй группе пород наблюдается унаследованность позднейших изменений от первичных условий седиментации и диагенеза. Такие процессы являются характерными для отложений нижнего девона и, в особенности, для гаргждайской серии (тильжеская и стонишкяйская свиты), пярнуской и кярнавской свиты, а также для упнинкайского комплекса. В последнем это проявляется особо отчетливо при сравнении разрезов центральной и окраинных частей синеклизы, отличающихся степенью "континентальности" отложений.

Так, на западной и юго-западной окраине Балтийской синеклизы (Паланга - Нида - Стонишкяй - Западно-Славск) в упнинкайское время седиментация проходила в более "морских" условиях, чем на северо-восточной окраине; тот же фациально-тектонический план сохранился и в постседиментационную стадию - в швянтойское и в пярвиньское время. В результате этого на юго-западе, в районах Стонишкяй и Нида, при преимущественно гидрослюдистом составе глин значительный процент (до 10 - 15%) составляет хлорит, реже каолинит. В цементе песчаников каолинит, как правило, отсутствует. Постживетская тектоническая стабилизация и континентальное выветривание,

наоборот, оставили глубокие следы в северо-восточном районе, где континентальность появилась еще в условиях седиментации. Здесь характерен гидрослодисто-каолининовый состав глин при отсутствии хлорита, а вторичный каолинит в цементе песчаников достигает значительного уровня — до половины глинистой фракции. Кроме того, минеральный состав песчаников сильно изменен в результате каолинизации полевых шпатов, гидратации и каолинизации биотита, а также сопутствующего растворения гранатов.

Тектонический план седиментационного ареала гаргждайского и ушникайского времени с хорошо очерченной краевой и центральной частями синеклизы, неоднократно восстанавливался в последевонское время и таким же, в принципе, является и сейчас. При унаследованном тектоническом плане постседиментационные изменения как бы углубляли первичный характер отложений, действуя в том же направлении. Благоприятные условия для развития таких процессов, как каолинизация или, наоборот, образование карбонатного и гипсового цемента, протекавших соответственно в краевых и центральных частях синеклизы в стадии седиментации, продолжались и в постседиментационные периоды. Этого нельзя сказать о разрезах наровского (лядайской и кярнавской свит) и пярнуского горизонта, фациальный план которых не повторяется в последевонской и современной конфигурации синеклизы. Отложения этих подразделений несут сильный отпечаток седиментационно-диагенетической стадии, в ряде случаев исключая или ограничивая более поздние изменения. Примером тому может послужить гипсово-ангидритовый цемент песчаников в низах лядайской свиты или относительно слабая цементация песчаников кярнавской свиты, которые заключены между пластами слабопроницаемых глинистых домеритов и глин.

Породы третьей группы с признаками интенсивного наложенного катагенеза — гипсовым или карбонатным цементом, проявлениями каолинитизации и др. — наиболее широко развиты в виешвильской (кемерской) серии (в шяшувской и виеситской свитах). В этих отложениях широко распространены и



явления унаследованной каолинизации, особенно в виеситской свите, где процессы каолинизации и обожрения (с образованием гетита) отличаются широким диапазоном времени — они были связаны как с седиментационной стадией, так и с предпырнским перерывом.

Интенсивная каолинизация относительно свежего материала — полево-шпатово-кварцевых песков шяшувской свиты и связь этого процесса с девонскими корами выветривания изучены и кратко описаны ранее (Нарбутас, 1973). В результате дальнейших исследований выяснилась приуроченность каолинизации не только к определенному типу песков — к наиболее свежему кластическому материалу, но также и к определенным уровням и типам разрезов.

Наиболее интенсивная каолинизация песков шяшувской под-свиты приурочена к песчаным пачкам, залегающим непосредственно под глинистыми прослоями, реже — под ними. Имеется и своеобразная парагенетическая связь с сероцветными глинами и алевролитами. В разрезах, где прослои таких обогащенных органикой сероцветов редки и маломощны, явно подавлена и каолинизация песков, например, в разрезах скв. Мажосес-Лапес и Паровея. Все это наводит на мысль о том, что каолинизация шяшувских песков — процесс конседиментационный, связанный с корами выветривания. Условия для корообразования возникали периодически в самое шяшувское время и были связаны с двумя факторами — наличием болотных условий, в которых образовались богатые органикой сероцветы, и неглубоким залеганием глин, образующих местные водсупоры для грунтовых и напорных вод.

В окраинных разрезах (Паровея, Мажосес-Лапес) вторичный каолинит обнаружен в самом низу шяшувской свиты. Нижняя, базальная часть шяшувских песчаников, как правило, интенсивно каолинизирована во всех разрезах, за исключением только западных — юго-западных разрезов (скв. Дворики, Западно-Славск-12 и др.). Хорошо проницаемые и интенсивно каолинизированные пески и песчаники шяшувской свиты, как правило, сильно обеднены железом, что говорит о более высокой стадии коро-

образования, обусловленной степенью проницаемости пород.

Существенное значение имеет соотношение во времени процессов каолинизации и образования гипсового цемента. Имеются разрезы, где гипсом зацементирован песчаник, который до этого был подвергнут каолинизации (скв. Кужай, Крякнава). Это более поздняя генерация гипсового цемента, причем явно наложенного характера. Имеются также случаи, когда более раннее образование гипсового цемента исключает процесс каолинизации. В подобных разрезах из более центральных частей синеклизы (скв. Паланга, Западно-Славянская, Нида и др.) базальный слой шяшувского песчаника обычно сильно цементирован гипсовым цементом, а каолинизация появляется несколько выше по разрезу (около 10 или более метров).

Интересным является соотношение цементированных и нецементированных пород в разрезе кярнавской свиты. Доломитовый цемент в этих породах явно первичный и связан с наиболее тонкой, пелитовой частью осадка, образуя домериты, доломитистые и доломитовые глины. Песчаники и часть песчанистых алевролитов почти лишены карбонатного материала. Возможно, это увязывается с ранее выдвинутой нами концепцией о региональном опреснении наровского лагунного бассейна к концу его существования (Нарбутас, 1980). Карбонатный ил поступил в бассейн преимущественно в виде взвесей вместе с более крупным терригенным материалом. Хемогенное оседание на месте имело, по-видимому, подчиненное значение. В результате механической дифференциации и быстрой седиментации образовался характерный тип пестроцветных глинистых домеритов и доломитовых глин, алевролитистых, плохо сортированных, с беспорядочной текстурой, иногда с остатками лингул в вертикальном положении. Эти домериты и глины переслаиваются с прослоями песчаников, обедненных карбонатным материалом и обладающих хорошо развитым регенерационно-кварцевым цементом соприкосновения.

Резюмируя вышеизложенное, можно подчеркнуть следующие основные катагенетические изменения структуры и минерального состава терригенной части пород, которые должны быть уч-



тены при использовании данных гранулометрического и минералогического анализов этих пород:

1. Процесс регенерации зерен кварца и полевых шпатов, а также образование конформных структур (табл. VII; 1) часто встречаются в нижнедевонских песчаниках с цементом соприкосновения. Приуроченность пород с сильно развитой конформацией и регенерационно-кварцевым цементом к бескарбонатным песчаникам и к определенным уровням разреза говорит о том, что руководящим фактором в этом процессе был не глубинный катагенез, а исходный свежий кластический материал, обогащенный калиевыми полевыми шпатами и плагиоклазами. Способствовало этому и отсутствие карбонатообразования на стадии раннего диагенеза. О влиянии исходного минерального состава в процессе аутигенного кремнеобразования в терригенных породах указывалось и в литературе (Депплс, 1968).

В случае совместного развития карбонатного и контактно-кварцевого цемента, характеризующегося, с одной стороны, коррозией, а с другой — возрастанием размеров кластических зерен, первичный гранулометрический состав песка сильно меняется в сторону укрупнения (табл. VII; 2). При этом важно отметить, что разъеданию или полному растворению карбонатным цементом подвергаются более мелкие зерна — алевритовая фракция (табл. VII; 3). Накладывается и другой процесс — дробление микроагрегатных зерен кварца, с полным или частичным их переводом в алевритовую фракцию.

2. Наибольшие изменения гранулометрического и минерального состава первичного кластического материала происходили в случае каолинизации полевых шпатов и слюд с совместной регенерацией кварца. Это происходит обычно в достаточно хорошо проницаемых слюдистых и глинистых песчаниках. Состав меняется в сторону относительного увеличения доли кварца и укрупнения его зерен (табл. VIII; 1). Регенерирование и рост зерен кварца повышает среднюю размерность зерен и ухудшает кажущуюся их окатанность. Каолинизированные зерна полевых шпатов, как правило, уменьшаются в размере, причем это про-

исходит выборно — каолинизации подвергаются в первую очередь калиевые полевые шпаты.

В результате двух первых процессов получается песок, который относительно исходного материала более грубозернистый и обладает резко выраженной бимодальностью гранулометрической кривой, а по минералогии характеризуется повышенным количеством кварца, причем среди фельдшпатов — большим содержанием плагиоклазов.

3. Менее всего изменению подвержены кластические зерна в процессе образования раннего гипсово-ангидритового цемента (табл. УШ; 2) и при более позднем гипсовом цементе, наложенном на слабо развитый регенерационный цемент соприкосновения, а также в случае развития первичного, раннедиагенетического карбонатного и гипсово-ангидритового цемента базального типа (табл. УШ; 3). При этом как бы проявляется бронирующая роль цемента. У более позднего карбонатного цемента, который обычно бывает поровым или базально-поровым, коррозия зерен кварца и полевых шпатов проявляется достаточно интенсивно. Более поздний гипсовый и ангидритовый цемент обычно лишь фиксирует возникшие до этого преобразования (срастание кварцевых зерен и т. п.), не вызывая новых (табл. УШ; 2).

Приведенный в настоящей статье материал свидетельствует о том, что состав осадков меняется даже при сравнительно слабом развитии процессов катагенеза. Вместе с тем первичный состав и фациальные условия, в которых происходила седиментация и диагенез осадков, не только накладывает на эти процессы свой отпечаток, но в большей степени непосредственно определяет характер и последовательность их протекания. Малоизмененные песчаники нижнедевонской гаргждайской серии, зрелые в структурном отношении, содержащие цемент соприкосновения или поровой глинисто-карбонатный цемент, лучше всего отвечают шельфовому типу песчаников (Депплес, 1971), а песчаники с хорошо развитым регенерационно-кварцевым цементом — аллювиальному типу. Последний тип цементации, как было отмечено выше, наиболее широко развит в отложениях шяшувской подсвиты и ассоциируются там со сероцветными глинами и але-



ролитами, остатками флоры. Это хорошо согласуется с представлением об аллювиально-старицовых и озерно-болотных условиях образования этих отложений (Нарбутас, Василюскас, Коркутис, 1964).

Таким образом, характер постседиментационных изменений, также как и катагенетических, во многих случаях предопределяется структурой и составом исходного осадка и его фациальным типом, что дает возможность использовать вторичные изменения пород для палеогеографических реконструкций и палеотектонического анализа. С другой стороны, сам исходный материал в результате постседиментационных новообразований в различной степени меняется, что необходимо учесть при выборе методики и при оценке результатов лабораторных исследований.

### Л и т е р а т у р а

Д е п л с Э. Поведение кремнезема в диагенезе. - В кн.: Геохимия литогенеза. М., 1968, с. 234 - 258.

Д е п л с Э. К. Диагенез (и катагенез) песчаников. - В кн.: Диагенез и катагенез осадочных образований. М., "Мир", 1971, с. 92 - 121.

В а с и л ю с к а с В. М. Некоторые вторичные изменения пород среднего и нижнего девона Литвы. - В кн.: Геология и нефтеносность палеозоя Южной Прибалтики. Вильнюс, "Минтис", 1965, с. 70 - 77.

Н а р б у т а с В. В., В а с и л ю с к а с В. М., К о р к у т и с В. А. Новые данные к познанию палеогеографии и тектоники Южной Прибалтики в ранне- и среднедевонское время. - В кн.: Вопросы стратиграфии и палеогеографии девона Прибалтики. Вильнюс, "Минтис", 1964, с. 113 - 124.

Н а р б у т а с В. В. Следы выветривания в ранне- и средне-  
девонских отложениях Литвы, их литостратиграфическое  
значение и палеогеографическая интерпретация. - Мат-лы  
III науч. конф. геологов Литвы. Вильнюс, 1973, с. 68 -  
72.

Н а р б у т а с В. В. Средний девон. - В кн.: Девон и кар-  
бон Прибалтики. Рига, "Зинатне", 1980.

# SEKUNDAARSETE MUUTUSTE TÄHTSUSEST LÕUNA-BALTIKUMI DEVONI TERRIGEENSETE KIVIMITE LITOGENEESIL

V. Narbutas

## Resümee

Artiklis näidatakse seotimisjärgsete protsesside kulgu Balti süneklisi devoni kivimites. Eristatakse nende kajastumise kolme tüüpi. Esimest tüüpi kivimites on muutused väheolulised ja piirduvad stadiaalses mõttes eeskätt sedimentogeneesi ja diageneesiga. Katageneetilisel levib neis peamiselt regeneratsiooniline tsementatsioon. Teist tüüpi kivimites avaldub hilisemate muutuste iseloomus selgesti kivimite algne paiknevus fatsiaalses ja tektoonilises plaanis: kontinentaalsema tekkerežiimiga kivimites süveneb kaoliinitumine, merelisega - karbonaat- või kipssemeni moodustumine. Kolmandas tüübis prevaleerivad selgelt väljendatud pealepandud katageneetilised protsessid - karbonaatse või kipssemeni moodustumine ning intensiivne kaolinisatsioon, millel ei ole nähtavat seost kivimite algse kujunemisolustikuga.

Regeneratsioonilis-konformsed ümberkujunemised kulgevad selektiivselt, mitte frontaalselt, ja nad põhjustavad olulisi muutusi kivimite granulomeetriselises ja mineraalses koostises, eriti juhul, kui protsessile kaasneb karbonaatne tsementatsioon. Tugevaid muutusi põhjustab kaolinisatsioon, mis selektiivselt päevakivisid lagundades muudab viimastes suunemaks plagioklasside osakaalu. Seevastu karbonaatne ja kips-



-anhüdriitne tšement, eriti oma hilisemas generatsioonis, konserveerivad klastogeensetes terades kulgenud protsessid.

Artiklis esitatu lubab sekundaarseid nähtusi kasutada paleogeograafilistel ja paleotektoonilistel rekonstruktsioonidel, samuti sunnib neid tõsiselt arvestama laboratoorsete uuringute interpreteerimisel.

# THE IMPORTANCE OF SECONDARY CHANGES IN THE LITHOGENESIS OF SOUTH BALTIC DEVONIAN TERRIGENOUS ROCKS

V. Narbutas

## Summary

The paper deals with the course of post-sedimentary processes in the Devonian rocks of the Baltic syncline. We can distinguish three types of rocks in accordance with the reflection of the processes. In the first type, the changes in the rocks are inessential. In the stadial aspect they are merely limited with sedimentation and diagenesis, only the regenerative cementation process being of catagenetic origin. The rocks of the second type reveal secondary changes, reflecting with greater clarity the primary facial and tectonical situation: kaolinization increases in the rocks of continental origin, and carbonate or gypsum cementation - in the rocks of marine origin. Catagenetic processes predominate in the rocks of the third type. Those are the carbonate or gypsum cementation and an intensive kaolinitization which have no visible relation to the primary genetic conditions of the rocks.

A selective and not frontal character of regenerative-conformal transformations has been stated, which caused essential changes in the granulometric and mineralogic composition of the rocks, especially in cases when the processes were accompanied by carbonate cementation. Considerable changes were caused by kaolinitization destroying selectively the feldspars, thus increasing the role of plagioclases. On

the other hand, the carbonate and gypsum-anhydrite cement, particularly in its later generations, preserved the results of the processes that had taken place in the clastogenic grains.

All the above mentioned data permit us to use the phenomena of secondary processes in paleogeographical and paleotectonical reconstructions. They must also be taken into account at an interpretation of laboratory investigations.



## КОНКРЕЦИОННЫЙ КОМПЛЕКС ЛОДЕСКОЙ СВИТЫ ВЕРХНЕГО ДЕВОНА

В. М. Куршс

Лодеская свита объединяет своеобразные по составу и генезису преимущественно глинисто-алевритовые отложения, участвующие в строении средне-верхнедевонской терригенной толщи. По возрасту лодеская свита соответствует гауйскому подгоризонту франского яруса. Отложения ее широко распространены в Северо-Восточной Латвии, Юго-Восточной Эстонии и на западе Псковской области в пределах зоны подводно-дельтовых осадков (Куршс, 1975). Свиту слагают палевые и серые тонкодисперсные тугоплавкие глины, красно-коричневые алевролиты, отдельные слои и пачки мелкозернистых песчаников. Эти отложения применяются в промышленности строительных материалов. Они вскрыты в карьерах Лоде, Глуда, Сянна, Вастсе-Нурси, Печоры и постоянно служат объектом поисково-разведочных работ. С юго-запада на северо-восток, вдоль полосы выходов лодеской свиты на подчетвертичную поверхность наблюдается возрастание роли светлоокрашенных тугоплавких глин вследствие убывания красноцветных алевролитов.

Органические остатки по составу не отличаются от других частей разреза гауйского подгоризонта, но характеризуются многочисленностью и исключительно хорошей сохранностью (Куршс, Лярская, 1973). В лодеский тафоценоз входят рыбы, растения и эстерии. Подошва лодеской свиты весьма неровная, так как отложения ее залегают на расчлененном рельефе, обусловленном наличием оползневых врезов с крутыми (часто 30 - 70°) бортами. При этом подстилающие песчаники сиетиньской свиты залегают почти горизонтально. Иногда на дне и около бортов врезов встречается брекчированный и перетертый глинисто-песчаный материал.

Наиболее богат комплекс диагенетических конкреций в сероцветных тугоплавких глинах. В них часто встречаются упло-

ценные, серые, диаметром до 7 см фосфоритовые конкреции. Хорошо заметен их раннедиагенетический характер — слоистость пересекает, а иногда слегка огибает фосфоритовые конкреции. Приурочены они к наиболее жирным разностям глин, которые накапливались в углублениях дна бассейна, где обычно встречаются и обильные хорошо сохранившиеся органические остатки, в том числе полные скелеты рыб. В случаях мелкоритмичного строения пачек сероцветных глин, как это наблюдается в карьере Лодэ, фосфоритовые конкреции, также как и остатки рыб, приурочены к наиболее глинистым элементам ритмов (рис. 1). В ядре многих конкреций наблюдаются обломки скелета ихтиофауны (рис. 2) — чешуи, обломки туловищного и головного панциря, зубы, а в одном случае встречен плавник *Astrolepis ornata*. Некоторые конкреции включают также створки эстерий.

По содержанию  $P_2O_5$  эти конкреционные образования сравнительно разнообразны. В карьерах Лодэ и Печоры они относятся к богатым глинистым фосфоритам, так как содержат более 20%  $P_2O_5$  (см. табл. 1). Однако на месторождениях Гаршас и Глуда (Латв. ССР) встречены и сравнительно бедные относительно  $P_2O_5$  конкреции (соответственно 14,7 и 10,3%).

Фосфоритовые конкреции лодеской свиты, подобно другим морским фосфоритам и костным остаткам палеозойских рыб Русской платформы (Блох, 1961; Блисковский, Минеев, Холодов, 1969а, б), содержат много редких земель (до 2,89%). Значительное сходство устанавливается в индивидуальном составе редких земель, в частности, в высоком содержании церия, а также во всей группе легких и средних лантаноидов (рис. 3). Фосфориты лодеской свиты по распределению редких земель во многом похожи на платформенные (ракушняково-зернистые, ракушняковые, желваковые) фосфориты крупнейших бассейнов, данные по которым приводит Д. Минеев (1974). Содержания молибдена, кобальта, никеля, меди свинца и цинка в фосфоритовых конкрециях лодеской свиты обычно значительно ниже, а для глин и сланцев — близки к кларковым (Виноградов, 1962).



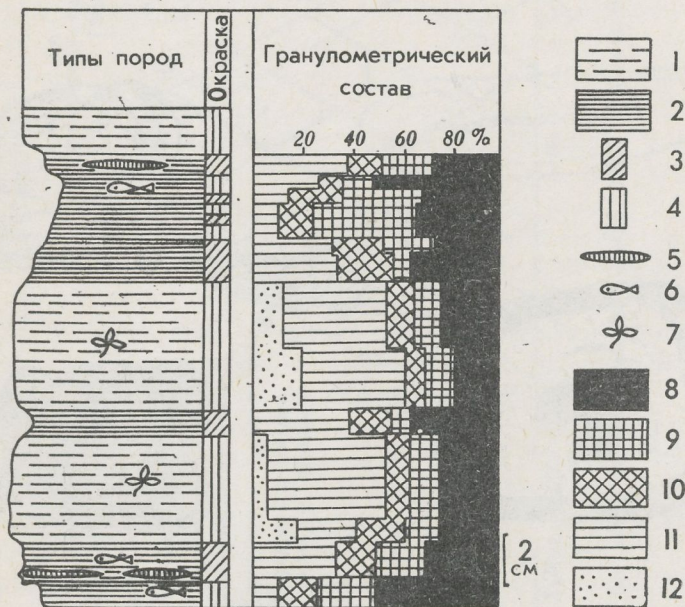


Рис. 1. Строение ритмов в толще тугоплавких глин и размещение фосфоритовых конкреций. Карьер Лоде.

Типы пород: 1 - алевролит; 2 - глина. Окраска пород: 3 - красноватая; 4 - сероватая. Включения: 5 - фосфориты ( $P_2O_5$  - 20,1%); 6 - обломки скелета ихтиофауны; 7 - растительные остатки. Распределение основных гранулометрических фракций: 8 - менее 0,001 мм; 9 - 0,001 - 0,005 мм; 10 - 0,005 - 0,01 мм; 11 - 0,01 - 0,05 мм; 12 - более 0,05 мм.

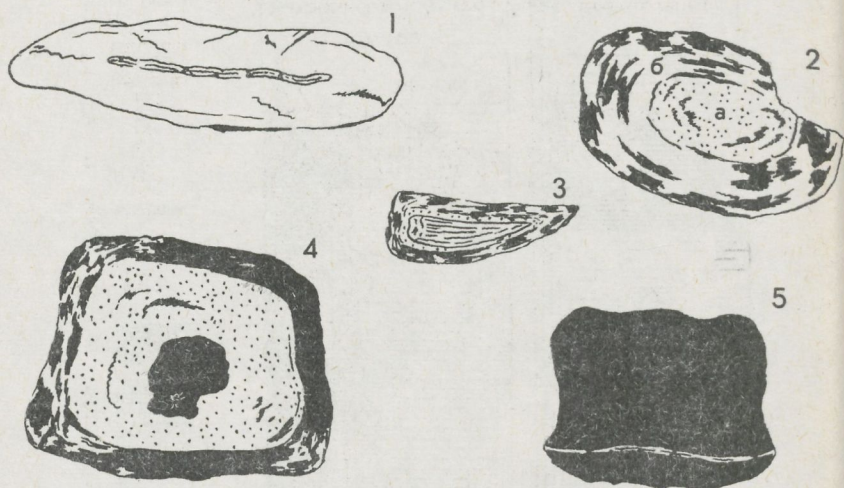


Рис. 2. Типы конкреционных образований из отложений лодеской свиты.

1 - фосфоритовая конкреция, имеющая в ядре обломок панциря *Asterolepis ornata*. Карьер Лоде, натуральная величина; 2 - железисто-фосфатно-глинистая конкреция, в ядре (а) - желтый сыпучий глинистый материал (проба 6, табл. I), во внешней каемке (б) - более прочный глинистый фосфорит (проба 5, табл. I). Карьер Печоры, увеличено в 2 раза; 3 - железисто-фосфатно-глинистая конкреция, в ядре - зуб крассоптеригий. Карьер Печоры, натуральная величина; 4 - железисто-фосфатно-глинистая конкреция. Карьер Печоры; 5 - марганцевая конкреция, светлая полоска около основания - чешуя крассоптеригий. Карьер Печоры, увеличено в 2 раза.



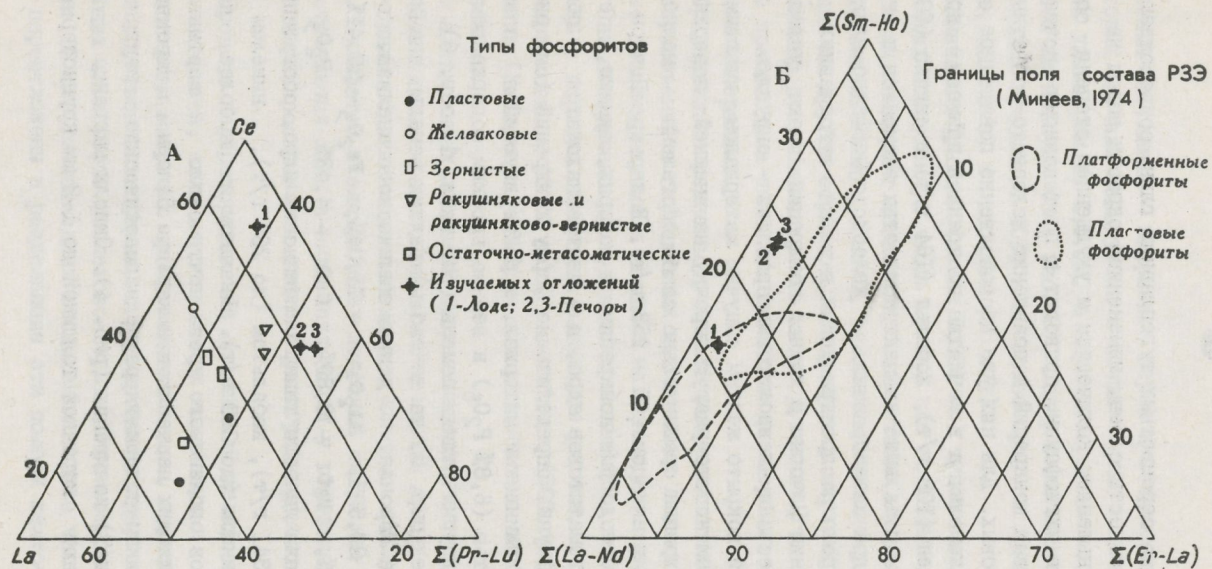


Рис. 3. Редкоземельные элементы в фосфоритах крупнейших бассейнов (Минеев, 1974) и лодеской свиты.

Выклинивание сероцветных тугоплавких глин, сопровождающееся уменьшением мощности слоев, изменением окраски пород на красно-бурую, уменьшением количества и ухудшением степени сохранности остатков ихтиофауны, приводит к постепенному исчезновению фосфоритовых конкреций и появлению железисто-фосфатных и гетит-гематитовых. Для них уже несвойственно повышенное содержание редких земель, а в качестве постоянной примеси присутствуют молибден (108 г/т), кобальт (164 г/т) и свинец (602 г/т). Примерно в два раза выше концентрация этих элементов в гетит-гематитовом ядре своеобразных железисто-фосфатно-глинистых конкреций, широко распространенных в толще тугоплавких глин на месторождении Печоры. В глинах конкреции имеют уплощенную форму, а в песчано-алевролитовых прослоях — округлую. Ядро этих конкреций покрыто желтым сыпучим материалом, имеющим более прочную зеленовато-ржавую корочку на внешней поверхности. Эти части конкреций сравнительно слабо обогащены молибденом (20 — 21 г/т) и свинцом (48 — 253 г/т). В карьере Печоры обнаружены также подобные конкреции, в которых, однако, отсутствует гетит-гематитовое ядро, а в центре находятся обломки скелета ихтиофауны, определяющие форму конкреций (см. рис. 2), или же желтый глинистый материал, характеризующийся повышенной фосфатностью (6,8%  $P_2O_5$ ) и весьма высоким содержанием цезия (2,5%) и других редких земель (см. табл. 1, обр. 6). Во внешней каемке (обр. 5, та же табл.) редких земель значительно меньше. Эта корочка, по данным химического анализа, содержит  $SiO_2$  — 29,52%,  $Al_2O_3$  — 11,04%,  $Fe_2O_3$  — 37,41%,  $FeO$  — 0,42%,  $MgO$  — 0,89%,  $CaO$  — 4,43% и  $P_2O_5$  — 3,42%. Конкреции данного типа, особенно их ядро, обогащены молибденом (до 341 г/т), кобальтом (до 204 г/т), никелем (до 204 г/т) и свинцом (до 290 г/т). На одном из наиболее погруженных участков оползневого вреза почти около вертикальной стенки подстилающих песчаников в карьере Печоры сероцветные тугоплавкие глины содержат раннедиагенетические марганцевые (псиломелановые?) конкреции (рис. 4). Окислы марганца здесь обычно покрывают корочкой толщиной до 1–2 мм крупнозернистые



включения в глинах — кварцевые зерна и остатки ихтиофауны. В некоторых случаях обнаружены и почти чистые марганцевые конкреции диаметром до 1,5 см, в ядре которых имеются обломки скелета ихтиофауны (см. рис. 2). Содержание марганца в этих конкрециях превышает 40%; в качестве примеси присутствует молибден (155 г/т) и кобальт (95 г/т).

Глинистая фракция (менее 0,001 мм) тугоплавких глин, заполняющих погруженную часть вреза, где встречены марганцевые конкреции, содержит несколько больше таких металлов, как марганец, никель, медь, свинец, ванадий и молибден, чем эта же фракция из других образцов, отобранных в верхней части вреза. Можно предположить, что на погруженных участках дна бассейна происходила наиболее интенсивная сорбция металлов глинистыми минералами.

Сравнительно редко встречаемой разновидностью конкреционных образований в сероцветных тугоплавких глинах являются черные с зеленоватыми и желтыми налетами углистые (?) стяжения. Они обнаружены при раскопках ихтиофауны в карьере Лоде и связаны с верхним глинистым элементом ритмов, а также содержат много свинца (8000 г/т) и молибдена (300 г/т). Методом возгонки (Каширцева, 1970) в них установлено высокое содержание селена.

В алевролитах лодеской свиты диагенетические процессы менее интенсивны и разнообразны. Эти породы сильно обогащены лишь одним подвижным компонентом — окисными соединениями железа. Сульфатов в алевролитах лодеской свиты нет, а карбонаты встречаются лишь в виде исключения у юго-западной границы площади распространения этого стратиграфического подразделения.

Процесс перераспределения соединений железа в алевролитах начинается, если не считать их локальную и ограниченную по масштабам миграцию около ходов илоедов, корешков растений (?) и остатков ихтиофауны, с формирования прерывистых пересекающих слоистость фиолетово-серых полос мощностью обычно от 2–3 до 10 см. Из последних соединения железа частично вынесены и переотложены в разделяющие эти полосы желто-ржавые ос-

Т а б л и ц а 1

Содержание фосфорного ангидрита (%) и редких земель (н.  $10^{-3}\%$ )  
в конкрециях лодеской и гауйской свит

| Место отбора образцов            | Номер образ-ца | La  | Ce   | Pr            | Nd  | Sm  | Eu | Gd  | Dy            | Ho            | Er | Yb | Y   | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> |      |
|----------------------------------|----------------|-----|------|---------------|-----|-----|----|-----|---------------|---------------|----|----|-----|-------------------------------|------|
| <u>Карьеры</u>                   |                |     |      |               |     |     |    |     |               |               |    |    |     |                               |      |
| Лоде                             | 1              | 110 | 920  | 30            | 310 | 90  | 20 | 80  | 40            | 7             | 10 | 8  | 230 | 23,0                          |      |
| Лоде                             | 2              | 72  | 360  | не определено |     |     | 26 | 100 | 96            | не определено |    |    | 8   | 200                           | 29,7 |
| Печоры                           | 3              | 100 | 390  | 20            | 260 | 90  | 20 | 60  | 30            | 6             | 10 | 7  | 210 | 26,1                          |      |
| "                                | 4              | 90  | 430  | 30            | 310 | 110 | 20 | 70  | 30            | 6             | 10 | 7  | 230 | 27,9                          |      |
| "                                | 5              | 0   | 220  | не определено |     |     | 0  | 20  | не определено |               |    | 3  | 40  | 3,4                           |      |
| "                                | 6              | 115 | 2500 | не определено |     |     | 0  | 140 | не определено |               |    | 10 | 126 | 6,8                           |      |
| <u>Обнажения гауй-ской свиты</u> |                |     |      |               |     |     |    |     |               |               |    |    |     |                               |      |
| Эрглю Клинтис                    | 7              | 44  | 87   | не определено |     |     | 6  | 226 | 28            | не определено |    |    | 3   | 83                            | 18,0 |
| Лаунага Мезис                    | 8              | 26  | 36   | не определено |     |     |    | 19  | не определено |               |    | 2  | 56  | 22,3                          |      |

Примечания: 1. Анализы выполнены лабораториями ИМГРЭ и Иркутского геологического управления.

2. Образцы 5 и 6 представляют собой глинистые конкреции, остальные образцы - фосфоритовые конкреции.



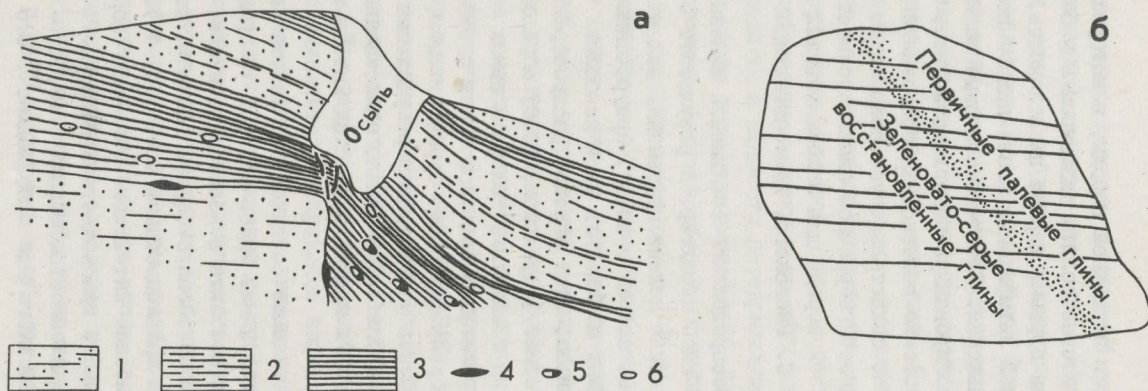


Рис. 4. Распределение конкреционных образований в тугоплавких глинах карьера Печоры.

А - разрез залежи глин; б - граница катагенетического восстановления глин (наклонная полоса), пересекающая слоистость (горизонтальные линии). Зарисовка образца, 1/4 натуральной величины. 1 - песчаники; 2 - алевролиты; 3 - глины; 4 - молибденовые желваки; 5 - марганцевые конкреции; 6 - железисто-фосфатно-глинистые конкреции.

танцы - в небольшие блоки первичной породы, в которых часто встречаются гетит-гематитовые оолиты диаметром 2 - 5 мм. Ожелезненные участки породы первыми теряют пластичность, вследствие чего при дальнейшей литификации возле них появляются обильные плоскости скольжения. Гетит-гематитовые оолиты имеют обычно блестящую отполированную поверхность, что, возможно, указывает на формирование железистых образований до литификации пород. Об этом же свидетельствует сохранение в алевролитах данной разновидности первичной намагниченности, что позволило использовать эти породы для палеомагнитных исследований (устные данные Ю. С. Ржевского, палеомагнитная лаборатория ВНИГРИ).

Более позднее перераспределение соединений железа в алевролитах имело несколько иной характер. В результате восстановления и выноса соединений железа подземными водами образовались зеленовато-серые полосы и пятна, приуроченные обычно к контактам с песчаными слоями или же к наиболее тощим и водопроницаемым алевролитам. Этот широко распространенный в красноцветях глеевый процесс (Перельман, 1968) обусловил некоторые перераспределения соединений железа в самих первичных красноцветных алевролитах. Вдоль контактов с зонами восстановления породы приобрели фиолетово-бурый оттенок, интенсивность которого постепенно убывает по мере удаления от контакта вглубь пластов алевролитов. В сильно ожелезненных полосах много железистых корок и желваков, о стадийности их образования судить трудно.

Катагенетическое обогащение соединениями железа наблюдается и в слоях тугоплавких глин. Здесь процесс проявляется визуально более ярко - в контакте с восстановленными, примыкающими к песчаным слоям зеленовато-серыми глинами, первичные палевые глины становятся красноцветными (см. рис. 46). Также как и в алевролитах, наиболее интенсивно окрашена обращенная к зоне восстановления часть красноцветной полоски. Оттенок ее обусловлен густой вкрапленностью мелких (0,001 - 0,1 мм) стяжений гематита, обогащенного еще и молибденом. Это хорошо



заметно по распределению соединений железа и молибдена в градулометрическом спектре глин (рис. 5). В неизменных слабо железистых глинах молибден не обнаружен. Мало его и в сероцветной, преобладающей массе глинистой (менее 0,001 мм) фракции эпигенетически измененных красноцветных глин. Однако резкое увеличение содержания молибдена наблюдается во всех более крупнозернистых фракциях этих глин. Одновременно возрастает и содержание соединений железа, сравнительно равномерно распределенного в сероцветных тугоплавких глинах (рис. 5).

В песчаниках лодеской свиты конкреционных образований мало. Карбонатные желваки встречены лишь в карьере Лоде, в зонах увеличения мощности перекрывающих тугоплавких глин, содержащих много остатков ихтиофауны. Здесь вредных для керамической промышленности карбонатных включений — желваков сложной формы, шариков диаметром в 1–2 см с пойкилитовым карбонатным цементом — оказалось столь много, что обработка небольшого блока залежи глин стала нецелесообразной.

Другой распространенной и подробно описанной ранее разновидностью катагенетических конкреционных образований являются черные сажистые стяжения и полосы, толщиной обычно в 5–20 см, приуроченные к песчаным прослоям в залежах серых тугоплавких глин (Куршс, Саммет, 1981). Цементом песчаников в этих образованиях служит в основном иордизит — сульфид молибдена, а также пирит, марказит, халькопирит, пирротин и другие сульфиды. При вскрытии образований в карьерах глин они интенсивно окисляются, покрываясь синим налетом, который состоит из ильземанита — водного окисла молибдена.

О соотношениях различных минералогических форм молибдена свидетельствуют данные химического анализа, выполненного Э. И. Фишер в отделе лабораторных исследований ВНИИМОРГЕО (табл. 2). Они свидетельствуют о резком преобладании окисных форм молибдена в изученных пробах, что вполне естественно, если учесть нестойкость иордизита, окисление которого продолжается и в процессе приготовления вытяжек по методике М. Ф. Каширцевой (1970). В водорастворимую часть при окислении стяжений пере-

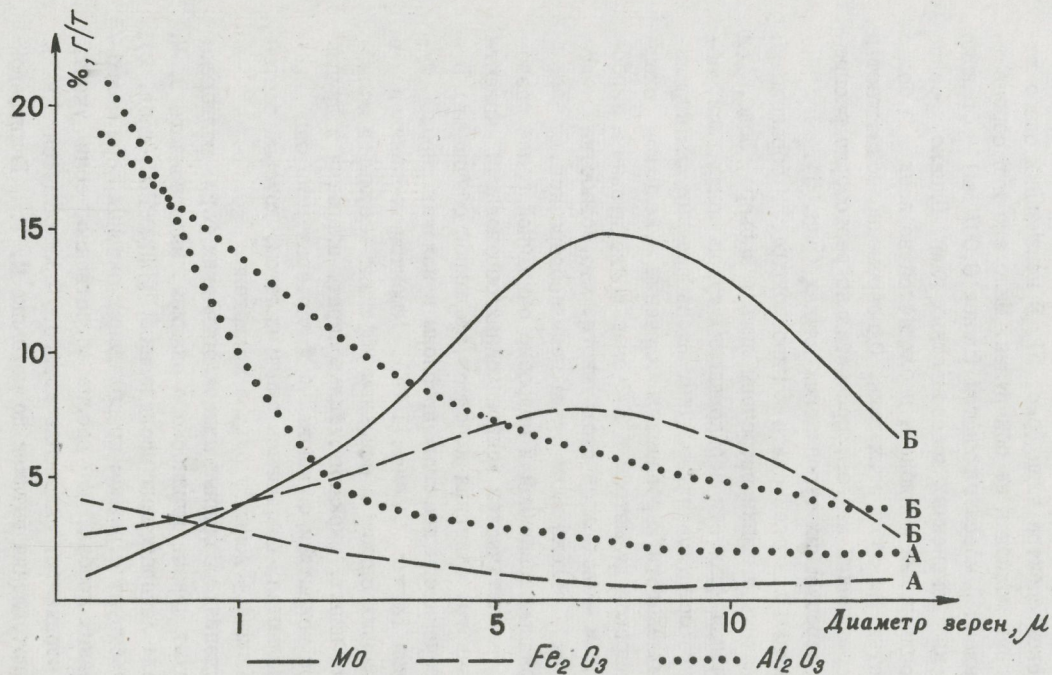


Рис. 5. Распределение соединений железа, глинозема и молибдена в гранулометрическом спектре первичных (А) и ожеженных (Б) тугоплавких глин на месторождении Печоры.



ходят и сопровождающие молибден металлы. В сухом остатке водной вытяжки установлено 0,24% кобальта, 0,26% никеля, 0,17% ванадия и 0,03% свинца (табл. 3). Перечисленных металлов много также в солянокислой вытяжке и в нерастворимом остатке пробы. При этом в концентрации ряда элементов — кобальта, никеля, мышьяка — обнаруживается тесная связь с молибденом, а для других металлов — меди, свинца, ванадия — свойственно заметное увеличение концентрации в солянокислой вытяжке, что указывает на вероятность присутствия в изучаемых эпигенетических стяжениях других минеральных фаз, возможно, в форме слабо растворимых в воде окислов.

Т а б л и ц а 2

Содержание общего молибдена и отдельных его форм  
в эпигенетических стяжениях лодеской свиты

| Карьеры<br>глин | Содержание молибдена, % |                              |                               |             |             |
|-----------------|-------------------------|------------------------------|-------------------------------|-------------|-------------|
|                 | общего                  | водорастворимого<br>при 20°C | водорастворимого<br>при 100°C | окисно-ного | сульфидного |
| Лоде            | 0,82                    | 0,20                         | 0,33                          | 0,82        | не обн.     |
| Печоры          | 2,13                    | 0,70                         | 1,15                          | 1,68        | 0,45        |
| "               | 1,41                    | 0,55                         | 0,93                          | 1,45        | не обн.     |

Таким образом, в лодеской свите, наряду со свойственным для красноцветных терригенных толщ категенетическим оглеением, ярко проявляется и восстановительный сульфидный процесс, который привел к формированию богатых молибденом и другими металлами черных сажистых стяжений. Источником участвовавшего в данном процессе сероводорода служили, по-видимому, подземные воды средне-верхнедевонского комплекса, характеризующиеся

в пределах всего региона заметной примесью сульфатов. Необходимое для обычного в подобных условиях микробиологического процесса органическое вещество содержится в глинах лодеской свиты. Это обстоятельство и обусловило приуроченность сульфидного оруденения к отложениям данной свиты и отсутствие его в смежных стратиграфических подразделениях, представленных лишенными органики красноцветными толщами.

Т а б л и ц а 3

Содержание молибдена (%) и других металлов ( $\cdot 10^{-3}\%$ ) в вытяжках и нерастворимом остатке проб катагенетических стяжений лодеской свиты (карьер Лодс)

| Элемент | Водная вытяжка | Солянокислая вытяжка | Нерастворимый остаток | Элемент | Водная вытяжка | Солянокислая вытяжка | Нерастворимый остаток |
|---------|----------------|----------------------|-----------------------|---------|----------------|----------------------|-----------------------|
| Mo      | 13,1           | 6,5                  | 1,6                   | V       | 168            | 335                  | 37                    |
| Co      | 244            | 130                  | 32                    | Ti      | 53             | 168                  | 842                   |
| Ni      | 256            | 100                  | 192                   | Mn      | 49             | 26                   | 9                     |
| Cu      | 8              | 20                   | 6                     | Zr      | 58             | 45                   | 70                    |
| Pb      | 30             | 40                   | 82                    | Ba      | 0              | 119                  | 45                    |
| As      | 60             | 30                   | 0                     |         |                |                      |                       |

Особенности конкреционного комплекса лодеской свиты вскрывают некоторые аспекты еще слабо изученного генезиса отложений. Обилие фосфоритовых конкреций, обладающих высоким содержанием легких и средних лантаноидов, подтверждает мелководно-морской или подводно-дельтовый генезис осадков. По ассоциации рудных элементов, накопленных в конкреционных образованиях лодеской свиты (молибден, медь, свинец, цинк, ванадий, мышьяк, никель, кобальт), по тесной связи ее с красноцветными формациями, а также по условиям накопления (мелководно-морские и



дельтовые) можно судить о значительной доле аналогии отложенной свиты с широко осадочными рудными образованиями. Так, накопление обогащенных названными металлами осадков, по данным Н. Страхова (1962) происходит в аридной климатической зоне, а мобилизация рудного процесса – возможно, в несколько увлажненной вследствие вертикальной климатической зональности обстановке. Данные по Главному девонскому полю и основной области сноса обломочного материала – Балтийскому щиту указывают на подобную направленность изменений степени увлажнения территории (Куршс, 1975). Однако область сноса находилась, вероятно, в зоне интенсивного падения атмосферных осадков, что привело к резкому опреснению примыкающей к области сноса части бассейна и сильному рассеиванию металлов в природных водах, следовательно, и к невысокому содержанию этих компонентов в отложениях лодеской свиты. Лишь конкреционный процесс частично концентрировал исходные количества элементов в наблюдаемых минеральных формах.

#### Литература

- Блисковский В. З., Минеев Д. А., Холодов В. Н. Акцессорные лантаноиды в фосфоритах. – Геохимия, № II, 1969а, с. 1348 – 1361.
- Блисковский В. З., Минеев Д. А., Холодов В. Н. О составе лантаноидов в фосфоритах. – Докл. АН СССР, 186, № 4, 1969б, с. 932 – 935.
- Блок А. М. Редкие земли в остатках палеозойских рыб Русской платформы. – Геохимия, № 5, 1961, с. 390 – 400.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. – Геохимия, № 7, 1962, с. 555 – 571.
- Каширцева М. Ф. Методы изучения эпигенетических изменений в рыхлых осадочных породах (минерально-геохимиче-

ские исследования на молибден-селен-урановых месторождениях). М., 1970. 112 с.

К у р ш с В. М. Литология и полезные ископаемые терригенного девона Главного поля. Рига, 1975. 216 с.

К у р ш с В. М., Л я р с к а я Л. А. Тафономия иктиофауны в глинах карьера Лоде и некоторые вопросы палеогеографии Северной Латвии в раннефранское время. - В кн.: Проблемы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, 1973, с. 109 - 119.

К у р ш с В. М., С а м м е т Э. Ю. Молибденовая минерализация в верхнедевонских отложениях Прибалтики и условия ее образования. - В кн.: Условия образования осадочного чехла и структур Латвии. Рига, 1981, с. 157 - 167.

М и н е е в Д. А. Лантаноиды в рудах редкоземельных и комплексных месторождений. М., 1974. 238 с.

П е р е л ь м а н А. И. Геохимия эпигенетических процессов (зона гипергенеза). М., 1968. 331 с.

С т р а х о в Н. М. Основы теории литогенеза. М., 1962. 1336 с.



# KONKRETSIOONIKOMPLEKS ÜLEMDEVONI LODE KIHISTUS

V. Kurs

Resümee

Käsitletakse Kagu-Eestis ja Kirde-Lätis leviva lode kihistu konkretsiooniilminguid. Sagedamini esinevad siin diagenetilised fosfaatseid konkretsioonid, millel on ilmne geneetiline seos kihistu hallide raskesti sulavate savidega, eriti nende peendisperseemate erimitega (joon. 1). Sageli on nende konkretsioonide tuumaks fosfaatse kalaskeleti fragment, savikamatel konkretsioonidel täheldatakse mõnikord ka kontsentrilis-vöölist ehitust (joon. 2). Fosfaatseid konkretsioonid sisaldavad rohkesti lantaniide, eriti kergete ja keskmiste rühmast (tab. 1, joon. 3). Hallide savide late-raalsel asendumisel punasevärviliste kivimitega muutub neis ka konkretsioonide sisaldus ja koostis - väljapeetult fosfaatsete asemele asuvad götiit-hematiitsed, milles on iseloomulikuks lisandiks Mo, Co ja Pb. Üksikjuhtudel on leitud ka mangaanikonkretsioone (joon. 4).

Kihistu aleuroliitides on diagenetilised protsessid jättnud vähe jälgi. Peamiseks on siin disperssete raudühendite taandus- ja ümberpaigutusprotsessid, mis on jätkunud ka postdiagenetilisel perioodil ning viinud lõpuks tüüpilise kirjuvärvilise kompleksi moodustumisele. Erivärviliste kivimite kontaktivöös täheldatakse 0,001-0,1 mm läbimõõduga molübdeenirikkaid hematiidikonkretsioone.

Kihistu liivakivides on konkretsioonid ebatüüpilised, vaid Lode karjääris on täheldatud karbonaatsete konkretsioonide mõnevõrra sagedasemat, kuid väga ebaühtlast esinemist.

Teiseks levinud konkretsioonirühmaks on hallide savidega põimuvates liivakivikihtides esinavad keeruka koostisega sulfiidikonkretsioonid, mis sisaldavad rohkesti molübdeeni ja kattuvad õhu käes seismisel sinaka ilsemaniidiagregaadiga. Molübdeen läheb neis ühendes kiiresti liikuvasse oksiidseesse vormi (tab. 2), suhteliselt labiilsed on ka teised

saatjaselemendid (tab. 3). Seega kõrvuti gleistumisega on lode kihistus aset leidnud ka sulfiideed tsandusreaktsioonid, mille põhjuseks on ilmselt olnud kihistu savide kõrgendatud orgaanikasisaldus. Viimane asjaolu seletab nimetatud konkretsioonide puudumise teistel stratigraafilistel tasemetel.

Kirjeldatud konkretsioonikompleksi iseloom seostub hästi varem loodud ettekujutusega lode kihistu paleogeograafilisest kujunemistingimustest, suurendades seega viimaste tõepärasust.

#### THE CONCRETION-BEARING COMPLEX IN THE LODE FORMATION OF THE UPPER DEVONIAN

V. Kurs

Summary

The paper deals with the appearance of concretions of the Lode Formation in South-East Estonia and North-East Latvia. Phosphatic concretions are most frequent, and there exists a genetic relation between the concretions and the grey fire-clays of the Formation, especially with a finely dispergated variation of the latter (Fig. 1). The nucleus of the concretion is often represented by a phosphatic fish-skeletal particle. In concretions containing more clayey material we can sometimes discern a concentric zonal internal structure (Fig. 2). The phosphatic concretions contain abundantly lanthanid elements, especially of the light and medium groups (Table 1. Fig. 3). The lateral replacement of the gray clays by reddish rocks is accompanied by a change in the number and composition of the concretions, the phosphatic concretions being replaced by goethite-hematitic ones with a characteristic admixture of Mo, Co and Pb. Manganese concretions are rare (Fig. 4).



We have little evidence of the diagenetic processes which have taken place in the siltstones of the Formation. The reducing and transferring processes of the dispersed iron compounds were predominating. They continued during the post-diagenetic period, resulting finally in a typical formation of variocoloured complex of rocks. In the contact zone of those, hematite concretions with a thickness of 0.001-0.1 mm were formed, containing, as a rule, a high percentage of molybdenum.

The concretions are not typical in sandstones, except some carbonate concretions which have been found in the quarry of Lode.

The second group of concretions is represented by sulphide concretions of a complicated composition, which are widely distributed in sandstones intercalated with gray clays. These concretions contain abundantly molybdenum; upon exposure to air, their surface will be covered with a bluish aggregate of ilsemanite. Molybdenum changes rapidly, acquiring a mobile oxide form (Table 2). The character of the other co-elements is likewise unstable (Table 3). Besides the processes of gleying which took place in the Lode Formation, a reduction of sulphides, caused by a higher content of organic matter in clays, was also proceeding. The latter phenomenon explains the lack of concretions in the other stratigraphic horizons.

The above-described character of the concretion complex is in good accordance with the picture of the palaeogeographic conditions of the Lode Formation presented in the author's previous works.

## СИДЕРИТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В КОТЛИНСКОЙ СВИТЕ - ХАРАКТЕРНЫЙ ПРОЦЕСС ДИАГЕНЕЗА В ПОЗДНЕВЕНДСКИХ ГЛИНАХ

Э. А. Пиррус

Среди проявлений диагенетического минералообразования в разрезе венда и кембрия всего северо-западного региона Восточно-Европейской платформы одним из наиболее ярких и обособленных процессов является формирование сидеритов в котлинской свите, сложенной весьма однородной толщей тонкослоистых сероцветных глин. Данный тип минерализации известен в рассматриваемых глинах давно (Иностранцев, 1912), ввиду тесной связи его с наиболее тонкодисперсными глинами трансгрессивного максимума котлинского времени он служил также определенным стратиграфическим критерием при расчленении и корреляции вендских толщ. Однако специальных работ, направленных на детальное изучение указанного процесса, пока нет.

В этой статье представлен обзор материалов, собранных автором и его коллегами в районе наиболее интенсивного развития котлинского сидерита (в Северной Прибалтике и в западных районах Ленинградской и Псковской областей), а также результаты химических и минералогических исследований этих образований в отмеченных разрезах.

### Типы минералопроявлений

Сидеритовый компонент присутствует в породах свиты в качестве цементирующего материала преимущественно в алевроитовых прослоях. Поскольку последние представляют собой либо отдельные слои мощностью 10 - 15 см, либо встречаются в виде тонких регулярно переслаивающихся с глинами 0,1 - 1,0 мм слюйков, то и сидеритовые образования имеют соответствующие размеры и, как правило, образуют вытянутые слоесобразные или линзовидные тела. Более изометрические тела явно конкреционного облика встре-



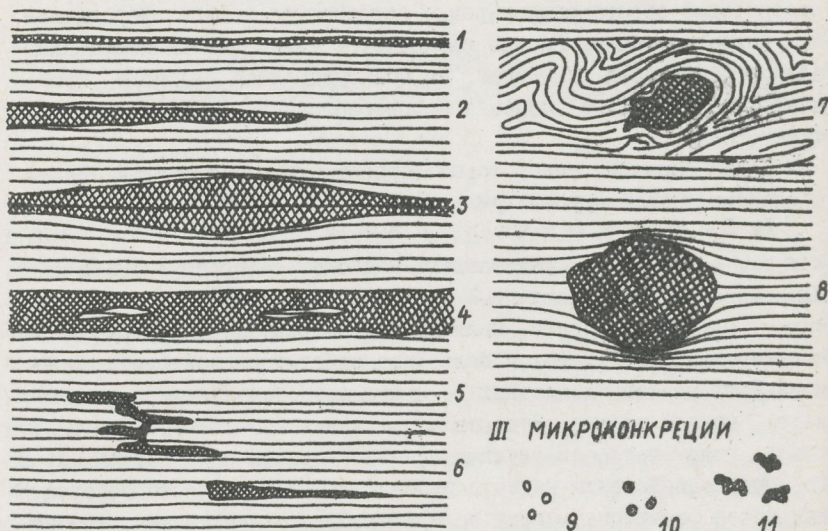
чаются гораздо реже. В менее дисперсных и неслоистых глинах сидеритовые образования нередко встречаются в виде сфероидальных микроконкреций. Иногда наблюдается также слабая цементация алевроитовых пород сидеритом, не обнаруживающая главного признака конкреционного процесса — преобразования первичной структуры осадка.

Таким образом, сидеритовые образования в котлинской свите разделяются на 4 группы (рис. I).

I. Слоеобразование и линзовидные конкреции представляют наиболее распространенный вид минерализации, обусловленный отчетливой слойчатостью глинистых пород свиты, вернее, наличием здесь регулярно чередующихся непроницаемых глинистых и более проницаемых алевроитовых слоев. Хотя размеры последних не превышают обычно доли миллиметра, по ним все же осуществлялась медленная разгрузка вод и газов, ввиду чего они служили основной ареной диагенетического перераспределения веществ в осадке. Вследствие этого основная масса формировавшегося сидерита образует вытянутые корочки по этим слоям, иногда с утончениями и перерывами (см. рис. I; I — 3). Однако сидеритообразование в этих слоях не является простым процессом цементации в поровом пространстве алевролита, а, как вытекает из химических анализов (см. таблицу), сопровождается сильным раздвижением обломочного скелета породы силами кристаллизации сидерита. При этом, как показывают расчеты по плотностям сидеритовых тел, карбонат железа не заполняет в конечном итоге все свободное пространство сидеритового тела, так как рассчитанные теоретические плотности этих образований всегда больше действительных (например: 3,6 теор. — 3,2 действ.; 3,4 теор. — 2,9 действ.). Следовательно, несмотря на интенсивное раздвигание частиц первичного обломочного скелета при сидеритообразовании, некоторые поры в нем остаются недоступными для процесса минерализации.

В целом эти особенности убедительно указывают на конкреционную природу слоеобразных и линзовидных проявлений сидерита. С конкреционным генезисом хорошо согласуется и огибание

# I СЛОЕОБРАЗНЫЕ И ЛИНЗОВИДНЫЕ КОНКРЕЦИИ II ИЗОМЕТРИЧЕСКИЕ КОНКРЕЦИИ



## IV ЦЕМЕНТАЦИОННОЕ СИДЕРИТООБРАЗОВАНИЕ

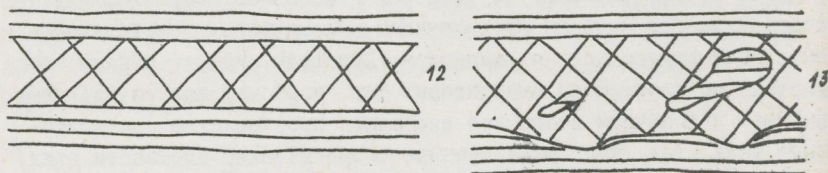


Рис. I. Основные типы сидеритовых тел в отложениях котлинской свиты.

I - вытянуто-слоевидные; 2, 3 - линзовидные; 4 - слоевидные с реликтовыми участками вмещающей глины; 5 - многоярусные; 6 - резко заканчивающиеся линзовидные тела; 7 - изометрически-неправильные, связанные с участками оползневых нарушений; 8 - изометрически-округлые; 9 - хомогенные микроконкреции; 10 - микроконкреции с пиритовым ядром; 11 - микроконкреции со сливающимися сфероидами; 12 - цемент по алевролиту; 13 - цементационная пигментация глин.



слойков породы вокруг наиболее выраженных линз (см. рис. I; 3), несмотря на то, что отдельные слойки часто прослеживаются и в центральной части конкреции. Конкреционная порода остается замаскированной только в самых крупных прослоях сидерита, имеющих максимум мощности до 5 – 15 см. Минерализация охватывает в таких случаях аномальные по мощности слои алевролита и приближается в какой-то степени к цементационному типу минерализации. Однако содержание сидерита поднимается здесь обычно выше объема пористости первичного алевролита. К тому же наблюдаются и другие признаки конкреционного процесса – разветвление сидеритового тела, проникновение отдельных частей его в виде карманообразных выпуклостей в контактирующую глину, проявления пиритовой и галенитовой минерализации. В самом слое нередко сохраняются реликты несидеритизированных участков породы – в большинстве случаев ими являются глинистые окатыши (см. рис. I; 4).

Гораздо реже среди сидеритовых линз наблюдаются сложные многоярусные образования, примыкающие, очевидно, к какой-то плоскости растрескивания в глине. Микротрещинами и, в частности, небольшими подвижками в районе их объясняются также очень резко заканчивающиеся порой линзовидные тела сидерита (см. рис. I; 5 – 6).

2. Изометрические конкреционные выделения сидерита встречаются сравнительно редко. Иногда они занимают участки оползневых деформаций в глинах, где создаются различные пустоты или неправильные участки с повышенной пористостью породы (см. рис. I; 7). Однако овальные или шаровидные конкреции встречаются также и в нормально расслоенных глинах, где вокруг конкреции наблюдается огибание частей слойков (см. рис. I; 8). Хотя механизм происхождения этих конкреций не вполне ясен, степень сидеритизации в них не уступает слоеобразно-линзовидным образованиям (см. таблицу). В некоторых разрезах (скв. Снота-Палкино и др.) отмечается усиленная минерализация в таких конкрециях галенитом и сфалеритом, иногда и сильное пропитывание сидеритовой массы окислами железа и марганца.

3. Микроконкреции сфероидальной формы диаметром 0,05 – 1,5 мм представляют собой особый тип минерализации и приурочены в основном к тем участкам разреза, где глины котлинской свиты менее дисперсны, обладают менее отчетливой слоистостью и переслаиваются с более мощными прослоями алевролитов. Сфероидальные микроконкреции данного типа представлены двумя разновидностями – чисто сидеритовыми (см. рис. I; 9) и сидеритовыми, имеющими в центре пиритовое ядро (см. рис. I; 10). Генетические и морфологические особенности обоих подтипов, как и вопросы их количественного соотношения в разрезе, в настоящее время изучены недостаточно. Встречаются эти образования обычно в виде рассеянных в массе пород зерен, однако всегда в больших количествах – вымывание их из породы в нужном количестве для различных анализов не представляет особых затруднений. Иногда наблюдается сливание сфероидов в многоядровые, более крупные конкреции (см. рис. I; II). По своему значению микроконкреционный тип минерализации следует рассматривать как первичную, эмбриональную стадию сидеритообразования, за которой следует уже формирование сидерита в виде сплошных линз и прослоев. Однако между этими типами нет бесспорно доказанных промежуточных форм минерализации, ввиду чего данный переход осуществляется как бы скачкообразно. Очевидно, решающим тут является текстурный фактор вмещающей породы. Во всяком случае, сфероидальная форма исходных образований не улавливается в шлифах при изучении внутренней структуры слоевидных конкреционных выделений.

4. Цементационный тип сидеритовой минерализации представлен в котлинской свите довольно слабо. Он развивается только по самым грубозернистым прослоям в толще глин, где по причине хорошей проницаемости, по-видимому, долго не могли существовать благоприятные условия для сидеритообразования (см. рис. I; 12). Гораздо реже слабая цементация сидеритом установлена в массивных глинах (скв. Яма, см. рис. I; 13). Алевролитовые прослои с цементным развитием сидерита отличаются от конкреционных линз сохранностью первичной структуры алевро-



лита: сохраняется зерновое строение породы, не нарушаются при-  
сыпки слюд на поверхностях напластования и т. д.

Было бы естественным предположить, что должны существо-  
вать непрерывные переходы от цементационных форм сидерита к  
слоеобразным конкрециям, однако они практически не установле-  
ны. Наоборот, как показывают химические анализы (см. табли-  
цу), сидеритовые образования с нерастворимым остатком в пре-  
делах 30 – 65% крайне редки. Следует сделать вывод о том, что  
сидеритообразующий процесс в котлинской свите имел склон-  
ность к сильному концентрированию железа в его проявлениях, а  
не развивался в качестве повсеместно наблюдаемого фонового  
явления.

### Распространение

Конкреционное сидеритообразование распространено на об-  
ширной территории, охватывающей не менее 400 000 км<sup>2</sup>. Оно  
установлено в восточных районах Эстонии и Латвии, в пределах  
Лениградской, Псковской и Новгородской областей и, по всей  
вероятности, достигает также погруженных участков Московской  
синеклизы (рис. 2). Точное оконтуривание этой площади на юге  
и на востоке в настоящее время невозможно из-за недостаточного  
количества скважин и отсутствия удовлетворительной доку-  
ментации данного явления. Можно только отметить, что сидери-  
топроявления существенно ослабевают и, по-видимому, исчеза-  
ют южнее линии Минск – Калуга, так как в разрезах скважин  
Богущевск, Ярцево и Воробьево признаки этой минерализации, по  
нашим наблюдениям, выражены очень слабо или отсутствуют пол-  
ностью. К югу – на территории Волыни и Подолии, а также в  
Прикарпатских регионах Молдавии, где глинистые толщи анало-  
гичного литологического облика и того же возраста еще просле-  
живаются, данная минерализация также не устанавливается и во  
всяком случае не может являться типовым процессом. Эта осо-  
бенность не находит себе пока удовлетворительного объяснения,  
так как широкое развитие процесса на севере ясно подчеркива-  
ет региональную природу явления.

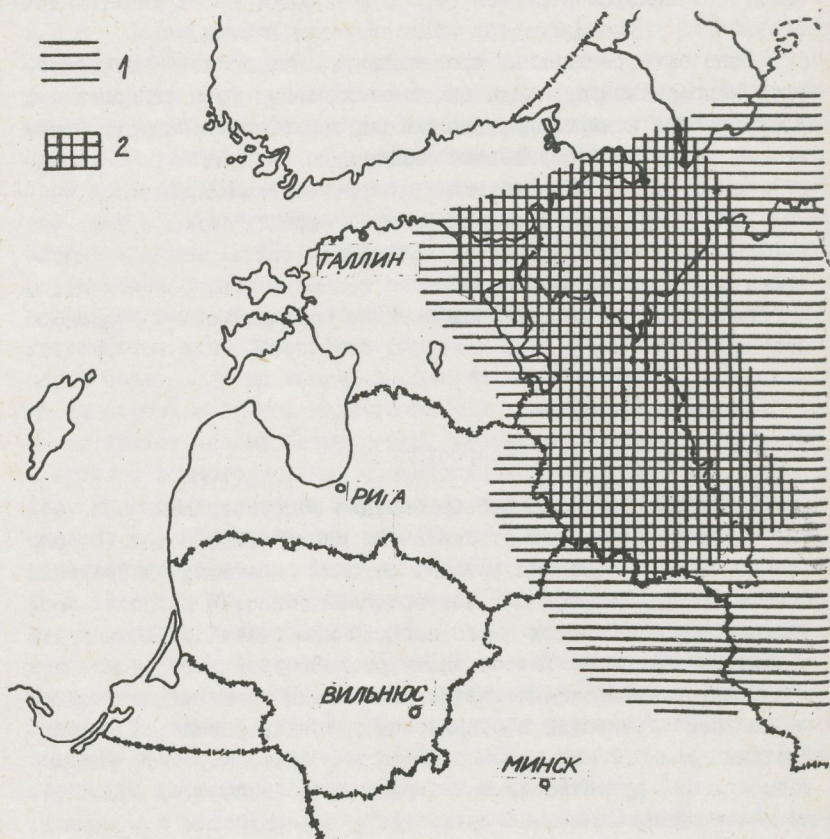


Рис. 2. Территориальное распространение сидеритовых конкреций в котлинской свите.

1 - зона умеренно-нормального распространения; 2 - зона богатого распространения.



На севере Прибалтики и в Ленинградской области, где сидеритопоявление наиболее изучено, устанавливается явный фациальный контроль этого процесса, а именно, приуроченность его к наиболее глубоководным зонам глинонакопления. Действительно, наибольшая масса сидерита, а также его самые крупные формы устанавливаются на западе Ленинградской области, между Нарвой и Ленинградом. Отсюда к востоку и, очевидно, к югу происходит убывание процесса параллельно укрупнению состава глин: проявлению в них прослоев алевролитов, исчезновению выдержанной тонколенточной текстуры, уменьшению количества видимых остатков погребенной органики. При этом убывание проходит через зону образования микроконкреций. Такая форма сидеритизации преобладает, например, в разрезах самых восточных изученных нами скважин — Малошаты и Паша в Приладожье. То же самое наблюдается и по вертикали — микроконкреции более широко развиты в отложениях начальной стадии котлинской трансгрессии (в яамаской пачке котлинской свиты Эстонии), а также в образованиях стадии его регрессии (лаагнаская пачка). Однако в зоне выклинивания котлинских глин к западу (в пределах Северной Эстонии) сфероидальные микроконкреции представлены слабо. Надо полагать, что здесь мы имеем дело с несколько иным фациальным переходом котлинских глин, чем на востоке, вместо постепенного обмеления бассейна глинонакопления в пределах Северной Эстонии наблюдается вторжение отдельных язычков сравнительно глубоководных глин в зону накопления преимущественно красноцветных субконтинентальных отложений. Об этом свидетельствует строение многих разрезов в Северной Эстонии — в районе Тапа — Кунда — Раквере.

Таким образом, по имеющимся наблюдениям, наиболее интенсивное сидеритообразование происходило в однородных сравнительно глубоководных глинах с выдержанной тонколенточной текстурой, но при условии, если мощность глинистой толщи в целом достигла бы значительных величин, по меньшей мере 20 — 30 метров. Иначе бы сидеритообразующие подвижные агенты не могли задерживаться долго в породе и соответствующая минерали-

зация развивалась слабо. В вертикальном направлении наблюдается приуроченность основного сидеритообразования к верхней половине глинистой толщи, что также может быть свидетелем медленной миграции сидеритопроизводящей  $\text{CO}_2$  к верхним слоям разреза.

### Состав сидеритовых образований

Согласно изученному материалу сидеритовые тела котлинской свиты нигде не сложены чистым карбонатом железа, а содержат во всех случаях то или иное количество захваченного силикатного материала вмещающих пород. По данным химического анализа основная масса конкреций содержит нерастворимый остаток в пределах 18 – 25%, а цементационные формы даже до 65 – 90%. Несколько парадоксальным, на первый взгляд, является высокая чистота по кластогенному остатку сфероидальных микроконкреций (13 – 18%), которые образовались, по всей вероятности, в условиях несколько подавленного сидеритообразования. Факт этот объясняется тем, что форма мелких шариков, возникавших в массивной глине, не контролировалась текстурными особенностями породы – они приобрели свою форму за счет внутренних сил кристаллизации, а последние обеспечили рост форм именно до оптимального диаметра – 0,5 – 1,0 мм. По всей вероятности, вытеснение частиц вмещающей глины силами кристаллизации было возможным только из такого пространства.

По компонентному составу все сидериты котлинской свиты весьма однообразны. Они характеризуются резким преобладанием  $\text{FeCO}_3$  и заниженным количеством  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$ , т. е. являются собственно сидеритами (рис. 3). Существенной является только примесь  $\text{MnCO}_3$ , которая составляет обычно 1/20 до 1/10 доли от количества  $\text{FeCO}_3$ . Это является специфической чертой для сидеритов данного проявления.

Фазовый состав всех сидеритов одинаков – на рентгенограммах устанавливается лишь сидеритовая фаза с наиболее



Т а б л и ц а

Химический состав сидеритов котлинской свиты, %

| Скважина                                      | Глу-<br>бина | Разме-<br>ры, мм | Нераст-<br>воримый<br>остаток | FeO   | MnO  | MgO  | CaO  | CO <sub>2</sub> |
|-----------------------------------------------|--------------|------------------|-------------------------------|-------|------|------|------|-----------------|
| <u>I Слоеобразные и линзовидные конкреции</u> |              |                  |                               |       |      |      |      |                 |
| Кайдма                                        | 240,5        | 2 - 3            | 20,11                         | 42,01 | 4,13 | 2,04 | 0,76 | 28,26           |
| Пезри                                         | 167,7        | 5 - 7            | 47,55                         | 29,10 | н.о. | 2,30 | 0,48 | 18,53           |
| Пезри I8                                      | 199,8        | 10               | 18,63                         | 44,70 | 2,57 | 2,77 | 0,53 | 30,77           |
| Мустье                                        | 191,1        | 2 - 5            | 18,47                         | 46,37 | 4,42 | 3,77 | 0,80 | 30,95           |
| "                                             | 194,1        | 3 - 5            | 13,98                         | 50,24 | 3,49 | 2,56 | 1,19 | 31,54           |
| Мерикюла                                      | 122,0        | 10 - 14          | 11,08                         | 44,82 | 5,41 | 1,33 | 2,77 | 29,30           |
| Яама                                          | 245,5        | 8                | 23,78                         | 40,91 | 4,77 | 5,10 | 1,07 | 29,16           |
| Виру-Нигула                                   | 185,0        | 40               | 15,37                         | 48,40 | 2,12 | 0,66 | 0,93 | 26,57           |
| Паламузе                                      | 395,6        | 10               | 23,80                         | 40,57 | 3,52 | 2,95 | 0,52 | 29,05           |
| Лаева                                         | 407,35       | 30               | 25,90                         | 41,87 | 2,43 | 0,67 | 1,88 | 23,57           |
| Корытно                                       | 442,8        | 30               | 19,02                         | 40,17 | 2,26 | 3,60 | 2,14 | 30,73           |
| Усадище                                       | 271,0        | 18               | 19,73                         | 42,69 | 4,77 | 1,00 | 1,40 | 25,52           |
| Паша                                          | 110,4        | 35               | 29,10                         | 38,35 | 3,61 | 1,00 | 2,32 | 22,42           |
| <u>II Изометрические конкреции</u>            |              |                  |                               |       |      |      |      |                 |
| Паламузе                                      | 400,3        | 20               | 32,55                         | 35,87 | 2,70 | 2,19 | 0,40 | 24,66           |
| Корытно                                       | 503,6        | 30               | 27,82                         | 39,21 | 1,71 | 2,43 | 0,80 | 27,79           |
| <u>III Микроконкреции</u>                     |              |                  |                               |       |      |      |      |                 |
| Мехикоорма                                    | 500,0        | I                | 18,35                         | 51,30 | 2,07 | 0,33 | 1,39 | 26,72           |
| Соседно                                       | 684,0        | I                | 15,21                         | 50,39 | 1,09 | 0,97 | 1,11 | 32,59           |
| Заречье                                       | 336,8        | I                | 13,63                         | 47,12 | 3,65 | 1,35 | 1,87 | 27,14           |
| <u>IV Цементационная форма</u>                |              |                  |                               |       |      |      |      |                 |
| Нарва                                         | 113,5        | 5 - 6            | 67,37                         | 15,83 | 1,37 | 1,78 | 0,50 | 13,22           |
| Яама                                          | 253,7        | 30               | 86,66                         | 4,84  | 0,26 | 0,62 | 0,39 | 2,97            |

Анализы выполнены в лаборатории ИГ АН ЭССР И. Люке и В. Ткаченко.

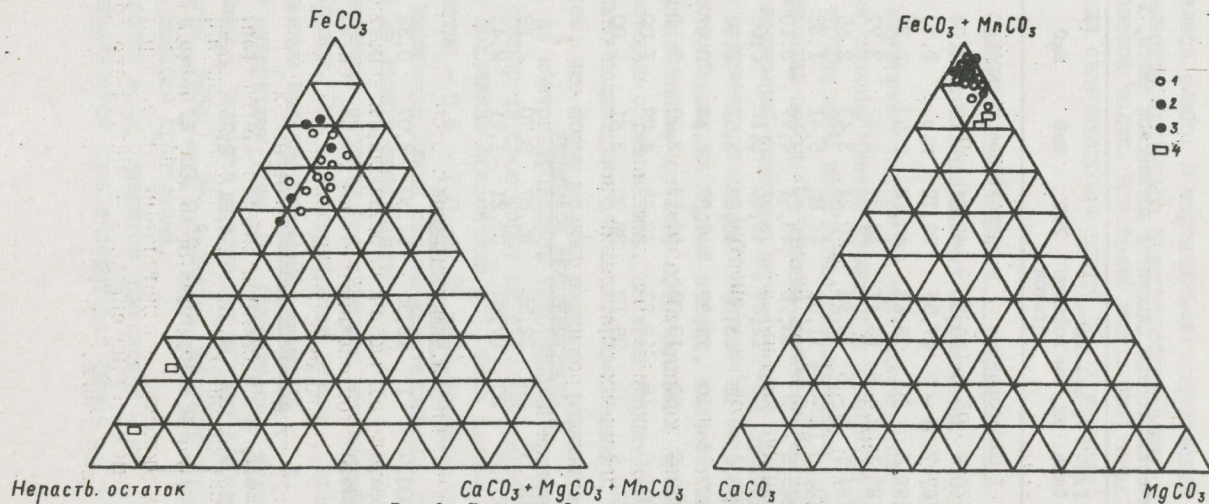


Рис. 3. Компонентный состав сидеритов котлинской свиты.

1 - слоистые и ленточные конкреции; 2 - изометрические конкреции; 3 - сферокальные микро-конкреции; 4 - цементационные образования.



сильными рефлексами в 2.79 – 2.80 и 3.58 – 3.60 Å. Доломитовые и кальцитовые фазы нигде не установлены в количествах, превышающих естественную флуктуацию на дифрактограммах. Следовательно, анализированные количества **Mn**, **Mg** и **Ca** входят изоморфно в сидеритовую структуру и не образуют самостоятельных минералов в этих образованиях.

При изучении внутренней структуры сидеритов в шлифах выяснилось, что они состоят из бесформенных однородных частиц железистого карбоната, не имеющего ни ромбоэдрического, ни сферолитового облика. Размеры индивидуальных частиц сидерита весьма изменчивые в различных конкрециях, однако они обычно не превышают 0,01 – 0,04 мм. Такое строение сидеритовых тел, весьма малоинформативное в генетическом аспекте, обуславливает неправильно-бугорчатую внешнюю поверхность стяжений, в частности у их микроконкреционных разностей. Как показывают снимки этих поверхностей под сканирующим электронным микроскопом, они имеют неправильно-узорчатую структуру с мелкой пористостью между кристаллами сидерита. Это хорошо согласуется с данными по плотности сидеритовых образований, которые, как было указано выше, не достигают уровня максимальной упаковки частиц внутри объема конкреции.

#### Сопутствующие явления. Геохимические особенности

Сидеритовые тела обычно очень однородны и напоминают крепкоцементированные тонкозернистые алевролиты. Они распознаются в основном по вторичным процессам на поверхности – по окристым и грязно-коричневым налетам на образцах или в керне. Местами наблюдаются и ассоциации сидерита с пиритом. Последний обычно имеет конкреционную природу, замещая сидерит, как правило, в нижних участках сидеритового тела, в частности в карманообразных выпуклостях в подстилающей глине. Пирит является явно вторичным относительно сидерита – контуры его образований имеют характер разъедания, в теле пиритовых образований час-

то сохраняются реликты сидерита. В виде мелких кристалликов или жильных агрегатов пирит встречается весьма редко.

Кроме пирита в сидеритовых образованиях часто устанавливаются кристаллы галенита, реже сфалерита. Эти образования были известны еще А. Е. Ферсману (Иностранцев, 1912), однако детального описания и генетической интерпретации до сих пор не получили. Следует отметить, что по нашим наблюдениям данная минерализация распространена очень широко, но крайне незакономерно, ввиду чего механизм ее формирования остается во многом еще неясным. Можно лишь сказать, что галенит очень часто теснейшим образом ассоциируется с пиритом, образуя самостоятельные кристаллические агрегаты неправильной формы вблизи их. Наблюдается и жильный тип галенитовых выделений. Следует отметить некоторую приуроченность минерализации галенита и сфалерита преимущественно к сидеритовым телам более изометрической формы. Можно предположить, что образование галенита и сфалерита произошло вследствие вторичного перераспределения повышенных количеств этих элементов из первичных диагенетических конкреций сидерита. При возникновении в этом процессе по каким-то причинам достаточного количества сульфидного иона, эти калькофильные элементы прочно связывались в наиболее устойчивые сульфидные образования.

Совместно с сульфидами иногда в зоне максимального распространения сидерита встречаются в них и отдельные агрегаты барита (скв. Костово, гл. 380, I м), геохимия и генезис которого не вполне ясны.

Среди сопутствующих явлений в сидеритах выделяется также наложенное окрашивание сидеритового тела в розовато-фиолетовые тона, иногда с образованием полосчатой псевдотекстуры в них. Это явление является следствием вторичного перераспределения повышенных количеств марганца в исходном карбонатном компоненте сидеритовых образований. Когда происходил переход части марганца в окисную форму, трудно сказать. Казалось бы, что это типичный процесс гипергенеза, однако во многих случаях фиолетово-окрашенные сидериты встречаются в массе незатронутой окислительными



процессами глине, нередко совместно с абсолютно неизмененными образованиями сидерита и пирита. Поэтому мы склонны считать, что появление марганцевой пигментации является следствием селективного распада и самоочищения сложного карбонатного компонента конкреции и происходит за счет каких-то локальных запасов свободного кислорода, а не развивается широким фронтом в глине. Гипергенные воздействия на сидерит как в коре выветривания (Менс, Пиррус, 1970), так и в долго сохранившихся ядрах, наоборот, сопровождаются интенсивным выделением гетитовой охры, маскирующим все проявления окислов марганца.

Согласно отмеченным макропроявлениям других типов минерализации, вырисовывается и геохимическая специализация сидеритов котлинской свиты. По сравнению с составом вмещающей глины и кларками в осадочных породах, основные изученные элементы составляют следующий ряд, упорядоченный по убывающему значению кларка концентрации:  $Mn$  - 28,0;  $Fe$  - 8,1;  $Ag$  - 5,9;  $Pb$  - 2,6;  $Mo$  - 2,5;  $Ca$  - 2,0;  $P$  - 2,0;  $Mg$  - 1,6;  $Co$  - 1,5;  $Ga$  - 1,3;  $Zn$  - 1,3;  $B$  - 0,6;  $Zr$  - 0,6;  $Sc$  - 0,5;  $V$  - 0,4;  $Cu$  - 0,2;  $Ba$  - 0,2;  $Sr$  - 0,2;  $Ni$  - 0,1;  $Cr$  - 0,1.

Обращает на себя внимание наибольшая склонность к концентрированию в сидеритовом процессе у  $Mn$ , превышающая значение того же показателя даже у носителя минерализации - железа. Интенсивно концентрируются в данном процессе также свинец, серебро и молибден, в меньшей степени кобальт и цинк. В то же время ванадий, медь, никель и хром в сидеритовом процессе не накапливаются или местами даже выносятся в ходе его. Интересно отметить скромную роль стронция, который также избегает карбонатов данного происхождения. Содержание фосфора в конкрециях незначительное - оно достигает 0,09 - 0,12% против 0,04 - 0,06 в котлинских глинах.

Таким образом, в диагенетическом цикле сидеритообразования котлинской свиты в значительной степени мобилизовался и ряд других, отчасти рассеянных элементов, которые путем неоднократного перераспределения могли дать самостоятельные минеральные формы, обогащающие набор диагенетических образований в глине.

## Условия образования

Как вытекает из картины распространения рассматриваемой минерализации, сидеритообразование в котлинской свите имело **двойственный** характер – оно протекало наиболее интенсивно в алевритовых слойках глинистой толщи, однако максимум процесса явно тяготеет к **наиболее глинистым, менее алевритовым** фациям водоема. Это кажущееся противоречие исчезнет, если четко различить в данном процессе зону исходной мобилизации железа и коллекторскую зону его фиксации. Естественно, большое количество органического вещества, заключенное в результате интенсивной жизнедеятельности водорослей в мощную глинистую толщу котлинского бассейна, служило основным генератором сидеритообразования. Быстрый темп накопления глини свиты, о чем свидетельствует подсчет тонких ритмов осадконакопления – вероятных отражений сезонных колебаний климата – не позволил органическому веществу разложиться непосредственно на дне водоема, в приповерхностном слое осадка, а увел этот процесс вглубь осадка – в зону диагенеза. Разложившаяся тут органика обусловила фронтальное восстановление всех свободных окисей железа в подвижную закисную форму. Отсутствие типично морских условий в данном бассейне вызвало резкий дефицит сульфат-иона для фиксации железа в сульфатредуцирующем процессе и не позволило ему перейти также в аутигенные минералы типа глауконита. Наоборот, присутствие значительных количеств растворенного  $\text{CO}_2$  держало всю восстановленную массу железа в биокarbonатных соединениях, которые медленно продвигались через поровое пространство алевритовых слойков. В последних, естественно, заметно спадало давление  $\text{CO}_2$ , особенно вблизи трещин и оползневых нарушений, через которые протекало удаление данного газа из системы. В результате в зонах такой разгрузки уменьшилась растворимость бикарбонатов железа и началась садка их в порых алевролита. Следующие порции сидерита накапливались на более ранних, образуя нынешнее тело конкреции вдоль алевритовых слойков. Мягкие водонасыщенные глинистые слои не могли противостоять



ять силам кристаллизации сидеритовых частиц, ввиду чего они часто огибались вокруг конкреций. Алевролитовый скелет самого коллектора также был разрушен силами кристаллизации: отдельные элементы его раздвинулись, исчезли признаки первичной слоистости, количество силикатного материала уменьшилось до оптимального минимума — 15 — 30%. Дальнейший рост конкреции на этом уровне прекратился, по всей вероятности, вследствие ликвидации проницаемости алевролитов путем закрытия порового пространства сидеритовым материалом.

Вполне понятно, что таким образом не могли проникнуть ни хорошо ограненные кристаллы минерала, ни сферолитовые формы тел. Последние возникли лишь в массивных разностях глин, где процесс протекал менее интенсивно и где отсутствовали благоприятные коллекторы, контролирующие форму конкреции.

Отсутствие в глинах котлинской свиты более подвижного известкового материала обусловило малое участие в составе конкреций  $\text{CaO}$  и  $\text{MgO}$  как на уровне самостоятельных минеральных фаз, так и на уровне структурных включений. Зато, ввиду глубокого восстановления исходного осадка, чрезвычайно высокую подвижность приобрел марганец, усиленно сконцентрированной в конкрециях. Заметно мобилизовались в процессе также свинец, молибден и серебро, давшие также существенные концентрации в стяжениях.

Анализируя геологический материал, можно весьма определенно установить и время формирования сидеритовых тел. Так, отсутствие жильного типа сидеритонакопления, а также огибание слоев вокруг изометрических и четколинзовых конкреций, однозначно свидетельствуют о том, что сидеритообразование протекало в отложениях, сохранивших еще высокую пластичность консистенции, а следовательно, на сравнительно ранних этапах диagenеза. Образование конкреций в осевых зонах оползневых нарушений свидетельствует о том, что сидерит никак не может быть рассмотрен как седиментогенное образование. С другой стороны, наличие фрагментов сидеритовых образований в виде полуокатанных галек в конгломеративных прослоях, маркирующих местные внутриформационные перерывы в самой свите, говорит о том, что си-

деритовые стяжения сформировались и были затвердевшими уже к моменту образования этих конгломератов. Таким образом, они никак не могут быть и катагенетическими образованиями.

Все это заставляет рассматривать сидериты котлинской свиты как раннедиагенетические тела, сформировавшиеся незадолго после накопления первых метров глины на дне водоема. С таким выводом согласуются и сравнительно высокие содержания остаточного органического вещества в данной свите – в среднем 0,52%. Естественно, не весь органогенный материал израсходовался для построения сидерита – вследствие дальнейшего уплотнения глинистого осадка проницаемость воды и газов в нем резко снизились, ввиду чего прекратилось как дальнейшее разложение органики, так и возбужденный ею сидеритовый процесс.

В свете изложенного вполне понятно, почему сидеритизация отсутствует в более грубозернистых породах котлинской свиты, а также весьма слабо представлена в менее глинистых – трансгрессивной и регрессивной частях и в краевых фациях ее: накопление органического вещества в осадках этих фаций было ограничено по причине быстрого ухода газовых продуктов их разложения из системы осадка. Сохранение этих агентов стимуляции сидеритового процесса в глинах стало возможным только благодаря высокому темпу осадконакопления в котлинском бассейне, о чем было упомянуто уже выше. Вполне понятно, что важной предпосылкой для сидеритообразования служил и расцвет водорослевой флоры в котлинском бассейне, что создало в этих осадках повышенный запас реакционноспособного органического вещества.

Как показали убедительные расчеты Э. В. Тимофеевой (1963), сидериты близкого типа формируются исключительно за счет диагенетического перераспределения кларковых количеств элемента, без какого-либо дополнительного поступления его извне. Данное обстоятельство подтверждается и в нашем случае. Котлинские глины содержат в среднем 4 – 6% общего  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , т. е. лишь незначительно уступают кларковым. Если учесть малую насыщенность массы глины конкрециями сидерита (не более 1%), то эти цифры хорошо сопоставимы между собой и свидетельствуют о нормальном кларковом уровне перераспределения железа в свите в целом. Од-



новременно данные цифры свидетельствуют о слабой степени сидеритообразования по сравнению, например, с ааленскими сидеритовыми отложениями Дагестана (Тимофеева, 1963). На это указывает и высокое содержание остаточной органики в котлинских глинах.

Ограниченная фиксация закисного железа в сульфидной форме указывает на дефицит сульфатного иона в водах котлинского бассейна. Это обстоятельство и отсутствие в глинах других индикаторов морского литогенеза позволяют сделать вывод о сильно опресненном режиме котлинского водоема в целом, что в свою очередь приближает данные условия сидеритообразования к условиям развития этой минерализации в паралических угленосных формациях.

#### Общие выводы

Таким образом, весь представленный выше материал говорит о том, что сидериты котлинской свиты являются характерными раннедиагенетическими образованиями, сформировавшимися в опресненном водоеме, в условиях повышенного темпа осадконакопления и, следовательно, при интенсивном захоронении в осадках органического вещества. Процесс протекал в явно выраженных гумидных условиях, обуславливающих стерильность отложений относительно карбонатов кальция и магния. По этим признакам принципиальная схема формирования рассматриваемой минерализации является идентичной схеме сидеритообразования в паралических угленосных формациях (Виталь, 1959; Тимофеева, 1959, 1963; Чумаков, Мясников, 1944). Следовательно, данный тип диагенеза протекал в земной коре уже в вендское время, довольно удаленное от первых проявлений угленакопления. Особенности состава атмосферы и гидросферы того времени не были, как видим, ограничивающими для развития данного процесса, ввиду чего аналогичные схемы сидеритообразования могли реализоваться даже в еще более удаленном геологическом прошлом. Лимитирующим для него фактором является прежде всего наличие в осадках достаточного количества растительной

органики, что не всегда было гарантировано в более ранние стадии развития Земли. Вспышка вендской водорослевой флоры, устанавливаемая четко по материалам Восточно-Европейской платформы, была одной из первых в этом роде и оставила явную опорную точку в истории эволюции диагенетических процессов осадконакопления на Земле.

Что касается количественной стороны процесса, то, хотя оптимальные границы по содержанию в исходном осадке органики и кальция по З. В. Тимофеевой (1963) в котлинское время выдержаны, процесс сам развивался все же не до рудной стадии, и промышленного интереса представлять не может. Это подчеркивается незначительной убылью железа во вмещающих глинах относительно кларкового уровня. Главным фактором, не позволившим развиться сидеритообразованию в котлинской свите до рудной стадии, является, на наш взгляд, строгий текстурный контроль минерализации в тонкослоистых глинах свиты и прежде всего малый объем подходящих коллекторов для развития минерализации в них. Однако это несколько не уменьшает принципиального значения процесса минерализации в столь древних отложениях.

#### Литература

- Б р о д с к а я Н. Г. Карбонатные конкреции в третичных отложениях Сахалина. — В кн.: К познанию диагенеза осадков. М., изд-во АН СССР, 1959, с. 156 — 195.
- В и т а л ь Д. А. Карбонатные конкреции в мезозойских отложениях Русской платформы. — В кн.: К познанию диагенеза осадков. М., изд-во АН СССР, 1959, с. 196 — 237.
- И н о с т р а н ц е в А. А. Геологическое строение острова Котлина. — Тр. Имп. С.-Петерб. о-ва естествоиспыт., XXXV, Санкт-Петербург, 1912, № 5, с. 245 — 273.
- ✓ М е н с К., П и р р у с Э. Древняя кора выветривания ламинаритовых глин на Северо-Западе Русской платформы, II.



Характеристика химико-минералогических изменений и условия образования. - Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1970, 19, № 1, с. 84 - 89.

Тимофеева З. В. Конкрециообразование в карбоне Донецкого бассейна. - В кн.: К познанию диагенеза осадков. М., изд-во АН СССР, 1959, с. 238 - 278.

Тимофеева З. В. Фациально-геохимические условия образования диагенетических сидеритовых руд (на примере верхнеааленских отложений Дагестана). - Литология и полезные ископаемые, 1963, № 1, с. 88 - 107.

Чумаков А. А., Мясникова И. Н. К генезису сидеритовых месторождений области Коми. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1944, № 2, с. 87 - 98.

SIDERIITNE MINERALISATSIOON KOTLINI KIHISTUS -  
ISELOOMLIK DIAGENEESIPROTSESS  
HILISVENDI SAVIDES

E. Pirrus

Resümee

Kirjeldatakse sideriidiilminguid kotlini kihistu peenkihitatud savides, antakse nende klassifikatsioon (joon. 1), levikuseaduspärasused (joon. 2), keemilise ja mineraalse koostise põhijooned (joon. 2, tab. 1), käsitletakse tekke iseärasusi. Näidatakse, et sideriidistumine allus rängele tekstuursele kontrollile ja et selle käigus kontsentreerusid peale raua ka Mn, Pb ning Zn ühendid. Protsessi põhieelduseks on rikkaliku taimse orgaanika mattumine settesse, savi- de kuhjumise suur kiirus ja settimisrežiimi tugev mageveelisuus. Need jooned lähendavad vaadeldavad sideriidiilmingud paraalilistes söebasseinides täheldatavale mineralisatsioonile ja näitavad veenvalt, et seda laadi diageneesitingimustik võis realiseeruda juba hilisvendis : vendi vetikatefloodra õitseng kotlini basseinis tegi selle selgekujuliselt nähtavaks.

SIDERITIC MINERALIZATION IN THE KOTLIN FORMATION -  
A CHARACTERISTIC DIAGENETIC PROCESS  
IN LATE VENDIAN CLAYS

E. Pirrus

Summary

The occurrence of siderite is a common phenomenon in the thin-bedded clayey rocks of the Kotlin Formation. Its main forms are illustrated in Fig. 1, while the areal distribution is shown in Fig. 2. The most important features of the chemical (Table) and mineralogical (Fig. 3) composition of



siderite are reported as well.

Results of the sedimentological analysis show that the sideritic mineralization was controlled by the structure of the deposits, and that during this process, besides iron, the Mn, Pb and Zn compounds were concentrated. The prerequisites of sideritic mineralization were the abundant organic algal matter buried in the deposits, the great rapidity of the accumulation of clayey material and fresh hydrochemical regime in the basin.

The sideritic mineralization of the Kotlin Formation somewhat resembles the siderite-forming process in the paralic coal-bearing formation. Thus, similar diagenetic conditions may have already existed in the Late Vendian, called fourth by a profusion of algal flora.

К МОРФОЛОГИИ ЗЕРЕН ГЛАУКОНИТА  
В НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕВЕРНОЙ ПРИБАЛТИКИ

М. Х. Рятсеп

В результате аутигенного минералообразования в раннекембрийских морских бассейнах Северной Прибалтики образовались заметные количества зернистого глауконита, что позволяет весьма детально изучить особенности этого осадочного минерала и осветить некоторые вопросы его генезиса.

В исследованиях раннекембрийского глауконита сначала были выявлены особенности распределения этого минерала в транулометрическом спектре пород (Рятсеп, 1979). Затем было проведено морфологическое описание и предложена классификация его зерен, составившая основу данного сообщения.

В геологической литературе имеются многочисленные указания на морфологические особенности глауконитовых зерен. Обычно описываются их внешняя форма и окраска, гораздо меньше внимания обращается на другие морфологические черты, например, на характер поверхности и блеск. Поэтому наиболее полные описания и морфологические классификации глауконитовых зерен появились только в последние десятилетия. Поскольку каждый внешний признак изучаемых гранул содержит и генетическую информацию, то созданные морфологические классификации могут быть применимы также для решения вопросов, связанных с формированием этого минерала.

Так, американский ученый Д. Триплхорн (Triplehorn, 1966) выделил по форме и особенностям поверхности несколько морфологических типов зерен и интерпретировал их в генетическом аспекте. Классификация Д. Триплхорна была усовершенствована чешским исследователем Й. Конта (Konta, 1967; Triplehorn, 1967). В качестве основных морфологических типов этими исследователями выделялись сферический или овоидальный, пластинчатый или дискообразный, капсулообразный, лопастный и вермикулярный типы глауконита, а также ядра или отпечатки различных органических остатков.



Со своими коллегами И. В. Николаева (1971) разработала морфогенетическую классификацию глауконитовых зерен с учетом различных внешних признаков их седиментационных и катагенетических изменений. По мнению этих авторов, седиментационные и катагенетические изменения отчетливо отражаются на внешней форме, окраске, характере поверхности и трещиноватости зерен, что позволяет выявить гранулы нескольких степеней изменения. Неизмененными, первичными считаются почти черные зерна с гладкой поверхностью и без существенной трещиноватости. В качестве реперных проб такие гранулы пригодны для определения абсолютного возраста вмещающих осадочных пород.

Просмотр нашего нижнекембрийского материала показал целесообразность создания самостоятельной морфологической классификации с учетом опыта вышеупомянутых авторов. Дело в том, что наряду с типичными микроконкреционными зернами с округленно-выпуклыми краями в нижнекембрийском разрезе Северной Прибалтики встречаются еще своеобразные комковатые зерна с угловатыми краями, а также зерна-сгустки. Целесообразно рассматривать отдельно и червеобразные, вермикулярные зерна, отличающиеся от предыдущих типов как по своему внешнему облику, так и по внутреннему строению.

Типичные микроконкреционные зерна глауконита часто имеют на своей поверхности очень выразительные скульптурные элементы, среди которых легко распознаются отпечатки окружающих кластогенных зерен вмещающей породы и макротрещины-бороздки с треугольным поперечным разрезом. По распределению и количеству этих основных скульптурных элементов тип микроконкреционных зерен подразделяется на ряд подтипов.

Некоторые другие морфологические признаки — изометричность, округленность, а также окраска зерен — использованы нами для дополнительной характеристики отдельных микроконкреций.

Основываясь на внешних морфологических особенностях нижнекембрийского глауконита, мы предлагаем следующую морфологическую классификацию его зерен (табл. IX–XI), по которой наиболее объемистой является группа глауконитовых зерен с округленно-выпуклым контуром — тип I. По наличию и расположению поверх-

ностных скульптурных элементов этот тип расчленяется на 6 подтипов.

Подтип I<sup>1</sup> охватывает зерна, поверхность которых равномерно покрыта макротрещинами-бороздками, обуславливающими их частую почковидную и лопастную форму. Следы давления соседних зерен на этих гранулах отсутствуют или выражены слабо (табл. IX; 1).

Подтип I<sup>2</sup> характеризуется теми же особенностями, но в отличие от предыдущего подтипа, макротрещины-бороздки располагаются в основном на одной стороне зерен (табл. IX; 2).

Макротрещины-бороздки, встречающиеся на зернах обоих подтипов, образовались, по мнению одних авторов, в результате дегидратации коллоидного глауконитового вещества (Формозова, 1949; Лазаренко, 1956), по представлениям других, наоборот, в процессе гидратационного разбухания (Gallagher, 1935; Pratt, 1962). И. В. Николаева (1977) предполагает, что эти трещины-бороздки могли образоваться во время переотложения глауконита, когда его микроконкреции попадали в придонной воде в другие физико-химические условия и вторично гидратизировались.

Поскольку в изученных нами нижнекембрийских отложениях отпечатки соприкасавшихся терригенных зерен на гранулах этих двух подтипов обычно малозаметны или вообще отсутствуют, то можно полагать, что давление окружающих зерен на образовавшийся глауконит было весьма слабым. Такие условия могли существовать прежде всего вблизи поверхности осадков — т. е. почти на границе двух сред: осадок — морская вода, а также в сильно обводненном глинистом осадке.

Следовательно, трещиноватые микроконкреции могли образоваться либо в условиях замедленной или прерывистой седиментации в приповерхностном слое осадка, либо в глинистых прослоях, откуда они вымывались во время перерывов и переотложились вместе с грубообломочным материалом. Макротрещины-бороздки, скорее всего, формировались в результате старения коллоидного вещества в приповерхностном слое осадков. На это указывает ассиметричное расположение трещин на зернах подтипа I<sup>2</sup>. Однако дополнительное растрескивание этих глауконитов могло происходить и в ходе переотложения осадочного материала, как полагает И. В. Николаева.



Возникновение трещиноватых зерен в приповерхностном слое осадков подтверждается также тем, что чаще подобные зерна встречаются в глинах и в глинистых прослоях, во время образования которых скорости седиментации были небольшими. Но приведенный факт объясним и иначе: малочисленностью в этих породах терригенных зерен алевроитовой размерности, способных оставлять следы давления на микроконкрециях глауконита. Однако перемены в седиментации и процессы неоднократного перебрасывания зерен должны быть учтены при интерпретации генезиса данных глауконитов. Об этом косвенно свидетельствуют и другие признаки этих зерен: нередкая темно-зеленая окраска, возможно от тонкой пленки фосфатного вещества, и преимущественно гладкая поверхность зерен.

Подтип I<sup>3</sup> является промежуточным между подтипами I<sup>2</sup> и I<sup>4</sup> (табл. IX; 3). Отдельные стороны зерен этого подтипа различаются по скульптурным элементам: следы давления от зерен кластогенного скелета породы проявляются отчетливо на неровной и более светлой стороне. Макротрещины-бороздки располагаются, в основном, в краевой части микроконкреции и придают им нередко лопастную форму. Происхождение описанных морфологических черт остается пока неясным. Можно предположить, что они были приобретены зернами на контакте сравнительно грубозернистого осадка с придонной водой или глинистым илом — в условиях, когда верхняя, выступавшая из подстилающего осадка часть микроконкреции затвердела и покрылась темной пленкой фосфатного вещества, а нижняя сохраняла пластичность до погружения на некоторую глубину.

Подтип I<sup>4</sup> выделяется по признаку совместного нахождения на всей поверхности микроконкреций отчетливых макротрещин-борозд и многочисленных глубоких следов давления (табл. X; 4). По нашему представлению, глобулы этого подтипа образовались также на поверхности или в верхнем слое осадка. Растрескавшимися, но еще не полностью затвердевшими зернами, они были подвергнуты к переотложению и перекрыты новыми осадками. Терригенная матрица последних и могла вызвать на зернах глубокие следы давления.

Подтип I<sup>5</sup> характеризуется полным отсутствием макротрещин-бороздок и наличием многочисленных глубоких следов давления на поверхности зерен, что указывает на погружение исходной глауконитовой глобулы на значительную глубину осадка, где она, сохраняя пластичное состояние, подвергалась сильному давлению со стороны кластогенных зерен (табл. X; 5).

Подтип I<sup>6</sup> объединяет зерна преимущественно округлой формы, с гладкой поверхностью, без характерных скульптурных элементов (табл. X; 6). Они, очевидно, потеряли поверхностную скульптуру в процессе окатывания при длительной транспортировке перед фиксацией в конечном осадке.

Тип II отличается от типичных микроконкреционных образований комковатым обликом и угловатыми краями зерен. Характерны отчетливые глубокие отпечатки давления соседних минеральных зерен. Следы давления, тесно контактирующие друг с другом, и обуславливают общую комковато-угловатую форму гранул. Макротрещины-бороздки встречаются на таких образованиях сравнительно редко (табл. XI; 7). Описываемые особенности указывают однозначно на сохранение пластичного состояния этих глобул при погружении вглубь осадка.

Агрегатные зерна-сгустки III типа образовались путем слипания полужидких-пластичных глауконитовых глобул между собой. Состоящие из двух или нескольких монозерен (табл. XI; 8), они формируются, по нашему мнению, во время перемыва незатвердевших осадков. Отдельные, слагающие данные агрегаты зерна, несомненно, фиксировались в переотложенном состоянии. Необходимым условием для процесса слипания являлось одновременное гелевое состояние многих глобул минерала, что могло иметь место в условиях интенсивного глауконитообразования. Это подтверждается наличием во многих линзах-прослоях локатиской свиты, состоящих почти целиком из глауконита, не менее 80% зерен данного типа. Можно даже предполагать, что установленное нами ранее двухпиковое распределение глауконитовых зерен в гранулометрическом спектре нижнекембрийских пород (Рятсел, 1979), во многом объяснимо именно генерацией агрегатного глауконита в отдельные периоды осадконакопления.



Тип IV представлен червеобразными удлинёнными или пластинчатыми зёрнами, имеющими нередко волокнистую и ребристую поверхностную скульптуру (табл. XI; 9). Пластинчатые частицы, возникшие в результате раскола более крупных удлинённых форм, иногда настолько сходны со слюдами, что В. Галлиер (1935) считал их псевдоморфозами по биотиту, хотя рентгеновские исследования позднее не подтвердили такую точку зрения.

И. В. Николаева (1977), не исключая возможности псевдоморфного развития глауконита по биотиту и флогопиту, подчеркивает, что основная масса слюдоподобного глауконита образуется таким же способом, как и зёрна с микроагрегатным строением.

Однако осмотр нашего материала показал, что их следует рассматривать, вероятнее всего, как псевдоморфозы глауконита по остаткам червеобразных животных организмов. Это предположение основывается на внешней червеобразной форме, на наличии ясных поперечных и продольных ребер, а также на факте совместного нахождения в породе таких глауконитов с подобными же фосфатизированными образованиями.

Кроме описанных морфологических разностей в нижнекембрийских отложениях Северной Прибалтики выделяется еще группа зёрен с неясной морфологией, куда относятся гранулы с невыразительной скульптурой, а также с признаками двух или нескольких типов (подтипов).

Изложенная морфологическая классификация использовалась нами для характеристики совокупностей глауконитовых зёрен в основных свитах разреза. Количественные соотношения различаемых морфологических типов и подтипов определялись отдельно в крупнопесчаной (0,5 – 1,0 мм), среднепесчаной (0,25 – 0,5 мм) и мелкопесчаной (0,1 – 0,25 мм) фракциях пород. Общее количество проанализированных глауконитовых гранул достигало 25 000.

Используя лишь процентные соотношения морфологических разностей представительных совокупностей, охватывающих 50 – 400 зёрен среднепесчаной или мелкопесчаной размерности, нами была составлена сводная таблица с целью сравнительной морфологической характеристики глауконитовых зёрен по различным подразделениям нижнекембрийского разреза (таблица). Как следует из

этих данных, в средних морфологических ассоциациях отдельных стратиграфических подразделений присутствуют вместе все типы и подтипы нашей классификации. Исключение составляет только подтип I<sup>3</sup>, появляющийся в разрезе начиная с низов ливской серии. Правда, редкие зерна, напоминающие данный подтип, известны также в базальных песчаниках лонтоваской свиты.

Более подробный анализ количественных соотношений морфологических разностей глауконита показывает, что типовой состав зерен отражает в общих чертах обстановку осадконакопления в бассейне и несет информацию о фациальных условиях окружающей морской среды. Так, например, в песчаниках начала трансгрессии лонтоваского моря преобладают окатанные микроконкреционные зерна подтипа I<sup>6</sup> вместе с зернами неясной морфологии, что указывает на повышенную подвижность бассейновых вод, обуславливающих абразию глауконитовых гранул и исчезновение их поверхностной скульптуры в ходе многократного перетолжения.

В тонкодисперсных глинах максимума лонтоваской трансгрессии наблюдается значительное количество трещиноватого глауконита (подтипы I<sup>1</sup>, I<sup>2</sup>) и гранул с неясной морфологией. Эти особенности свидетельствуют, во-первых, о меньшей прерывистости седиментации на фоне более вялого гидродинамического режима и, во-вторых, о нехватке в этих слоях алевролитовых зерен, обуславливающих следы давления на гранулах глауконита.

На регрессивном этапе развития лонтоваского бассейна осадконакопление приобрело еще менее прерывистый характер, благоприятствующий формированию микроконкреционных зерен с многочисленными отпечатками окружающего алевролитового скелета (подтипы I<sup>4</sup> и I<sup>5</sup>). Такое заключение является несколько неожиданным, ибо гранулометрический состав отложений данного уровня существенно укрупняется, указывая на повышение гидродинамической активности среды седиментации.

По изменению количества тех или иных морфологических разностей в составе глауконитового компонента характер осадконакопления изменялся в общих чертах аналогично во время накопления отложений ливской и айсчяйской серий нижекембрийского разреза.



Кроме поверхностной скульптуры нами изучались изометричность, округленность и окраска глауконитовых гранул. Так, по изометричности выделялись продолговатые (вытянутые в одном направлении), приплюснутые и изометричные зерна; по округленности — угловатые, полукруглые, округлые и зубчатые зерна; по цвету — в основном темно-зеленые, зеленые и светло-зеленые зерна (см. таблицу).

Степень изометричности микроконкреций зависит прежде всего от их размера: в более мелких фракциях больше продолговатых форм и меньше приплюснутых зерен. Очевидно, факторы, определяющие общую форму микроконкреций, почти не изменялись в течение раннекембрийской эпохи, благоприятствуя образованию главным образом приплюснутых гранул.

Внешний контур (округленность) микроконкреций глауконита формируется по нашим данным в соответствии с преобразованиями на стадии седиментогенеза (см. таблицу).

Если в начальные этапы развития бассейнов глауконит приобретал часто угловатый или округлый внешний контур в результате частого перемыва и переотложения осадков, то во время максимальной трансгрессии существовали условия для лучшего сохранения полукруглого или выемчатого внешнего контура. В регрессирующих бассейнах возросло опять относительное содержание как угловатых, так и округлых глауконитовых зерен, одинаково указывающих на более активный гидродинамический режим осадконакопления.

Таким образом, степень округленности глауконитовых микроконкреций является важным индикатором эволюции фациальных обстановок в бассейне седиментации.

По окраске нами выделялись несколько групп зерен минерала, из которых наиболее распространены зеленые, темно-зеленые и светло-зеленые разновидности. По исследованиям И. В. Николаевой и ее сотрудников (1971) первичным следует считать только темно-зеленый цвет глауконита. Более светлую окраску зерна приобретают в результате позднейших изменений. Учитывая опыт этих авторов, можно полагать, что в нижнекембрийском разрезе Северной Прибалтики неизменный глауконит встречается чаще



## Морфологический состав зерен глауконита

| СТРАТОН                   |                  | Фракция,<br>мм | Кол-во<br>проб<br>зерен | МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ |                |                |                |                |                |
|---------------------------|------------------|----------------|-------------------------|-----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| СЕРИЯ                     | СВИТА            |                |                         | I <sup>1</sup>  | I <sup>2</sup> | I <sup>3</sup> | I <sup>4</sup> | I <sup>5</sup> | I <sup>6</sup> |
| АЙСЧЯЙСКАЯ                | КИБАРТАЙСКАЯ     | 0,1-0,25       | $\frac{6}{2656}$        | 0,6             | 1,7            | 0,4            | 11,2           | 5,4            | 0,2            |
|                           | ИРБЕНСКАЯ        | 0,1-0,25       | $\frac{8}{3287}$        | 1,7             | 7,1            | 1,3            | 17,1           | 6,0            | 1,4            |
|                           | СОЭЛАСКАЯ        | 0,1-0,25       | $\frac{3}{1056}$        | 1,5             | 9,2            | 4,7            | 38,3           | 10,8           | 0,6            |
| ЛИВСКАЯ                   | ТИСКРЕСКАЯ       | 0,25-0,5       | $\frac{5}{1640}$        | 1,7             | 7,1            | 11,9           | 11,2           | 31,3           | 3,9            |
|                           | ЛУКАТИСКАЯ       | 0,25-0,5       | $\frac{10}{4116}$       | 1,6             | 6,1            | 10,8           | 7,9            | 22,6           | 8,7            |
|                           | СЫРУСКАЯ         | 0,1-0,25       | $\frac{3}{763}$         | 1,3             | 9,9            | 18,6           | 23,1           | 4,5            | 4,6            |
| БАЛТИЙСКАЯ<br>ЛОНГОВАСКАЯ | Верхняя<br>часть | 0,1-0,25       | $\frac{2}{802}$         | 2,6             | 11,0           | -              | 30,1           | 32,2           | 0,6            |
|                           | средняя<br>часть | 0,25-0,5       | $\frac{4}{1622}$        | 10,9            | 27,8           | -              | 26,1           | 8,2            | 0,1            |
|                           | нижняя<br>часть  | 0,25-0,5       | $\frac{4}{1632}$        | 0,3             | 5,0            | (0,7)          | 2,7            | 9,1            | 34,5           |

\* Кибартайская свита по палеонтологическим данным имеет

Примечание: признаки зерен - продолговатые (пр), приплюс (пкр), округлые (окр), зубчатые (збч); темно-зеленые (тз),

## Т а б л и ц а

в разрезе нижнего кембрия\* Северной Прибалтики

| ТИПЫ |      |     |            | ИЗОМЕТРИЧНОСТЬ |      |     |  |
|------|------|-----|------------|----------------|------|-----|--|
| II   | III  | IV  | не<br>опр. | пр             | пп   | из  |  |
| 0,1  | 77,9 | 1,9 | 0,6        | 22,7           | 77,3 | -   |  |
| 0,1  | 60,6 | 3,8 | 0,9        | 22,4           | 77,1 | 0,5 |  |
| 0,6  | 24,8 | 6,8 | 2,7        | 14,8           | 84,6 | 0,6 |  |
| 9,1  | 5,1  | 0,4 | 18,3       | 7,2            | 89,2 | 3,6 |  |
| 5,5  | 28,9 | 0,4 | 7,5        | 6,6            | 91,3 | 2,1 |  |
| -    | 14,9 | 3,8 | 19,3       | 14,3           | 84,6 | 1,1 |  |
| 2,4  | 10,2 | 3,4 | 7,5        | 7,9            | 90,1 | 2,0 |  |
| 2,3  | 1,2  | 0,4 | 23,0       | 8,5            | 90,2 | 1,3 |  |
| 4,1  | 0,3  | 7,9 | 35,4       | 6,7            | 92,3 | 1,0 |  |

среднекембрийский возраст.

нутые (пш), изометричные (из); угловатые (угл), полукруглые  
зеленые (з), светло-зеленые (сз), остальные (ост).



## Продолжение таблицы

| ОКРУГЛЕННОСТЬ |      |      |     | ОКРАСКА |      |      |     |
|---------------|------|------|-----|---------|------|------|-----|
| угл           | пкр  | окр  | збч | тз      | з    | сз   | ост |
| 52,0          | 42,6 | 0,3  | 5,1 | 68,3    | 30,7 | 1,0  | -   |
| 52,6          | 41,9 | 0,6  | 4,9 | 62,8    | 36,3 | 0,9  | -   |
| 61,1          | 35,7 | 0,7  | 2,5 | 46,3    | 49,9 | 3,3  | 0,5 |
| 34,3          | 60,0 | 0,9  | 4,8 | 17,4    | 50,8 | 30,0 | 1,8 |
| 13,4          | 75,7 | 1,0  | 9,9 | 6,3     | 93,1 | -    | 0,6 |
| 59,0          | 39,6 | 1,0  | 0,4 | 48,5    | 49,2 | 2,0  | 0,3 |
| 45,4          | 51,5 | 1,2  | 1,9 | 17,3    | 77,7 | 4,4  | 0,6 |
| 39,0          | 55,9 | 0,5  | 4,6 | 18,4    | 70,4 | 9,0  | 2,2 |
| 20,6          | 53,6 | 25,4 | 0,4 | 24,7    | 37,8 | 36,5 | 1,0 |

всего в нижних трансгрессивных частях серий. Темно-зеленый цвет неизменного глауконита вызван, возможно, частичной фосфатизацией зерен в подвижной среде накопления осадков.

Развитие светло-зеленых разностей минерала происходит по нашим данным как при переотложении глауконита (например, в нижней и средней части лонтоваской свиты), так и при современном гипергенном выветривании в обнажениях (тискреская свита).

Обобщая изложенное, можно сказать, что в формировании морфологических особенностей глауконитовых зерен изученного разреза главную роль играли седиментационно-раннедиагенетические процессы роста, перемива и переотложения микроконкреций, в то время как последующие катагенетические и гипергенные процессы вызвали изменения лишь в окраске гранул минерала. Поэтому приведенная морфологическая классификация применима в дальнейшем при расшифровке палеофациальных условий образования и накопления глауконита.

### Литература

Л а з а р е н к о Е. К. Вопросы номенклатуры и классификации глауконита. — В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований 3 — 4. Изд. Львов. гос. ун-та им. И. Франко, 1956, с. 345 — 379.

Н и к о л а е в а И. В., Бородаевская А. В., Голубова Г. А., Зеркалова М. И. Минералы группы глауконита в ордовикских отложениях юга Сибирской и северо-запада Русской платформы. — В кн.: Глауконит в современных, нижнепалеозойских и докембрийских отложениях. М., "Наука", 1971, с. 52 — 80.

Н и к о л а е в а И. В. Минералы группы глауконита в осадочных формациях. — Тр. Ин-та геол. и геофиз. Сиб. отд. АН СССР, 1977, вып. 328, с. 1 — 319.



- ✓ Р я т с е п М. Распределение глауконита в гранулометрических фракциях пород нижнего кембрия Эстонии. - Изв. АН ЭССР, Геол., 1979, т. 28, № 3, с. 81 - 88.
- Ф о р м о з о в а Л. Н. Глауконитовые пески урочища Кызыл-Сай. - Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, геол. сер., 1949, т. II2, № 38, с. I - 83.
- G a l l i h e r E. W. Glauconite genesis. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1935, v. 46, N 9, p. 1351 - 1356.
- K o n t a J. Remarks to some terms in the paper "Morphology, internal structure and origin of glauconite pellets" - Sedimentology 1967, v. 8, N 2, p. 169 - 170.
- P r a t t W. L. Origin and distribution of glauconites and related clay aggregates on the sea floor off southern California. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1962, v. 46, N 2, p. 275.
- T r i p l e h o r n D. M. Morphology, internal structure and origin of glauconite pellets. - Sedimentology, 1966, v. 6, N 4, p. 247 - 266.
- T r i p l e h o r n D. M. Morphology, internal structure and origin of glauconite pellets : a reply. - Sedimentology, 1967, v. 8, N 2, p. 170 - 171.

GLAUKONIIDITERADE MORFOLOOGIAST PÕHJA-BALTIKUMI  
ALAMKAMBRIUMI KIHTIDES

M. Rätsep

Resümee

Terade pinnaskulptuuri ja kuju iseärasuste põhjal esitatakse glaukoniiditerade morfoloogiline klassifikatsioon ning antakse eraldatud morfoloogiliste erimite jaotuspilt kõigis Põhja-Baltikumi alamkambriumi kihistutes.

MORPHOLOGY OF GLAUCONITE GRAINS IN LOWER CAMBRIAN  
DEPOSITS OF THE NORTHERN BALTIC AREA

M. Rätsep

Summary

Proceeding from the results of previous investigations of the external features of glauconite pellets, a morphological classification of Lower Cambrian glauconite grains was worked out.

Nine morphological grain varieties were distinguished on the basis of their shape peculiarities and sculptural surface elements, among which macrofractures-grooves and imprints of contacting clastic grains - are of greatest importance. Some other external characters such as isometricity, roundness and colour were used for a complementary characterization of the pellets.

It is possible to assume, from the external appearance of grains, that the glauconite formation took place on the surface or in the surficial layer of the deposits in Lower Cambrian basins.

For the purpose of comparison, the mean morphological grain associations were determined for different lithostratigraphic units.



tigraphic units (Table 1). An analysis of received morphological data showed that the mean grain associations of Lower Cambrian formations and members are reflected, in general, by the character of depositional environment, in which these grains originated and accumulated. The principal external features of glauconite grains, such as sculptural surface elements, isometricity and roundness, were determined chiefly according to early diagenetic-sedimentogenetic processes of growth and redeposition. Exceptionally, the grain colour still depends on the intensity of the later alterations in the rock.

## НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИИ МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ОСАДОЧНЫХ ПИРИТАХ ВЕНДА И КЕМБРИЯ ПРИБАЛТИКИ

Л. Я. Битюкова

При изучении процессов аутигенеза в терригенных толщах венда и кембрия Северной Прибалтики особый интерес представляют геохимические особенности аутигенных сульфидов железа, широко распространенных по всему разрезу нормально-морских отложений кембрия и встречающихся в виде отдельных форм также в вендских отложениях региона.

С целью изучения особенностей состава аутигенных сульфидов была подобрана коллекция из 100 пиритов различных морфологических типов, представляющих все стратиграфические подразделения венда и кембрия Северной Прибалтики. Полученные данные приведены в таблице. Анализ микроэлементов проводился самим автором количественным спектральным методом в лаборатории кафедры геохимии МГУ.

Следует отметить, что интерпретация форм различных микропримесей в осадочных пиритах — отнюдь не легкая задача. Элементы могут присутствовать в них в составе примесных минералов, механически загрязняющих пиритовые образования, входить в состав сульфидных микропроявлений, быть сорбированными сульфидным веществом пирита или присутствовать в виде изоморфных примесей в кристаллической решетке пиритов (Keith, Degens, 1959; Литвиневич и др., 1973). Большинство авторов, по данным И. И. Волкова и Л. С. Фоминой (1972), считают, что Co и Ni вследствие очень близкого ионного радиуса к  $Fe^{2+}$  входят в группу изоморфно замещающих элементов. Однако, учитывая сравнительно невысокие кларки концентрации Co и Ni в изученных нами пиритах, можно сказать, что захват этих элементов в пириты происходил не очень интенсивно.

Не совсем ясна в пиритах природа Cu. Некоторыми авторами (Fleischer, 1955), было высказано предположение, что в



большинстве случаев эта примесь обусловлена включениями медь-содержащих минералов в пирите. Есть мнение (Мозгова, 1975), что положение  $\text{Cu}$  в структуре пирита может стабилизироваться за счет частичного замещения серы мышьяком. В какой форме присутствует  $\text{Cu}$  в нашем случае, сказать затруднительно вследствие весьма низкого содержания элемента. Не исключено, что присутствие  $\text{Cu}$  может быть результатом механического загрязнения пиритов кластогенными силикатными минералами.

$\text{Mo}$  связан, вероятно, первоначально с гуминовыми кислотами, откуда он в ходе кристаллизации мог перейти в сульфиды  $\text{Mo}$ , образующиеся на поверхности микроостатков пирита в виде тонкодисперсного сульфида типа  $\text{MoS}_3$  (Волков, Фомина, 1972).

Как указывает в своих работах Н. Т. Воскресенская (1969, 1972),  $\text{Tl}$  в восстановительной обстановке диагенеза проявляет халькофильные свойства, образуя иногда значительные концентрации в дисульфидах железа.

Не останавливаясь на этих вопросах подробнее, изложим лишь основные закономерности распределения примесных элементов в различных морфологических типах пиритов рассматриваемого региона. Эти материалы смогут в дальнейшем дать некоторую дополнительную информацию о вероятных путях и формах перехода элементов в пиритовые образования.

**Биоморфозы**, представляющие собой накопления пылевидного пирита на следах жизнедеятельности организмов, и заполненные пиритом ходы илюдов встречаются в основном лишь в отложениях лонтоваской свиты. При рассмотрении распределения элементов в них выделяются две группы элементов: 1 — элементы, накапливающиеся в пиритах ( $\text{Pb}$ ,  $\text{Mo}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{Tl}$ ,  $\text{As}$ ); 2 — элементы, содержание которых находится ниже кларка для осадочных пород по А. П. Виноградову (1962). По степени накопления в данных пиритах элементы образуют следующий ряд (показаны кларки концентрации):  $\text{As}$  — 106,  $\text{Tl}$  — 110,  $\text{Mo}$  — 8,0,  $\text{Pb}$  — 3,7,  $\text{Co}$  — 3,5,  $\text{Ni}$  — 2,1,  $\text{Ag}$  — 0,8,  $\text{Ga}$  — 0,7,  $\text{Mn}$  — 0,5,  $\text{B}$  — 0,5,  $\text{Ba}$  — 0,4,  $\text{Zn}$  — 0,4,  $\text{V}$  — 0,3,  $\text{Cr}$  — 0,2,  $\text{Zr}$  — 0,2,  $\text{Cu}$  — 0,1. Интересно, что к числу элементов с пониженным содержанием относятся не только литофильные элементы, как, например  $\text{B}$

и Ba, но и элементы семейства железа — Cr, V, а также явные халькофильные элементы — Zn и Cu. Следовательно, процесс захвата элементов в образовавшиеся сульфиды шел очень селективно и зависел от свойств самих элементов в процессе минерализации органического вещества осадков. Следует отметить, что в кембрийских отложениях Ni накапливается лишь в пиритах данного типа.

Пириты конкреционного типа характеризуются большим многообразием морфологических форм, что делает рассмотрение их в единой группе несколько условным. Однако в целом для них характерно скрытокристаллическое внутреннее строение и содержание значительного количества захваченного силикатного материала (30 — 40%). Конкреционный тип пиритов представлен в широком диапазоне стратиграфических подразделений (рисунок). При сравнении вендских и кембрийских пиритов данного типа отчетливо видно различие в содержании ряда элементов. Так, вендские пириты отличаются повышенным содержанием Pb, Cr, V, Ni, Co, Tl, причем среди вендских пиритов максимальным содержанием обладают конкреции пирита гдовской свиты, отложения которой являются субконтинентальными образованиями (Менс, Пиррус, 1974). В период накопления последних существовала преимущественно окислительная обстановка. Восстановительные условия, благоприятные для сульфидообразования, возникали при диагенезе на ограниченных участках осадка. Поэтому элементы, обладающие в окислительной среде повышенной миграционной способностью (Pb, Ni, Co), имели большую возможность вхождения в состав этих сульфидов и образования в них микровключений.

Среди конкреций кембрия повышенное содержание элементов отмечается в люкатиской (Pb, Mo, Mn, Ni, Tl, Ga) и в меньшей степени — в лонтоваской (Mo, Mn, Ni, Ga) свите. Вероятно, накопление Pb, Mo, Mn, Ni и Tl в люкатиских, лонтоваских и котлинских пиритах обусловлено высокой дисперсностью вмещающих толщ, представленных в основном глинами. Последние, как известно, обладают большой сорбционной емкостью, создавшей значительный запас элементов в породе. В



Средние содержания ( $\bar{x}$ ) и кларки концентрации (Кк) элементов

| СИСТЕМА<br>(КОМПЛЕКС) | ОТДЕЛ           | СЕРИЯ                     | СВИТА                                          | Форма<br>выде-<br>ления | Число<br>проб  | Рb                |            |
|-----------------------|-----------------|---------------------------|------------------------------------------------|-------------------------|----------------|-------------------|------------|
|                       |                 |                           |                                                |                         |                | 10 <sup>-4</sup>  |            |
|                       |                 |                           |                                                |                         |                | $\bar{x}$         | Кк         |
| КЕМБРИЙ               | СРЕДНИЙ         | ДЕЙМЕН-<br>НАСКАЯ         | ДЕЙМЕНАСКАЯ                                    | конкреции               | 3              | 28                | 1,4        |
|                       |                 | АЙСЧЕЙ-<br>СКАЯ           | ИРБЕНСКАЯ<br>(БАКИСКАЯ)                        | конкреции<br>кристаллы  | 4<br>2         | 58<br>32          | 2,9<br>1,6 |
|                       | НИЖНИЙ          | ЛИВСКАЯ                   | ТИСКРЕСКАЯ                                     | конкреции               | 8              | 37                | 1,9        |
|                       |                 |                           |                                                | кристаллы               | 8              | 7                 | 0,4        |
|                       |                 |                           |                                                | цемент                  | 5              | 45                | 2,3        |
|                       |                 | ЛОКАТИСКАЯ                | конкреции<br>кристаллы<br>цемент               | 13                      | 65             | 3,3               |            |
|                       |                 |                           |                                                | 5                       | 66             | 3,3               |            |
|                       |                 |                           |                                                | 1                       | 75             | 3,8               |            |
|                       | БАЛТИЙ-<br>СКАЯ | СЫРУСКАЯ                  | кристаллы                                      | 2                       | 279            | 14,0              |            |
|                       |                 |                           |                                                |                         |                |                   |            |
|                       |                 | ЛОНТОВАСКАЯ               | биоморфозы<br>конкреции<br>кристаллы<br>цемент | 11                      | 106            | 5,3               |            |
|                       |                 |                           |                                                | 5<br>5<br>1             | 26<br>54<br>60 | 1,3<br>2,7<br>3,0 |            |
| ВЕНД                  |                 | ВОРОНКОВСКАЯ              | кристаллы                                      | 3                       | 119            | 6,0               |            |
|                       |                 | КОТЛИНСКАЯ                | конкреции                                      | 9                       | 172            | 8,6               |            |
|                       |                 | ГДОВСКАЯ                  | конкреции<br>кристаллы                         | 2<br>1                  | 253<br>106     | 12,7<br>5,3       |            |
|                       |                 | НИЖНЕ-<br>БАЛТИЙ-<br>СКАЯ | кристаллы                                      | 2                       | 206            | 10,3              |            |

Т а б л и ц а

в различных типах пиритов венда и кембрия Северной Прибалтики

| Cu               |      | Zn               |     | Mo               |       | Ag               |      | Cr               |     |
|------------------|------|------------------|-----|------------------|-------|------------------|------|------------------|-----|
| 10 <sup>-4</sup> |      | 10 <sup>-3</sup> |     | 10 <sup>-4</sup> |       | 10 <sup>-6</sup> |      | 10 <sup>-4</sup> |     |
| $\bar{x}$        | Кк   | $\bar{x}$        | Кк  | $\bar{x}$        | Кк    | $\bar{x}$        | Кк   | $\bar{x}$        | Кк  |
| I                | 0,02 | 3                | 0,4 | 4                | 2,0   | 15               | 1,5  | 16               | 0,2 |
| I                | 0,02 | 5                | 0,6 | 3                | 1,5   | 8                | 0,8  | 15               | 0,2 |
| I                | 0,02 | 5                | 0,6 | 16               | 8,0   | 6                | 0,6  | 16               | 0,2 |
| I                | 0,02 | 3                | 0,4 | 4                | 2,0   | 8                | 0,8  | 19               | 0,2 |
| I                | 0,02 | 4                | 0,5 | -                | -     | 8                | 0,8  | 16               | 0,2 |
| 2                | 0,04 | 2                | 0,3 | 7                | 3,5   | 6                | 0,6  | 18               | 0,2 |
| 2                | 0,04 | 3                | 0,4 | 13               | 6,5   | 6                | 0,6  | 29               | 0,3 |
| I                | 0,02 | 3                | 0,4 | 4                | 2,0   | 6                | 0,6  | 28               | 0,3 |
| I                | 0,02 | -                | -   | 4                | 2,0   | 8                | 0,8  | 20               | 0,2 |
| 13               | 0,2  | 4                | 0,5 | 244              | 122,0 | 212              | 21,2 | 28               | 0,3 |
| 6                | 0,1  | 4                | 0,5 | 20               | 10,0  | 11               | 1,1  | 24               | 0,2 |
| 2                | 0,04 | 3                | 0,4 | 15               | 7,5   | 3                | 0,3  | 19               | 0,2 |
| 2                | 0,04 | -                | -   | 9                | 4,5   | 7                | 0,7  | 20               | 0,2 |
| I                | 0,02 | 4                | 0,5 | 6                | 3,0   | 4                | 0,4  | 17               | 0,2 |
| 2                | 0,03 | 6                | 0,8 | 5                | 2,5   | 49               | 4,9  | 32               | 0,3 |
| 4                | 0,07 | 4                | 0,5 | 36               | 18,0  | 9                | 0,9  | 30               | 0,3 |
| 5                | 0,08 | 4                | 0,5 | 9                | 4,5   | 28               | 2,8  | 24               | 0,2 |
| 4                | 0,07 | 4                | 0,5 | 31               | 15,5  | 100              | 10,0 | 16               | 0,2 |
| 97               | 1,7  | 4                | 0,5 | 6                | 3,0   | 9                | 0,9  | 17               | 0,2 |



| V                |     | Mn               |      | Ni               |      | Co               |      | Tl               |       |
|------------------|-----|------------------|------|------------------|------|------------------|------|------------------|-------|
| 10 <sup>-3</sup> |     | 10 <sup>-3</sup> |      | 10 <sup>-4</sup> |      | 10 <sup>-4</sup> |      | 10 <sup>-4</sup> |       |
| $\bar{x}$        | KK  | $\bar{x}$        | KK   | $\bar{x}$        | KK   | $\bar{x}$        | KK   | $\bar{x}$        | KK    |
| 4                | 0,3 | I                | 0,0I | 32               | 0,3  | 78               | 3,9  | -                | -     |
| 5                | 0,4 | I                | 0,0I | 5I               | 0,5  | I8               | 0,9  | 5                | 5,0   |
| 3                | 0,2 | I                | 0,0I | 4                | 0,04 | IO               | 0,5  | 3                | 3,0   |
| 5                | 0,4 | 3                | 0,04 | 27               | 0,3  | 28               | I,4  | 2I               | 2I,0  |
| 3                | 0,2 | 8                | 0,I  | 3                | 0,03 | 8                | 0,4  | -                | -     |
| 4                | 0,3 | 6                | 0,I  | 9                | 0,I  | I9               | I,0  | I4               | I4,0  |
| 4                | 0,3 | II               | 0,2  | 58               | 0,6  | 27               | I,4  | 53               | 53,0  |
| 4                | 0,3 | 3                | 0,04 | II5              | I,2  | 32               | I,6  | 62               | 62,0  |
| 3                | 0,2 | 3                | 0,04 | 94               | I,0  | 34               | I,7  | 47               | 47,0  |
| 5                | 0,4 | 5                | 0,I  | I9               | 0,2  | 54               | 2,7  | 9                | 9,0   |
| 3                | 0,2 | 42               | 0,6  | 3IO              | 3,3  | 70               | 3,5  | 6                | 6,0   |
| 3                | 0,2 | I2               | 0,2  | 44               | 0,5  | 35               | I,8  | 2                | 2,0   |
| 6                | 0,5 | 2I               | 0,3  | II3              | I,2  | 45               | 2,3  | 33               | 33,0  |
| 5                | 0,4 | II4              | I,7  | I49              | I,6  | II0              | 5,5  | IO               | IO,0  |
| 7                | 0,5 | 33               | 0,5  | 322              | 3,4  | 2I7              | IO,9 | 42               | 42,0  |
| 6                | 0,5 | 63               | 0,9  | 372              | 3,9  | 8I               | 4,I  | 73               | 73,0  |
| 7                | 0,5 | I                | 0,02 | 538              | 5,5  | 4I7              | 20,8 | III              | II0,0 |
| 7                | 0,5 | I                | 0,02 | 485              | 5,I  | 825              | 4I,3 | 22               | 22,0  |
| 7                | 0,5 | I87              | 2,8  | I78              | I,9  | 29I              | I4,6 | 7                | 7,0   |

Продолжение таблицы

| As               |       | Ba               |     | Zr               |      | Ga               |     | B                |     |
|------------------|-------|------------------|-----|------------------|------|------------------|-----|------------------|-----|
| 10 <sup>-2</sup> |       | 10 <sup>-3</sup> |     | 10 <sup>-4</sup> |      | 10 <sup>-3</sup> |     | 10 <sup>-3</sup> |     |
| $\bar{x}$        | KK    | $\bar{x}$        | KK  | $\bar{x}$        | KK   | $\bar{x}$        | KK  | $\bar{x}$        | KK  |
| 2                | 30,3  | 9                | 0,I | 7I               | 0,4  | I                | 0,3 | -                | -   |
| 9                | I36,4 | 9                | 0,I | I4               | 0,I  | I                | 0,3 | -                | -   |
| 3I               | 469,7 | 9                | 0,I | 44               | 0,2  | I                | 0,3 | -                | -   |
| I2               | I8I,8 | I4               | 0,2 | 66               | 0,3  | I                | 0,3 | 3                | 0,3 |
| -                | -     | IO               | 0,I | 24               | 0,I  | I                | 0,3 | -                | -   |
| 2                | 30,3  | I5               | 0,2 | IO2              | 0,5  | 2                | 0,7 | 5                | 0,5 |
| I2               | I8I,8 | I6               | 0,2 | 48               | 0,3  | 2                | 0,7 | 3                | 0,3 |
| II               | I66,7 | I6               | 0,2 | I3               | 0,I  | 2                | 0,7 | 2                | 0,2 |
| I6               | 242,4 | I5               | 0,2 | IO6              | 0,5  | 3                | I,0 | 5                | 0,5 |
| 6                | 9I,0  | I6               | 0,2 | 7                | 0,04 | 2                | 0,7 | 3                | 0,3 |
| 4                | 60,6  | 59               | 0,7 | I2               | 0,I  | 2                | 0,7 | 6                | 0,6 |
| 9                | I36,4 | II               | 0,I | IO               | 0,05 | 2                | 0,7 | 4                | 0,4 |
| II               | I66,7 | 8                | 0,I | 47               | 0,2  | 2                | 0,7 | 3                | 0,3 |
| I5               | I27,3 | 6                | 0,I | I90              | I,0  | 2                | 0,7 | 4                | 0,4 |
| 3I               | 470,0 | 7                | 0,I | 85               | 0,4  | 2                | 0,7 | 3                | 0,3 |
| 28               | 424,0 | 7                | 0,I | 68               | 0,3  | 2                | 0,7 | 3                | 0,3 |
| 6                | 83,3  | I2               | 0,I | I86              | 0,9  | 3                | I,0 | 4                | 0,4 |
| 2                | 30,3  | 8                | 0,I | 2I               | 0,I  | 3                | I,0 | 4                | 0,4 |
| 26               | 394,0 | II               | 0,I | 5                | 0,03 | 2                | 0,7 | 5                | 0,5 |



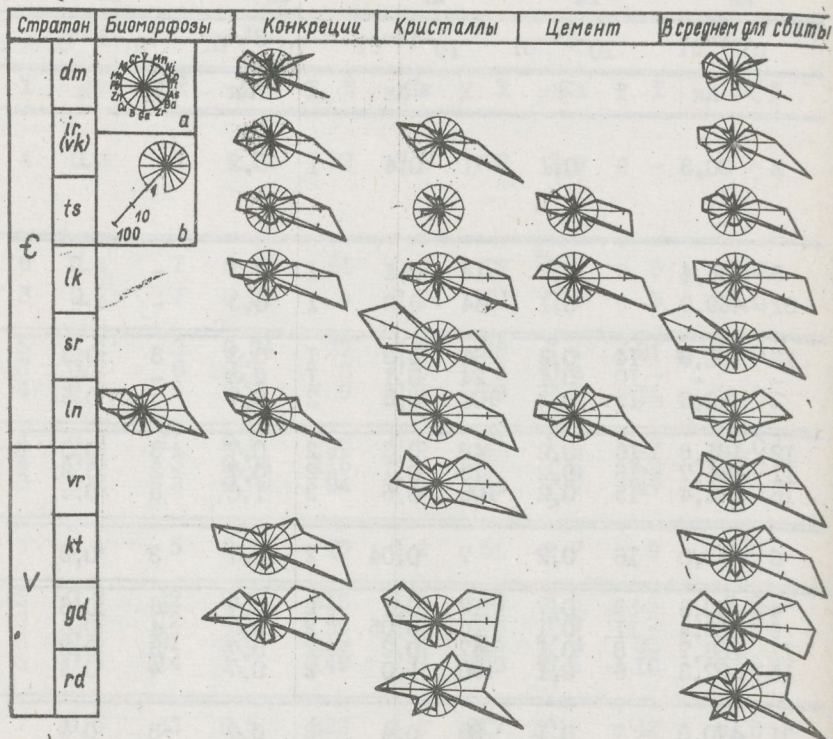


Рис. Геохимические спектры распределения элементов по кларкам концентрации в различных морфологических типах пиритов: а - векторы элементов; б - шкала кларка концентраций.

восстановительных условиях диагенеза, способствовавших образованию самостоятельных минералов этих элементов, они могли в виде микровключений захватываться в образовавшиеся пириты.

В литературе есть указания на то (Ситникова, 1972), что аутигенные пириты из континентальных отложений имеют обычно более бедный комплекс элементов-примесей, чем пириты из морских пород. Для сульфидов изучаемого района данное положение не подтверждается.

Сравнение средних содержаний элементов в пиритах конкреционного типа по критерию Стьюдента на 5-процентном уровне значимости в различных свитах показало различие в основном по Pb, Mo, Cu, Ag, Mn, Ni, Tl, Ba и Zr. Таким образом, эти элементы наиболее чувствительны к различным процессам образования пиритов конкреционного типа. Более стабильное содержание Zn, Cr, V, Ga, B. Ga и B отмечается в пиритах, содержащих механические примеси породообразующих минералов (Литвинович, 1973). По данным П. Кюна и Л. Кецлика установлено взаимозамещение B с Si и Al в силикатах (Kühn, Keslik, 1971), а изоморфизм Ga и Al — общеизвестное явление (Борисенко, 1971).

Третий тип пиритов, встречающийся в большом интервале стратиграфических подразделений, представлен пиритами кристаллического габитуса. Также, как и для пиритов предыдущего типа, здесь выделяются те же элементы, имеющие весьма выдержанное нижекларковое содержание — это Zn, Cr, V, Ga и B. Как видно из таблицы, эти же закономерности выдерживаются и для биоморфов, и для пиритов цементного типа. Поэтому можно сделать вывод о том, что данную группу элементов следует рассматривать как группу элементов, не входящих в структуру пирита и не мобилизирующихся в процессах образования аутигенного пирита в осадочных толщах данного региона.

Ряд различий в содержаниях элементов наблюдается между вендскими и кембрийскими кристаллическими пиритами. Так, для пиритов венда, представляющих образования в отложениях субконтинентального характера, отмечаются более высокие содержания Pb, Ag, V, Ni и Co, несколько заниженные у Tl. Во-



обще бросается в глаза, что содержание Tl наивысшее в данном типе пиритов в тех случаях, когда мористость имеющихся отложений выражена очень четко (люкатиская и лонтоваская свиты). При предполагаемом опреснении водоема (сыруская и ирбенская свиты), содержание элемента снижается. Исключение составляет только воронковская свита венда, однако не исключено, что кристаллические агрегаты пирита в этих пористых отложениях наложенные, образовавшиеся в ходе позднейшей лонтоваской трансгрессии.

Важно отметить еще, что среди кристаллических агрегатов пиритов кембрия аномально пониженными содержаниями элементов отличаются образования тискреской свиты (см. рисунок). Связано это, с одной стороны, с трудностями взятия из них мономинеральных образцов, так как кристаллы пирита в этих алевролитах очень мелкие, представляют обычно рассеянную вкрапленность. С другой стороны, нельзя упускать тот факт, что пириты эти представляют собой, в большинстве случаев, самую последнюю катагенетическую генерацию минерала, в процессе образования которой малые элементы мобилизовались в существенно меньшей степени, чем при формировании диагенетических образований в условиях разложения органического вещества. Эта закономерность требует особого внимания, ибо в ней может скрываться возможность дальнейшей индикации процессов диа- и катагенеза по микропримесям малых элементов.

В целом в пиритах данного типа элементы по своей концентрированности образуют следующий ряд: As, Tl, Mo, Pb, Co, Ni, Ag, Ga, Zn, V, Cr, B, Mn, Ba, Zr, Cu. Сравнение содержаний элементов в рассматриваемых пиритах по разрезу, по критерию Стьюдента, показало наибольшее различие в средних значениях по Pb, Mo, Ag, Ni, Co. Интересно отметить, что сравнение этих пиритов с гидротермальными пиритами руд месторождения Бэлан (Венгрия) показывает, что содержания элементов-примесей в них очень близки (Botez, 1971).

Цементный тип пиритов встречается в основном в отложениях тискреской свиты. Пириты данного типа в люкатиской и лонтоваской свитах представлены единичными пробами. Пиритовый це-

мент отдельных участков алевролитов в люкатиской свите отличается несколько более высокими содержаниями Ag, Tl, As и Ga по сравнению с пиритами тискреской и лонтоваской свит. В нем не обнаружен Zn и несколько ниже содержание Mo, V и Mn. В целом же пириты цементного типа имеют близкие содержания элементов-примесей, лишь в пирите лонтоваской свиты повышено содержание Mn, Ni и Co.

Было проведено также сравнение различных типов пиритов внутри отдельных свит. В гдовской свите пириты как конкреционного типа, так и кристаллического габитуса имеют в принципе одинаковое распределение элементов (см. рисунок). Среди пиритов лонтоваской свиты по повышенному содержанию элементов выделяются раннедиагенетические биоморфозы. При этом они имеют минимальное содержание As, что, видимо, указывает на слабую связь данного элемента с органическими веществами. Для пиритов кристаллического габитуса в лонтоваской свите характерно более сильное накопление элементов по сравнению с конкрециями. По содержанию Mn, Ni и Co кристаллы пиритов уступают пириту цементного типа.

Разнотипные пириты люкатиской свиты характеризуются близкими содержаниями почти всех элементов. Это объясняется, по нашему мнению, образованием всех пиритов данной свиты в примерно одинаковых условиях диагенеза. В тискреской свите наиболее высокое содержание элементов наблюдается в конкрециях, многие из которых, возможно, формировались в условиях диагенеза. Принципиально аналогичное распределение элементов наблюдается и в пиритах ирбенской свиты, с той лишь разницей, что сульфидные образования содержат гораздо меньше Co по сравнению с пиритами нижележащих свит. Пириты дейменаской серии принципиально отличаются от всех остальных по низкому содержанию Tl. Эта закономерность требует дальнейшей проверки, но вполне возможно, что связана она с существенными изменениями климатических условий на данной территории при переходе от раннего кембрия в средний, что предполагается по общегеологическим данным.



Анализ поведения элементов во всех типах пиритов показывает, что вне зависимости от типовой характеристики образцов остается почти постоянным содержание  $Zn$ ,  $Cr$ ,  $Ga$  и  $V$ . В наибольшей степени изменяется содержание  $Pb$ ,  $Mo$ ,  $Ag$ ,  $Mn$ ,  $Ni$ ,  $Tl$ ,  $As$ . Кларки концентрации всех элементов по типам пиритов представлены в логарифмическом масштабе на рисунке, где можно наиболее наглядно представить себе поведение элементов в процессе аутигенного сульфидообразования в отложениях изучаемого региона.

Помимо изучения распределения элементов рассчитывались ранговые коэффициенты корреляции в пиритах по их основным типам и по свитам в целом. В кристаллах и в конкрециях кембрия, а также в пиритах цементного типа и биоморфозах проявляется положительная корреляционная связь  $Co - Ni$ ; в кристаллах и конкрециях тискреской и лонтоваской свит установлены также положительные связи  $Pb - Co$  и  $Pb - Ni$ ; в конкрециях лонтоваской и люкатиской свит существуют положительные корреляционные связи  $Cu - Co$  и  $Cu - Ni$ . В биоморфозах связь  $Cu - Ni$  отрицательная. Вообще наиболее сложные и многочисленные связи наблюдаются в пиритах-биоморфозах. Полное отсутствие корреляционных связей наблюдается в пиритах кристаллического габиту-са венда.

Более сложная картина корреляционных связей наблюдается при рассмотрении пиритов по свитам в целом, без учета их морфологических типов. Во-первых, обращает на себя внимание явное преобладание положительных корреляционных связей над отрицательными. Во-вторых, пириты венда по корреляционным связям отличаются от пиритов кембрия. Так, для вендских пиритов характерна отрицательная связь  $Mo - Ni$  и положительная  $Pb - Mn$ . Для кембрийских пиритов характерным является наличие положительных корреляционных связей  $Pb - Ni$ ,  $Pb - Cr$ , а также  $Pb - Mo$ , причем в люкатиских пиритах связь  $Pb - Mo$  имеет отрицательный характер. Установленные корреляционные связи в других свитах представлены в основном парами, один элемент из которых, как правило, является элементом группы железа. В целом же корреляционные связи характерны для элементов, обла-

дающих высокой миграционной способностью в процессе аутигенного минералообразования в отложениях изучаемого разреза.

Из всего вышеизложенного можно сделать ряд выводов.

1. Изучение распределения элементов позволило выделить в пиритах группы элементов, интенсивно накапливающихся в пиритах (Tl, As, Pb, Mo) и рассеивающихся (Cr, V, Mn, Ba, Zr, B, Ga, Zn, Cu). Это группирование хорошо увязывается с данными, известными по литературе (Иванов, Белевитин, 1973). Сравнение изучаемых пиритов данного района со средними содержаниями элементов-примесей в осадочных пиритах по В. Г. Прохорову (1970) показало, что средние содержания большинства элементов-примесей близки к данным этого автора, однако отмечаются и характерные различия. Так, изученные пириты венда и кембрия отличаются пониженными содержаниями Zn, Cu и Ag, но в то же время концентрации Co, Ni, Tl и As резко превышают приведенные В. Г. Прохоровым средние данные. Последние и определяют геохимическую специализацию процессов пиритообразования в осадочных толщах данного региона. Особенно ярко подчеркивают геохимическую провинциальность здешних пиритов повышенные количества As и заниженные - Cu.

2. Наиболее обогащенными из пиритов различных типов являются раннедиагенетические биоморфозы (лонтоваская свита), наиболее обедненными - кристаллические агрегаты более поздних, возможно, катагенетических генераций (тискреская свита). Это наводит на мысль, что в процессе формирования осадочных пиритов рассматриваемого комплекса пород, основным агентом мобилизации малых элементов было разложившееся органическое вещество, под воздействием которого элементы приобрели необходимую подвижность для фиксации в сульфидных образованиях диагенетического перераспределения железа. При медленно протекавших процессах инфильтрации сульфидоносных растворов при катагенезе, элементы-примеси могли существенно потерять свою активность и обуславливать наблюдаемые низкие концентрации их в изученных образованиях.

3. Корреляционные связи элементов в пиритах довольно многочисленны и многообразны. Однако положительные связи явно



преобладают над отрицательными, что может быть частично следствием корреляции относительно количества чисто сульфидного компонента в данных образованиях. Наиболее типичной для всех типов пиритов является корреляционная зависимость между содержаниями  $\text{Co}$  и  $\text{Ni}$ , наиболее многочисленные связи элементов установлены в биоморфозах и конкрециях, представляющих собой основные диагенетические генерации сульфидов.

4. Изложенные выше особенности в содержании элементов-примесей в пиритах являются, по существу, предварительными, так как при обработке данных не учитывалось процентное содержание пиритового компонента в проанализированных образцах, а также отклонение в минеральном составе сульфидов, поскольку эти данные были получены позднее — в ходе работ, проводившихся параллельно с геохимическими исследованиями.

#### Литература

- Б о р и с е н о к Л. А. Геохимия галлия. М., МГУ, 1971. 230 с.
- В о л к о в И. И., Ф о м и н а Л. С. Роль сульфидов железа при накоплении микроэлементов в осадках Черного моря. — Литология и полезные ископаемые, № 2, 1972, с. 18 — 25.
- В о с к р е с е н с к а я Н. Т. Таллий в осадочных сульфидах. — Геохимия, № 3, 1969, с. 261 — 272.
- В о с к р е с е н с к а я Н. Т. Геохимия таллия в осадочном процессе. — В кн.: Геохимия, М., "Наука", 1972, с. 60 — 73.
- Д е г е н с Э. Т. Геохимия осадочных образований. М., "Мир", 1967. 299 с.
- И в а н о в В. В., Б е л е в и т и н В. В. Дисульфиды железа. — В кн.: Средние содержания элементов-примесей в минералах, М., "Недра", 1973, с. 51 — 54.

- Л и т в и н о в и ч А. Н. К геохимии галлия в полиметаллических месторождениях Рудного Алтая. - В кн.: Вопросы геологии и металлогении Зайсанской складчатой области. Алма-Ата, "Наука", 1973, с. 117 - 121.
- Л и т в и н о в и ч А. Н., Г а в р и л и н а К. С., К а л а ш н и к о в а Г. П., Л у к а ш Р. И. О формах нахождения примесей в сульфидных минералах. - В кн.: Вопросы геологии и металлогении Зайсанской складчатой области. Алма-Ата, "Наука", 1973, с. 122 - 129.
- М е н с К. А., П и р р у с Э. А. Вендские отложения Прибалтики и литогенетические особенности их формирования. Тез. совещ. по верхнему докембрию (рифей) Русской платформы. М., 1974, с. 84 - 88.
- М о з г о в а Н. Н. Об изоморфизме в сульфидах и их аналогах. - В кн.: Изоморфизм в минералах, М., "Наука", 1975, с. 86 - 113.
- П р о х о р о в В. Г. Пирит (к геохимии, минералогии, экономике и промышленному использованию). - Тр. Сиб.СНИИГИМС, вып. 104, Красноярск, 1970. 188 с.
- С и т н и к о в а З. И. Элементы-примеси в аутигенных пиритах. - В кн.: Ежегодник Ин-та геол. и геохим. Уральского науч. центра АН СССР, 1971, Свердловск, 1972, с. 82 - 84.
- B o t e z C o r n e l i a , I o a n C o r n e l i a , S m o c o t R o d i c a , C a r u n t u C. , V o l a n s c h i E r n e s t i n e . Elemente urma in pirita si calcopirita din zăcănuntul cuprifera de la Bălan. - Bul. Inst. politehn. Iasi, 1971, sec. 2, 17, № 1 -2, 9-24.
- F l e i s c h e r M. Minor elements in some sulfide minerals. - Econ. Geol. Fifteenth Anniversary volume, part II, 1955.
- K e i t h , M. L. , D e g e n s , E. T. Geochemical Indicators of Marine and Fresh-water Sediments. - In: Researches in Geo-



chemistry, edited by P.H. Abelson, New York, 1959, 38-61.

K ü h n , P e t r , K e c l i k , L a d i s l a v . Iso-  
morfie boru v silikatech. Č. I. Sb. věd. pr. v šb Ostravě  
Ř. horn-geol., 1971, 17, N-3, 53-76.

# MIKROELEMENTIDE GEOKEEMIAST BALTIKUMI VENDI JA KAMBRIUMI SETTELISTES PÜRIITIDES

L. Bitjukova

Resümee

Uuriti mikroelementide jaotumise seaduspärasusi Baltiku-  
mi vendi ja kambriumi terrigeenseis sette kivimeis esinevates  
eri tüüpi püriidiilmingutes (tab., joon.). Tehti kindlaks,  
et elementiderikkamad on varadiageneetilised organismide  
elutegevuse jälgedel moodustunud püriidiagregaadid, kõige  
vaesemad aga hajusad, arvatavasti katageneetilise tekkevi-  
siga kristallikülvid tiskre kihistu aleuoliitides. Regio-  
naalselt on uuritud püriitidele iseloomulik kõrgendatud Tl-,  
Pb-, Mo-, eriti aga As-sisaldus; anomaalselt madal on Cu-si-  
saldus. Käsitletud on ka elementide korrelatsioonisuhteid  
uuritud püriitides.

# ON THE GEOCHEMISTRY OF MICROELEMENTS IN BALTIC VENDO-CAMBRIAN SEDIMENTARY PYRITES

L. Bitjukova

Summary

In consideration of the stratigraphic position and gene-  
tic types of microelements the present paper deals with  
arithmetic means of the content, of microelements and their  
correlation in Vendo-Cambrian authigenic pyrite (Table).

The content of 16 microelements (Pb, Cu, Zn, Mo, Ag, Cr,

V, Mn, Ni, Co, Tl, As, Ba, Zr, Ga, B) has been established by spektrochemical analysis. The data of this analysis show a great variance in the microelement content throughout the Vendo-Cambrian succession as well as in the different genetic types of pyrite (Fig.).

According to the genesis of the pyrite, following four types have been distinguished: 1) biomorphous, 2) nodular, 3) crystalline, 4) cementational.

In comparison to the other genetic types, the biomorphous pyrite occurring in Cambrian deposits only, is characterized by a rich content of Pb, Cu, Mo, Ag, Cr, Ni, Ba and B. In Vendian rocks the nodular pyrite of the Gdov Formation has a high Pb, Cu, V, Ni, Co and Tl content. In the Cambrian section, the microelements of the Lükatian nodular pyrite are more abundant than in pyrites of the other formation. In the crystalline type of pyrite, the microelements, according to their distribution, form the following decreasing line in respect to their content : As, Tl, Mo, Pb, Co, Ni, Ag, Ga, Zn, V, Cr, B, Mn, Ba, Zr and Cu. This type contains more Mo, Co and Tl than the nodular pyrite. Throughout the Vendo-Cambrian succession, the cementational type of pyrite is mostly characterized by an equal content of microelements, only the pyrite of the Lükati Formation contains slightly more Pb, Ag, Tl, As and Ga.

The study of the distribution of microelements in Vendo-Cambrian pyrites shows that Tl, As, Pb and Mn have been concentrated in the pyrite of this region, while Cr, V, Mn, Ba, Zn, B, Ga, Zr and Cu occur in amounts below Clarke's mean concentrations in sedimentary rocks.

Numerous correlations existing between the microelements have been established particularly in the pyrites of biomorphous and nodular types of different age. For all the pyrites a positive correlation of Co - Ni is most typical.



## ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ РЕНТГЕНОСТРУКТУРНОГО ИЗУЧЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ СУЛЬФИДОВ ВЕНДА И КЕМБРИЯ ПРИБАЛТИКИ

Т. Э. Калласте, Э. А. Пиррус

Как показало систематическое изучение аутигенных минералопоявлений в разрезе венда и кембрия Северной Прибалтики, сульфидная минерализация имеет немаловажное значение для познания процессов литогенеза в этих терригенных толщах. Правда, в вендских породах преимущественно субконтинентального происхождения сульфиды железа распространены ограниченно и их присутствие здесь является скорее исключением, чем правилом. Однако в нормально-морских отложениях кембрия они распространены очень широко, практически повсеместно, представляя собой продукт одного из типичных процессов постседиментационного перераспределения исходного вещества осадка.

Формы пирита в рассматриваемых отложениях очень разнообразны и в их распределении как по разрезу, так и по площади наблюдаются весьма сложные закономерности. Морфологическая и генетическая классификации форм пирита еще в достаточной степени не разработаны и работа эта является одной из первостепенных задач в области дальнейшего изучения осадочного сульфидообразования в рассматриваемом разрезе. В настоящее время можно более четко выделить лишь следующие группы сульфидных образований железа:

а — биоморфозы конкреционного типа по следам организмов и пиритизированные плоские ленты, образовавшиеся на слизистых покрытиях стенок каналов ползания;

б — конкреции — плоские, преимущественно скрытокристаллические или радиально-лучистые стяжения с округленным внешним контуром. Они часто захватывают часть слоев окружающей породы, реликты которых наблюдаются внутри конкреции, но нередко слои вмещающей породы огибают конкреции;

в — ограненные кристаллы или их агрегаты — встречаются в основном в глинистых прослоях, имеют разнообразные размеры — от 0,1 до 10 мм;

### III

г - мелкие, шаровидные конкреции диаметром 1 - 5 мм, дающие часто переходы в мелкие агрегаты кристаллов;

д - конкреции, резко секущие слоистость породы или связанные с трещинами в них - часто представляют собой цементационный тип пиритизации в песчано-алевритовых породах;

е - жильные и корообразные выделения в алевритовых породах;

ж - цемент между обломочными зернами песчано-алевритовых пород.

Первые два типа - биоморфозы и конкреции пирита имеют, очевидно, диагенетическое происхождение, об этом свидетельствуют многие геологические признаки. При этом часть биоморфоз относится к явно раннедиагенетическим образованиям. В то же время жильные и корообразные образования на плоскостях наложения, как и конкреционные образования в трещинах алевритов, имеют явно более позднее, вероятно, катагенетическое происхождение, ибо для их формирования необходимой предпосылкой являлось образование трещин в уплотненных и сцементированных породах.

О времени формирования других типов - отдельных кристаллов и их агрегатов, различных микроконкреций, а также цементирующей генерации сульфидов - судить очень трудно, ибо отсутствуют надежные критерии для однозначного определения момента их образования. Многие из них, в частности мелкие шаровидные микроконкреции в алевритах, теснейшим образом ассоциируются с пиритом в трещинах породы, ввиду чего их также логично рассматривать как катагенетические образования. Многие кристаллические агрегаты, как крупные, так и мелкие, приурочены к приконтактным зонам стратиграфических подразделений, особенно к кровле (1-2 м по глубине) более глинистых толщ (лонтоваская и ирбенская свиты, пелитовые алевриты в верхах тискреской свиты). Эти выделения сульфидов образовались, по всей вероятности, в ходе трансгрессии вод бассейна накопления вышележащих отложений на глинистое ложе водоема, т. е. в процессе "наложенного диагенеза". Время образования этих сульфидов определяется весьма точно - воз-



растом непосредственно перекрывающих их слоев.

Таким образом, сульфиды железа в данном разрезе довольно многообразны — как по внешнему виду, так и по генезису. При этом в глинистых породах (лонтоваская свита) или в породах тесного переслаивания глин и алевролитов (люкатиская свита) более широко распространены диагенетические формы сульфидов, в то время как для однородных песчано-алевритовых толщ более характерны катагенетические формы этих минералопроявлений. По общей массе в разрезе, на наш взгляд, преобладают диагенетические образования — они более крупные по своим размерам (конкреции диаметром нередко 5 — 10 см) и встречаются более или менее равномерно по всей толще рассматриваемых пород (биоморфозы лонтоваской свиты).

С целью последовательного изучения осадочных сульфидов в данном разрезе в течение ряда лет собиралась весьма обширная коллекция сульфидов, охватывающая все основные стратиграфические подразделения и основные формы этих минералов. Из них была отобрана выборка из 100 проб, которая подвергалась как геохимическому (см. статью Л. Я. Битюковой в данном сборнике), так и рентгеноструктурному анализу. Последний проводился дифрактометрическим методом на приборах УРС-50 ИМ и ДРОН-2,0. Такой подход был вполне естественным, поскольку другие методы изучения пиритов имеют общеизвестные ограничения, особенно когда дело касается терригенных пород, в которых при анализе практически невозможно избавиться от захваченного из вмещающей породы несulfидного компонента, присутствующего иногда в больших количествах.

По неопубликованным результатам исследований К. Орловой (1965) ограниченной коллекции палеозойских сульфидов Эстонии, стало известно, что в группе этих минералов главенствующим является пиритовая модификация, однако время от времени попадают и образцы, содержащие значительные количества марказита. Поэтому в настоящей работе главное внимание было уделено именно выявлению роли марказита в породах вендского и кембрийского разреза региона. Вторая проблема — изучение структурной вариации самого пирита. Оно по предварительным

данным показалось нам также весьма перспективным, хотя на данном этапе остается еще практически неосвещенным ввиду недостаточной разработанности методических приемов для такого вида исследований.

Для определения соотношения пирита и марказита в изучаемой выборке сперва было проведено изучение проб на дифрактометре УРС-50 ИМ. Оказалось, что более подходящими для количественного определения является рефлекс пирита 3II ( $d = 1,633 \text{ \AA}$ ) и рефлекс марказита 2II ( $d = 1,754 \text{ \AA}$ ). Они обладают наивысшей интенсивностью у этих минералов, располагаясь недалеко друг от друга на дифрактограмме и искажающее влияние присутствующего кварца на них минимально. В итоге цикла исследований было выделено 17 проб с повышенным содержанием марказита для точного количественного определения. В 3I пробе марказит не был обнаружен, в остальных эта фаза присутствует в следовых количествах, которые подвергались лишь приблизительной оценке по интенсивности рефлекса II0 ( $d = 3,43 \text{ \AA}$ ). Первое и часто единственное появление на дифрактограмме данного рефлекса, не принадлежавшего к наиболее интенсивным отражениям марказита (Михеев, 1957), объясняется, по-видимому, возникновением преимущественной ориентации у частиц марказита при подготовке препарата: последний был изготовлен путем надавливания сыпного порошка плоской пластинкой в 0,5 - 1,0 мм углубление препаратодержателя из оргстекла.

Для количественной оценки небольших количеств марказита были составлены несколько искусственных смесей из чистых минералов и на их основе была разработана следующая шкала оценки количества марказита в сульфидном компоненте образца: при содержании менее 2% - рефлекс II0 на дифрактограмме не появился, при 1 - 3% он слабо выделился над фоном общей флуктуации дифрактограммы, при 2 - 5% рефлекс II0 был ясным, другие рефлексы не появились. Несмотря на условность использования такой градации, эти данные все же несут в себе некоторую геологическую информацию.



В образцах, содержащих марказит в повышенных количествах были измерены интегральные интенсивности рефлексов 311 пирита и 211 марказита на дифрактометре ДРОН-2.0. Препарат был изготовлен путем заполнения кюветы размерами 10 x 12 x 2 мм из оргстекла смесью исследуемого порошка и вазелина. Последний был применен для доведения до минимума возникновения преимущественной ориентации у анизотропного марказита.

Для подсчетов применялась общеизвестная формула:

$$\frac{C_P}{C_M} = K \frac{I_P}{I_M},$$

в которой левая сторона соответствует отношению концентрации пирита к марказиту, а правая — соотношению интенсивностей на дифрактограмме. Констант К был определен на основе экспериментальных измерений искусственных смесей и составлял в условиях нашего эксперимента 1,06.

В результате определения содержания марказита в отмеченных 17 пробах оказалось, что количество марказита в сульфиде превышает 10% в 13 случаях (рис. 1). Минимальными содержаниями марказита в сульфидном компоненте были получены 2,5 и 3,6%, что указывает на завышенные визуальные определения небольших количеств минерала УРС 50 ИМ. Отметим также, что на обоих дифрактометрах был использован железный анод.

По стратиграфической колонке распределение марказита весьма своеобразное (рис. 1). В вендских отложениях марказит либо отсутствует, либо встречается в виде следов. То же самое можно сказать и относительно нижней, преимущественно глинистой части разреза кембрия. Исключение составляют лишь образования из верхней приконтактной зоны глин лонтоваской свиты Ленинградской области, где конкреционные и кристаллические агрегаты, образовавшиеся во время накопления вышележащей толщи ижорских песчаников, состоят преимущественно из марказита. В заметных количествах марказит присутствует и в нескольких образцах из локатиской свиты, которые также приурочены к кров-

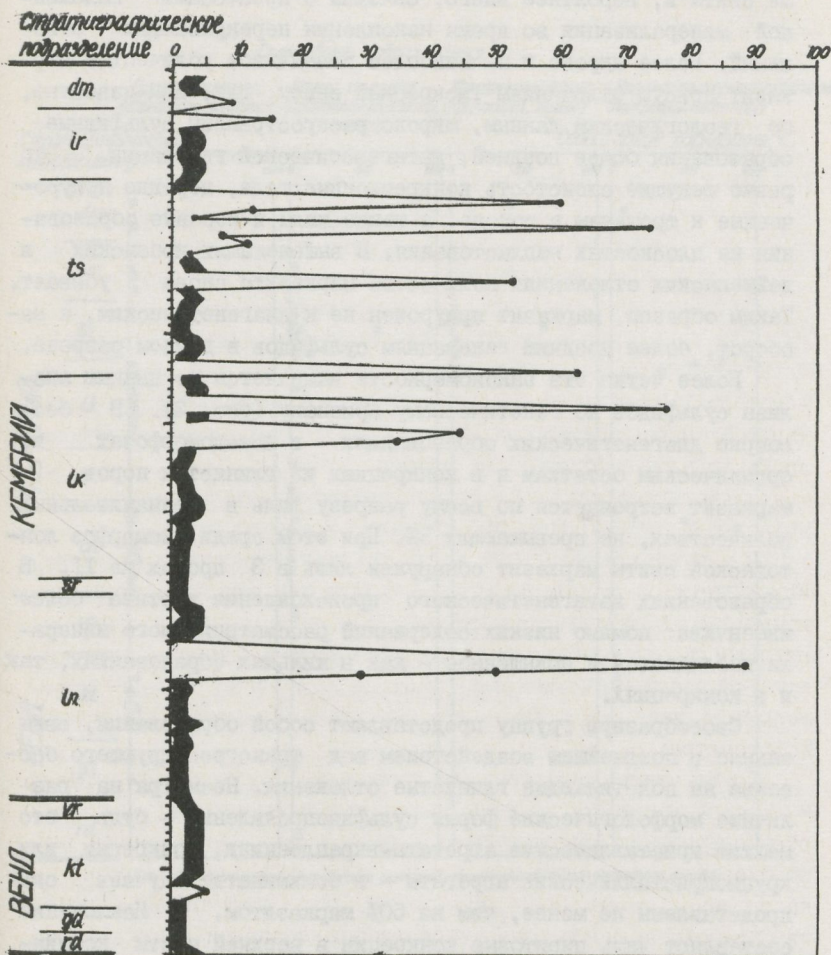


Рис. 1. Распределение изученных образцов по стратиграфическим подразделениям разреза и содержание в них марказита.

Темной полосой показано вероятное содержание небольших количеств минерала, точками — точные количественные определения.



ле свиты и, вероятнее всего, связаны с процессами наложенной минерализации во время накопления перекрывающих отложений. Более широко и в наиболее изменчивом количестве марказит присущ отложениям тискреской свиты, где, как известно, по геологическим данным, широко распространены сульфидные образования более поздней, катагенетической генерации. Это резко секущие слоистость конкреционные тела, нередко приуроченные к трещинам в породе, а также жилы и коровые образования на плоскостях напластования. В вышележащих ирбенских и дейменаских отложениях количество марказита снова убывает. Таким образом, марказит приурочен не к диагенетическим, а наоборот, более поздним генерациям сульфидов в данном разрезе.

Более четко эта закономерность выявляется по данным анализа сульфидов по генетическому признаку (рис. 2). В бесспорно диагенетических образованиях — в псевдоморфозах по органическим остаткам и в конкрециях из глинистых пород — марказит встречается по всему разрезу лишь в незначительных количествах, не превышающих 5%. При этом среди биоморфоз лонтоваской свиты марказит обнаружен лишь в 3 пробах из II. В образованиях катагенетического происхождения картина более изменчива: помимо низких содержаний рассматриваемого минерала наблюдается и повышенное — как в жильных образованиях, так и в конкрециях.

Своеобразную группу представляют собой образования, связанные с позднейшим воздействием вод трансгрессирующего бассейна на подстилающие глинистые отложения. Несмотря на различные морфологические формы сульфидопроявлений — будь это мелкие кристаллические агрегаты-вкрапленники, конкреции или крупнокристаллические агрегаты — в большинстве случаев они представлены не менее, чем на 50% марказитом. Исключение составляют лишь пиритовые конкреции в верхней части котлинской свиты, генезис которых может быть несколько иным, ввиду их преимущественного развития по прослоям-линзочкам конкреционного сидерита.

Интересно отметить, что кристаллические и микроконкреционные формы сульфидов, как и цементационный тип минерали-

# Сульфидные образования

Диagenетические Неуст. генезиса Катагенетические Наложенные приконтактные  
(обонорфозы, конкреции) (кристаллы, агрегаты, (конкреции, жила) (конкреции, агрегаты)  
цемент)

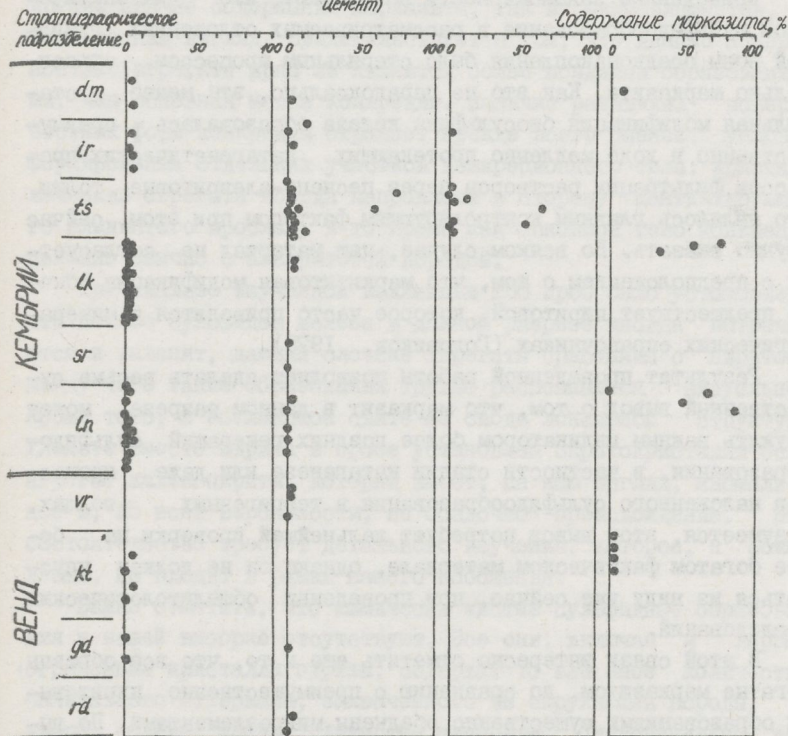


Рис. 2. Содержание марказита в основных генетических типах изученных сульфидов.



зации, по генезису которых сейчас затруднительно дать однозначную интерпретацию, занимает по содержанию марказита промежуточное положение между сугубо диагенетическими и более поздними образованиями.

Приведенные закономерности показывают, что диагенетическое сульфидообразование в рассматриваемых отложениях гумидной зоны осадконакопления было стерильным процессом относительно марказита. Как это не парадоксально, эта менее стабильная модификация биосульфида железа образовалась преимущественно в ходе медленно протекающих катагенетических процессов фильтрации растворов через песчано-алевритовые толщи. Что являлось главным контролирующим фактором при этом, сейчас трудно сказать. Во всяком случае, наш материал не согласуется с предположением о том, что маркизитовая модификация обычно предшествует пиритовой, которое часто приводится в минералогических справочниках (Годовиков, 1975).

Результат проведенной работы позволяет сделать весьма существенный вывод о том, что марказит в данном разрезе может служить важным индикатором более поздних генераций сульфидообразования, в частности стадии катагенеза или даже процессов наложенного сульфидообразования в терригенных толщах. Разумеется, этот вывод потребует дальнейшей проверки на более богатом фактическом материале, однако он не должен упускаться из виду уже сейчас, при проведении общегеологических исследований.

В этой связи интересно отметить еще и то, что все образцы, богатые марказитом, по сравнению с преимущественно пиритовыми образованиями существенно обеднены микроэлементами. По вычисленным средним данным это наиболее ярко проявляется у  $Pb$  (1,4х),  $Co$  (5,1х),  $Ni$  (8,2х),  $Tl$  (23х) и  $As$  (8,6х). Следовательно, повышенная мобилизация микроэлементов и возможность захвата их в состав сульфидов имели место в основном в диагенетическом процессе. В катагенетических условиях микроэлементы оставались малоподвижными и, весьма возможно, путем неоднократной перекристаллизации происходило даже постепенное очищение первичного сульфидного компонента от них.

Следует также отметить, что в диагенетических конкрециях, имеющих на верхней поверхности выросты хорошо ограненных кристаллических агрегатов, не наблюдается никаких различий между ними самими и основной скрытокристаллической массой конкреции как по содержанию марказита, так и микроэлементов. Это, на наш взгляд, свидетельствует о том, что данные поверхностные агрегаты вряд ли являются более поздними образованиями, чем основная масса конкреции. Наличие различных поверхностных форм конкреции отражает прежде всего разные условия формирования отдельных участков конкреционного тела: кристаллические агрегаты всегда направлены в сторону контактирующего глинистого прослоя, в то время как основное тело конкреции связано обычно с алевроитовой породой.

При анализе изученной коллекции 100 проб было установлено, что помимо сульфидов железа в данном разрезе иногда встречается и галенит, дающий сложные агрегаты срастания с пиритом, ввиду чего такие образования трудно распознаются визуально. Кроме того, в котлинской свите на своде локальной структуры Ульясте вместо пирита в пробе установлен скрытокристаллический агрегат халькопирита, который имеет, на наш взгляд, аномальное и, по всей вероятности, не осадочное происхождение. Это обстоятельство требует детального изучения, которое, к сожалению, не входит в рамки нашего сообщения.

Важно отметить, что химически чистые сульфидные образования в нашей выборке отсутствуют. Все они, включая и хорошо ограненные кристаллы пирита, содержат то или иное количество силикатного материала, захваченного из окружающей породы, — кварц, полевые шпаты, глинистые минералы. Следовательно, все сульфидопроявления являются, по существу, цементационными образованиями, формировавшимися в сложных условиях занятости пространства каркасом из обломочных минералов различной упаковки и плотности. По данным химического анализа содержание несulfидного компонента в изученных образованиях колеблется от 20 до 50%, реже опускаясь до 18 и повышаясь до 75%. Эта величина соизмерима с исходной пористостью вмещающих отложений и она свидетельствует о том, что силы кристаллизации



сульфидных новообразований были слишком малы для основательного разрушения или перестроения первичной структуры вмещающей породы.

Примененная методика количественного определения марказита в скрытокристаллических и труднодиагностируемых проявлениях сульфидов является достаточно экспрессивной, точной и воспроизводимой при общелитологических исследованиях и, несомненно, расширяет возможности применения минералов данной группы в целях индикации процессов литогенеза.

### Литература

Г о д о в и к о в А. А. Минералогия. М., "Недра", 1975. 520 с.

М и х е е в В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М., "Госгеолтехиздат", 1957. 868 с.

### BALTIKUMI VENDI JA KAMBRIUMI SETTELISTE SULFIIDIDE RÖNTGENISTRUKTUURSE UURIMISE ESIMESI TULEMUSI

T. Kallaste, E. Pirrus

Resüme

Vendi ja kambriumi settekivimites esinevate sulfiidiilmingute uurimisel pöörati peatahelepanu raua bisulfiidide mineraalfaaside täpsele identifitseerimisele kõigis põhilistes morfoloogilistes esinemiskujudes, kuna valdavalt peitkristallilise põhimassiga moodustiste korral on see ülesanne teiste uurimismeetoditega raskesti lahendatav. Tehti kindlaks markasiidi sagedane ja üsna seaduspärane esinemine uuritud 100 proovist koosnevas kollektsioonmaterjalis, mis tingis ka mineraali kvantitatiivse määramise meetodika kasu-

tuselevõtu kahekomponendilises püriit-markasiitses süsteemis. Kasutati difraktomeetrilist pulbermenetlust, spetsiaalselt valmistatud etalonseguisid ning püriidi ja markasiidi põhireflekside - 1.633 ja 1.754 Å - intensiivsuste täpseid mõõtmisi. Esitatud meetodika tagas suurema markasiidisisalduse (> 10%) korral piisava täpsuse ja reprodutseeritavuse ning ka nõutava ekspressiivsuse.

Andmete töötlusel selgus, et markasiitne modifikatsioon levib peamiselt hilisemates sulfiidigeneratsioonides - katageneetilistes moodustistes ja hilisematele kontaktmõjutustele allunud kivimites. Vaieldamatult diageneetilise tekkeviisiga sulfiidid on enamasti markasiidivabad. Ka sisaldavad kõrgema markasiidisisaldusega sulfiidiilmingud vähem mikroelemente.

Nimetatud seaduspärasused lubavad raua bisulfiide senisest enam kasutada litogeneesiprotsesside indikaatormineraalidena, mis omakorda nõuab nende täpse röntgenstruktuurse diagnostika laiemat kasutamist ja kvantitatiivsete määramisvõtete edasist täiustamist.

# THE FIRST RESULTS OF THE X-RAY DIFFRACTION ANALYSIS OF BALTIC VENDIAN AND CAMBRIAN SEDIMENTARY SULPHIDES

T. Kallaste, E. Pirrus

## Summary

Main attention was paid to an exact X-ray structural analysis - to the identification of the mineral phases of iron disulphides in all of their morphologic forms since the prevailing cryptocrystalline texture of the ground mass does not permit any other methods of investigation. The occurrence of marcasite was examined in a collection consisting of 100 samples, its presence being quite regular and frequent. This was the reason for using the quantitative method of determination for the bicomponental pyrite-marcasite system.



An X-ray powder diffraction method was used with especially prepared standard-mixtures and exact determinations of intensities of the basal reflexions of pyrite and marcasite (1.633 and 1.754 Å). The proposed method guaranteed, at a notable content of marcasite (> 10%), a sufficient exactness, reproducibility and expressiveness of the data.

An examination of the results shows that the main distribution of the marcasite modification is connected with older sulphide generations - in catagenetic formations and in rocks that have undergone contact-metamorphic alternation. The sulphides of an indisputably diagenetic origin, as a rule, do not contain marcasite. The high content of marcasite is accompanied by a low content of minor elements. In accordance to the results, in the future we can use more widely the iron disulphides as indicators at the interpretation of the lithogenetic processes. All this presupposes the use of exact X-ray diffraction diagnostics and a further accomplishment of the quantitative determination technique.

## ДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ ЛЯДАЙСКОЙ СВИТЫ СРЕДНЕГО ДЕВОНА ЮЖНОЙ ПРИБАЛТИКИ

Р. И. Симашкайте, П. И. Шимкявичюс

В последние два десятилетия глинистые минералы среднедевонских отложений Южной Прибалтики детально изучались в Эстонии (Утсал, 1968), а также в Литве (Коссовская и др., 1971; 1975; Коссовская, Дриц, 1975 и др.). Авторами настоящей работы для исследования были выбраны отложения лядайской свиты (нижняя часть наровского горизонта), представляющие большой интерес для изучения условий диагенетического минералообразования глинистых минералов.

Разрез лядайской свиты мощностью около 100 м представлен хемогенно-терригенными отложениями — загипсованными доломитами, доломитовыми мергелями (домеритами) и глинами, переслаиваемыми с песчаниками и глинами. Образование толщи отложений лядайской свиты происходило в условиях возрастающего осолонения бассейна осадконакопления. Таким образом, отложения лядайской свиты исследователями были отнесены к эвапоритовым фациям. С нарастанием осолонения бассейна появляются специфические для эвапоритовых фаций аутигенные ферроиллиты и минералы группы корренсита (Коссовская и др., 1971).

Минеральный состав глинистой фракции пород лядайской свиты изучался нами в ряде разрезов скважин как на территории Литвы (скв. Буткунай-24I, Свядасай-252, Паланга-3I8a, Нида-44), так и Калининградской области (скв. Западный Славск-12, Филино-I, Светлогорск I/75, Дворики-2). Минералогически глинистая фракция пород представлена как и на территории Эстонии (Утсал, 1968) в основном двумя ассоциациями глинистых минералов: 1 — гидрослюда-хлорит; 2 — гидрослюда (Fe-иллит)-хлорит — неупорядоченный или не совсем упорядоченный смешанослойный корренситоподобный минерал хлорит-монтмориллонит, реже корренсит.



Прослой глин обычно имеют гидрослюдисто-хлоритовый состав глинистой фракции. Вторая ассоциация глинистых минералов наиболее приурочена к нижней-средней части разреза, где в большей степени развиты домериты, а также более загипсованные породы. Тесная связь ассоциации глинистых минералов, содержащих в той или иной степени упорядоченные смешанослойные хлорит-монтмориллонитовые минералы или корренсит, с гипсоносными отложениями была отмечена А. Г. Коссовской (Коссовская, Дриц, 1975) и другими исследователями.

В обеих ассоциациях преобладает гидрослюда, хлорит составляет 5 – 20%, корренситоподобный минерал или корренсит – до 10%, лишь в некоторых образцах содержание его возрастает до 20% и более. Нами были установлены только корренситоподобные минералы и лишь в одном образце из самых верхов разреза лядайской свиты (скв. Западный Славск-12) был обнаружен корренсит. Межплоскостные расстояния на этой дифрактограмме после насыщения препарата глицерином составили 32,0; 15,9 и 8,03 Å. Наличие дополнительных пиков небольшой интенсивности в области малых углов (18,4 – 20,4 Å), а также широкий пик в 8,03 Å, возможно, указывают на то, что здесь присутствует и не совсем упорядоченный смешанослойный корренситоподобный минерал (рис. 1). Аналогичные корренситоподобные минералы установлены во многих других образцах. Корренситоподобные минералы на дифрактограммах природных образцов имеют несколько расширенный в сторону малых углов 14-ангстремовый пик. После насыщения глицерином этот первый пик отделяется от собственно хлоритового пика и смещается в сторону малых углов, при этом расщепляясь как бы на "основной" пик с межплоскостным расстоянием в 15,1 – 15,8 Å (зависит от процентного содержания переслаивающихся компонентов) и более мелкие пики в интервале 16,1 – 24,4 Å. Кроме того в области 7,76 – 8,03 Å появляется широкий пик 2-го порядка (рис. 2).

Как указывалось выше, минералы группы корренсита тесно ассоциируют с гипсом. Они были встречены в различных формациях во всех гипсоносных пачках. Характерно, что степень упорядоченности корренситов в первую очередь коррелирует с "чисто-

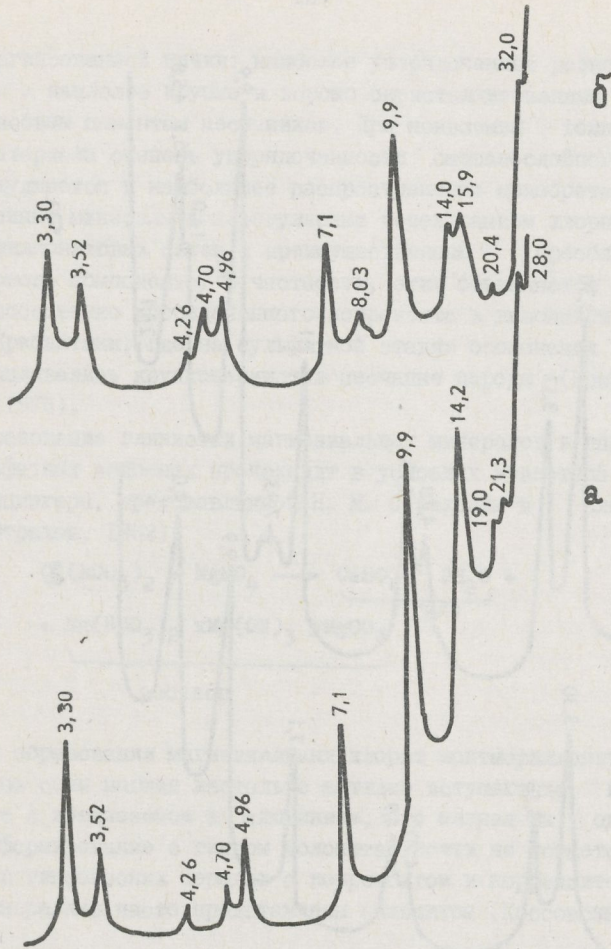


Рис. I. Рентгенодифрактограммы фр.  $< 0,001$  мм загипсованного домерита (скв. Западный Славск-12, обр. 52, гл. 862,1 м): а) природный, б) насыщенный глицерином. Железистый иллит, железисто-магнезиальный хлорит-корренсит и неупорядоченный смешанослойный хлорит-монтмориллонит.



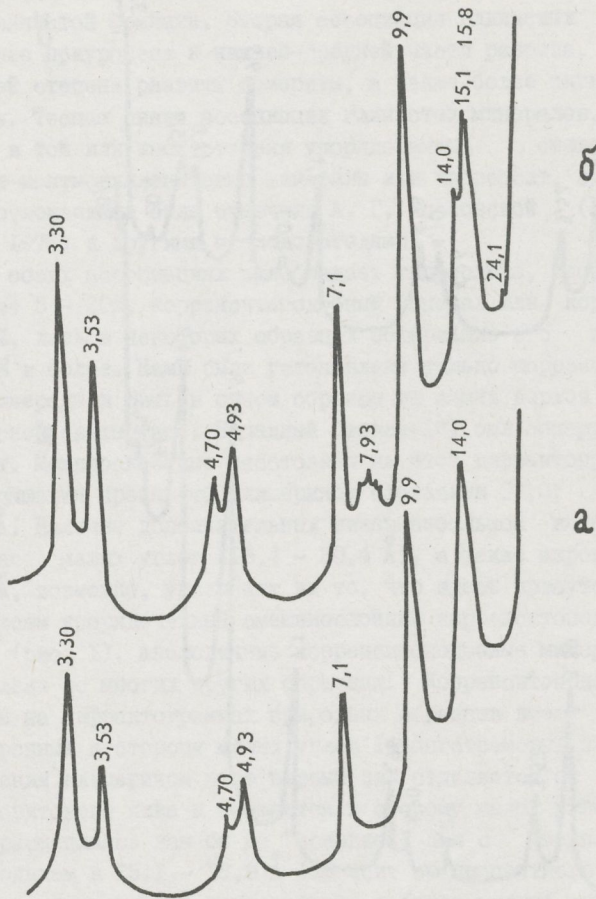
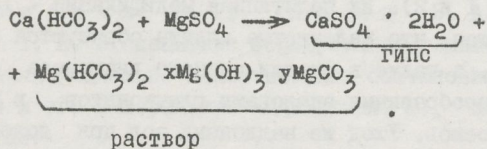


Рис. 2. Рентгенодифрактограмма фр.  $< 0,001$  мм загипсованного домерита (скв. Паланга-318а, обр. 66, гл. 788,2 м): а) природный, б) насыщенный глицерином. Железистый иллит, железисто-магнезиальный хлорит и не совсем упорядоченный смешанослойный хлорит-монтмориллонит.

той" загипсованной пачки: наиболее упорядоченные разности приурочены к наиболее крупно и хорошо окристаллизованным базальным гипсовым цементам песчаников. При появлении тонкозернистого материала степень упорядоченности смешанослойного минерала ухудшается и наибольшее распространение приобретают смешанослойные минералы с нерегулярным чередованием хлоритовых и монтмориллонитовых слоев с преимущественным преобладанием хлоритового компонента. В частности, этим объясняется отсутствие собственно упорядоченного корренсита в девонском комплексе Прибалтики, где на сульфатной стадии осолонения почти не накапливались крупнозернистые песчаные породы (Коссовская и др., 1975).

Образование глинистых магнезиальных минералов в карбонатно-сульфатных водоемах происходит в условиях известной реакции Гейцингера, представленной Н. М. Страховым в следующем виде (Страхов, 1962):



При образовании магнезиальных хлорит монтмориллонитовых минералов соли магния настолько активно вступают во взаимодействие с кремнеземом и алюминием, что магния на одновременное формирование с гипсом доломита почти не остается. Карбонаты в гипсоносных породах с корренситом и корренситоподобными минералами часто представлены кальцитом (Коссовская, Дриц, 1975).

По этой же самой причине и в связи с высокой концентрацией катионов магния в загипсованных породах всегда образуется железисто-магнезиальный или даже магнезиальный хлорит. Нами установлен железисто-магнезиальный хлорит с  $d/n(001) = 14,0 - 14,1 \text{ \AA}$ .

Нужно отметить, что железистые хлориты из некарбонатных глин и железисто-магнезиальные из доломитов и домеритов под



электронным микроскопом различаются по форме кристаллов. Первые имеют четкую прямоугольную форму (табл. XII; 1), а последние часто характеризуются несколько расплывчатой формой кристаллов (табл. XII; 2, 3).

Таким же индикаторным минералом гипсоносных доломитовых фаций является и Fe-иллит. В разрезе скв. Стонишкый Fe-иллит установлен в тесном парагенезисе с магнезиальными минералами группы корренсита и с железисто-магнезиальным хлоритом (Коссовская, Дриц, 1975; Коссовская и др., 1975). Подобную связь мы наблюдали и в ряде других разрезов Южной Прибалтики. А. Г. Коссовская также указывает, что Fe-иллит иногда встречается даже в виде миноминеральных образований в доломитовых глинах и мергелях.

На дифрактограммах Fe-иллит характеризуется серией целочисленных базальных отражений, несколько смещенных влево, в сторону больших углов, чем в обычном иллите, с  $d/n(001) \approx 9,9 \text{ \AA}$  (см. рис. 1 и 2). Их политипная модификация - 1M-1Md.

Предполагается, что железистые иллиты образуются в процессе седиментации, а также в стадии раннего диагенеза осадков. Они являются своеобразными аналогами глауконитов в условиях осолоненных водоемов. Уход из наддонных вод при доломитообразовании двухвалентных катионов кальция и магния создает условия относительного обогащения наддонных вод калием. Калий вступает в реакцию с силикатными компонентами, присутствующими в растворе, и происходит синтез железистого иллита. В случае обогащения растворов магнием и неполной его реализации при осаждении доломита параллельно образуются хлорит или неупорядоченные смешанослойные хлорит-монтмориллонитовые минералы. В гипсах, где весь магний реализуется на формирование корренсита, а не карбонатов, относительное количество железистых иллитов уменьшается (Коссовская и др., 1975).

Проведенные нами анализы глинистой фракции пород лядайской свиты вполне подтверждают выводы, сделанные А. Г. Коссовской, В. А. Дрицем, К. Утсалом и другими исследователями о диагенетическом образовании минералов группы корренсита и железистого иллита в осолоняющемся бассейне аридной области на

территории Прибалтики. Следует подчеркнуть, что в разрезе отложений лядайской свиты неупорядоченные и не совсем упорядоченные смешанослойные минералы группы корренсита и Fe-иллит довольно широко распространены в западной части описываемого региона (на территории Западной Литвы и Калининградской области РСФСР) и в меньшей степени – в восточной, где, видимо, бассейн осадконакопления был несколько опреснен впадающими реками. Поэтому и породы в последней в меньшей степени загипсованы. Сырьем для минералов группы корренсита, как и для Fe-иллита, мог служить в эвапоритовых бассейнах любой алюмосиликатный материал, в том числе и обломочные слюды (Коссовская и др., 1975).

### Литература

- Коссовская А. Г., Дриц В. А., Соколова Т. Н. О специфике формирования глинистых минералов в разных фациально-климатических обстановках. – В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М., "Наука", 1971, с. 35 – 53.
- Коссовская А. Г., Соколова Т. Н., Дриц В. А., Сахаров Б. А. Парагенезы и история формирования глинистых минералов в бассейнах начальной стадии эвапоритовой седиментации. – В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М., "Наука", 1975, с. 278 – 296.
- Коссовская А. Г., Дриц В. А. Кристаллохимия диоктаэдрических слюд, хлоритов и корренситов как индикаторов геологических обстановок. – В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М., "Наука", 1975, с. 60 – 69.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. III. М., изд-во АН СССР, 1962. 208 с.
- Утсал К. О глинистых минералах среднедевонских отложений Эстонии. – Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1968, № 3, с. 300 – 304.



DIAGENEETILISED SAVIMINERAALID LÕUNA-BALTIKUMI  
KESKDEVONI LEDAI KIHISTUS

R. Simaškaite, P. Šimkevičius

Resümee

Käsitletakse diageneetiliste savimineraalide kujunemise iseärasusi Lõuna-Baltikumi ledai kihistu (narva lademe all-osa) kivimites. Vaadeldava 100 m kogupaksusega kihistu läbi- lõikes esinevad siin nii kemogeensed kui terrigeensed kivi- mid: kipsi sisaldavad dolomiidid, domeriidid, savid ja pee- neteralised liivakivid. Savikomponendi koostises on erista- tavad kaks iseseisvat mineraalikooslust : 1) hüdrovilk - klo- riitne; 2) hüdrovilk (Fe-illiit) - kloriit - korrensiitne. Tõsi, viimatinimetatud kloriit-montmorillonitne mineraal esineb enamasti halvasti korrastatud segakihtstruktuurina, harva tüüpilise korrensiidina. Esimene kooslus on seotud peamiselt savikivimitega, teine - dolomiitide, domeriitide ja liivakividega. Territoriaalselt on täheldatav korrensiidi tüüpi diageneetiliste mineraalide sagedasem esinemine lääne- poolsemates läbilõigetes, mis on seletatav paleogeograafilise põhjusega - basseini vee soolsuse pideva vähenemisega ida suunas.

Näidatakse, et korrensiidi, Fe-illiidi ja Fe-Mg-kloriidi esinemine ledai kihistus on heas kooskõlas teadaolevate and- metega nende mineraalide diageneetilise kujunemise kohta teiste alumosilikaatide baasil karbonaat-sulfiidse minerali- satsiooniga evaporiitsetes basseinides.

# DIAGENETIC CLAY MINERALS IN THE MIDDLE-DEVONIAN LEDAL SUITE DEPOSITS OF THE SOUTH BALTIC REGION

R. Simeškaite, P. Šimkevičius

## Summary

The mineralogical composition of pelite fraction of rocks and the environmental conditions of the diagenetic formation of clay minerals were examined in Ledai suite deposits of the South Baltic region. The section of deposits consists of gypsiferous dolomites, marls and domerites interstratified with clays and sandstones. The fine fraction ( $<0.001$  mm) of various rocks was examined by X-ray diffractometer and transmission electron microscope. The two following associations of clay minerals were determined:

- 1) illite - chlorite;
- 2) Fe-illite - chlorite - irregular or semi-regular mixed-layer corrensitelike chlorite-montmorillonite mineral, sometimes regular mixed-layer mineral (corrensite).

The first association of clay minerals was found in clays, the second one - in other rocks. The irregular or semi-regular mixed-layer chlorite-montmorillonite minerals were identified on X-ray diffraction patterns, where they produced broad 16.1-24.4 Å, 15.1-15.8 Å and 7.76-8.03 Å peaks after the solvation by glycerine and one 14.2 Å peak in an untreated sample. The mixed-layer chlorite-montmorillonite mineral with some semblance of regularity (corrensite) was found in one sample together with the second association of clay minerals. It was identified by sharp 28.0 Å and 14.2 Å peaks in the untreated sample and 32.0 Å, 15.9 Å and 8.03 Å peaks after solvation by glycerine.

Electron microscopical investigations revealed the different shape of chlorite crystals in different rocks. Fe-chlorite crystals in non-carbonate rocks had a regular right-angle form, while the Fe-Mg-chlorite crystals in dolo-



mites and domerites had often irregular edges.

The origin of Fe-illites, Fe-Mg-chlorites and corrensite group minerals in the deposits of the Ledai suite is connected with the diagenetic transformation of Al-silicates in an evaporite-basin under the effect of carbonate-sulphate mineralization.

## СОДЕРЖАНИЕ

|                                                                                                                                                  |     |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Предисловие . . . . .                                                                                                                            | 3   |
| ✓ П и р р у с Э.А. Основные процессы аутигенного минералообразования в терригенных отложениях венда и кембрия Северной Прибалтики . . . . .      | 5   |
| Н а р б у т а с В.В. Роль вторичных изменений в литогенезе терригенных пород девона ( $D_{I-2}$ ) Южной Прибалтики . . . . .                     | 25  |
| К у р ш с В.М. Конкреционный комплекс лодеской свиты верхнего девона . . . . .                                                                   | 37  |
| ✓ П и р р у с Э.А. Сидеритовая минерализация в котлинской свите — характерный процесс диагенеза в поздневендских глинах . . . . .                | 56  |
| ✓ Р я т с е п М.Х. К морфологии зерен глауконита в нижнекембрийских отложениях Северной Прибалтики . .                                           | 78  |
| ✓ Б и т ю к о в а Л.Я. Некоторые особенности геохимии малых элементов в осадочных пиритах венда и кембрия Прибалтики . . . . .                   | 93  |
| ✓ К а л л а с т е Т.Э., П и р р у с ✓ Э.А. Первые результаты структурного изучения осадочных пиритов венда и кембрия Прибалтики . . . . .        | 110 |
| С и м а ш к а й т е Р.И., Ш и м к я в и ч ю с П.И. Диагенетические глинистые минералы лядайской свиты среднего девона Южной Прибалтики . . . . . | 123 |



## SISUKORD

|                                                                                                                                                                   |     |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Eessõna . . . . .                                                                                                                                                 | 3   |
| P i r r u s , E. Autigeense mineraalitekke põhijooni<br>Põhja-Baltikumi vendi ja kambriumi terrigeensetes<br>settekivimites. Resümee. . . . .                     | 22  |
| N a r b u t a s , V. Sekundaarsete muutuste tähtsusest<br>Lõuna-Baltikumi devoni terrigeensete kivimite li-<br>togeneesil. Resümee. . . . .                       | 34  |
| K u r š , V. Konkretsioonikompleks ülemdevoni lode<br>kihistus. Resümee. . . . .                                                                                  | 53  |
| P i r r u s , E. Sideriitne mineralisatsioon kotlini<br>kihistus - iseloomulik diagenesiprotsess hilis-<br>vendi savides. Resümee. . . . .                        | 76  |
| R ä t s e p , M. Glaukoniiditerade morfoloogiast Põh-<br>ja-Baltikumi alankambriumi kihtides. Resümee. . . .                                                      | 91  |
| B i t j u k o v a , L. Mikroelementide geokeemiast<br>Baltikumi vendi ja kambriumi settelistes püriiti-<br>des. Resümee. . . . .                                  | 108 |
| K a l l a s t e , T., P i r r u s , E. Baltikumi vendi<br>ja kambriumi setteliste sulfiidide röntgenistruk-<br>tuurse uurimise esimesi tulemusi. Resümee. . . . . | 120 |
| S i m a š k a i t e , R., Š i m k e v i č i u s , P.<br>Diageneetilised savimineraalid Lõuna-Baltikumi<br>keskdevoni ledai kihistus. Resümee. . . . .             | 130 |

## CONTENTS

|                                                                                                                                                                         |     |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Foreword . . . . .                                                                                                                                                      | 3   |
| P i r r u s , E. Main features of the authigenic mineralization of North Baltic Vendian and Cambrian terrigenous rocks. Summary . . . . .                               | 23  |
| N a r b u t a s , V. The importance of secondary changes in the lithogenesis of South Baltic Devonian terrigenous rocks. Summary . . . . .                              | 35  |
| K u r ŝ , V. The concretion-bearing complex in the Lode Formation of the Upper Devonian. Summary . . . . .                                                              | 54  |
| P i r r u s , E. Sideritic mineralization in the Kotlin Formation - a characteristic diagenetic process in Late Vendian clays. Summary . . . . .                        | 76  |
| R ä t s e p , M. Morphology of glauconite grains in Lower Cambrian deposits of the northern Baltic Area. Summary . . . . .                                              | 91  |
| B i t y u k o v a , L. On the geochemistry of microelements in Baltic Vendo-Cambrian sedimentary pyrites. Summary . . . . .                                             | 108 |
| K a l l a s t e , T., P i r r u s , E. The first results of the X-ray diffraction analysis of the Baltic Vendian and Cambrian sedimentary sulphides. Summary . . . . .  | 121 |
| S i m a ŝ k a i t e , R., Š i m k e v i ċ i u s , P. Diagenetic clay minerals in the Middle Devonian Ledai suite deposits of the South Baltic region. Summary . . . . . | 131 |



АКАДЕМИЯ НАУК ЭСТОНСКОЙ ССР. Институт геологии.

Прибалтийское отделение межведомственного литологического комитета АН СССР.

Аутигенные минералы терригенных отложений Прибалтики. На русском яз. Редакционно-издательский совет АН ЭССР, Таллин.

Редактор А. Войт. Подписано к печати 31.07.81. Печатная бумага № 2, 30х40/8. Печатных листов 8,5 + 7 приложений. Условно-печатных листов 7,9. Учетно-издательских листов 6,51. Тираж 500. МВ-07987. РИСО АН ЭССР, Таллин, ул. Сакала, 3. Ротап rint АН ЭССР, Таллин, ул. Сакала, 3. Заказ № 149.

Цена 1 руб.

12 F







Цена I руб.

III - F

# АУТИГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИБАЛТИКИ



ТАЛЛИН 1981



# АУТИГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИБАЛТИКИ

П Р И Л О Ж Е Н И Е



414  
546-

vt  
369

369-  
5113-



ТАБЛИЦА I

Пестроцветность и конкреции сидерита

- 1. Неправильно-пятнистое восстановление окисных форм железа вдоль слоистости — по присыпкам грубозернистого материала. Гдовская свита. Скв. Ф-193 Сиртси, гл. 260,0 м. Уменьшено в 1,5 раза.
- 414-111 2. Ореол восстановления и выноса железа вдоль вертикальной трещины, заполненной алевритовым материалом, в плоскости, параллельной слоистости. Воронковская свита. Скв. Ф-158 Паюсте, гл. 266 м. Уменьшено в 4 раза.
- 546-12 3. То же, общий вид образца.
- 04 369-426 4. Изометрическая и линзовидная конкреции сидерита в тонко-слоистой глине котлинской свиты. Скв. 8 Корытно, гл. 498,5 м. Натуральная величина.
- 369-200 5. Фрагмент вытянуто-линзовидной конкреции сидерита с реликтами обесцвеченных глинистых пленок. Котлинская свита. Скв. Костово, гл. 366,0 м. Увеличено в 1,5 раза.
- 513-6

ТАБЛИЦА II

Глауконит

1. Скопление глауконита на валиках волновой ряби. Люкатиская свита. Обн. Кунда. Уменьшено в 5 раз.
2. Горизонтальная и слабонаклонная слоистость в алевролите, маркированная присыпками глауконита. Люкатиская свита. Обн. Савиранна. Натуральная величина.
3. Накопление обогащенного глауконитом алевролита в карманообразном углублении — в останце пляжевого фестона (?) — в светло-сером алевролите. Люкатиская свита. Обн. Савиранна. Натуральная величина.

ТАБЛИЦА III

Хемогенные фосфаты

1. Линза рыхлого светло-серого фосфата в глине. Лонтоваская свита. Обн. Копли.
2. Нечетко-оконтуренное линзовидное гнездо фосфата в глине лонтоваской свиты. Обн. Никольское, Ленинградская обл. Натуральная величина.
3. Конкреция фосфата, образовавшаяся по фосфатным фрагментам створок брахиопод и трилобитов в подошве алевролитового слоя. Люкатиская свита. Обн. Савиранна. Натуральная величина.

ТАБЛИЦА IV

Сульфиды диагенетические

1. Конкреционный агрегат пирита, сформировавшийся по спиральному ходу илороющего организма. Лонтоваская свита. Скв. Ф-153 Амбла, гл. 222,8 м. Увеличено в 2 раза.

— 2. Плоские пиритизированные ходы илороющих организмов в глине лонтоваской свиты. Скв. Костово, гл. 233,0 м. Натуральная величина.

3. Неправильно-тонкоплечные агрегаты микрокристаллов пирита на плоскостях напластования глин лонтоваской свиты. Скв. Ф-147 Кандле, гл. 67,0 м. Натуральная величина.

— 4. Сфероидальная конкреция пирита в массивном пелитовом алевролите. Гдовская свита. Скв. Ф-169 Мерикюла, гл. 168,0 м. Натуральная величина.

5. Продольный разрез конкреции пирита — видны трещины синерезиса, ориентированные в двух перпендикулярных плоскостях. Часть трещин заполнена кальцитом. Люкатиская свита. Обн. Колгакюла. Натуральная величина.

6. Продольный разрез конкреции пирита. Ядровая часть представлена скрытокристаллическим, периферийная — крупнокристаллическим агрегатами минерала. Люкатиская свита. Обн. Колгакюла. Натуральная величина.

#### ТАБЛИЦА V

##### Сульфиды катагенетические

1. Многоцентровая плоская (корообразная) конкреция с колломорфно-округленной поверхностью на плоскости напластования алевролита. Тискреская свита. Обн. Мурасте.

2. Неправильно-вытянутая конкреция пирита в трещине алевролита. Люкатиская свита. Обн. Савиранна.

#### ТАБЛИЦА VI

##### Гетитовые оолиты, шамозит

1. Оолитовая структура бурой железной руды ирбенской свиты. Скв. Стирнас, гл. 1168,0 м. Увеличено в 4 раза.

— 2. Гладкоповерхностный оолит гетита из бурой железной руды ирбенской свиты. Скв. Эммасте, гл. 233,5 м. Увеличено в 400 раз.

3. Листочек шамозита из прослоя темно-зеленого цвета в зоне выклинивания бурых оолитовых руд. Скв. Добеле, гл. 1526,0 м. Увеличено в 400 раз.

Нарбутас В. В.

#### ТАБЛИЦА VII

##### Структуры и типы цемента в песчаниках

1. Обр. 48, скв. Дворики-2, гл. 1171,3 м, нижний девон, виешвилль-ская серия; конформация зерен кварца, поровый каолининовый и регенерационный цемент соприкосновения; николи =. Увеличено в 100 раз.



2. Обр. 29, скв. Паланга-318а, гл. 910,5 м, нижний девон, виеситская свита; песчаник, цементированный смешанным глинисто-карбонатным цементом, срастание кластических зерен кварца совместно с разрушением микроагрегатного кварца; николи +. Увеличено в 150 раз.

3. Обр. 1, скв. Лиепкальнис, гл. 632,0 м, средний девон, пярнуская свита; песчаник зеленовато-серый, разномзернистый, с неравномерно окатанными зернами от округленно-изометрических до удлиненных угловатых, цементированный базальным доломитовым цементом, корродирующим кластические зерна кварца и полевых шпатов; николи =. Увеличено в 150 раз.

## ТАБЛИЦА VIII

### Структуры и типы цемента в песчаниках и конгломерате

1. Скв. 9 Неманской площади, гл. 922,15 м, нижний девон, виешвилльская серия; песчаник светло-серый, полевошпатово-кварцевый с поровым каолинизовым и доломитовым цементом; николи =. Увеличено в 400 раз.

2. Обр. 39, скв. Паланга 318а, гл. 930,5; нижний девон, шяшувская свита; песчаник разномзернистый с желваковой гипсовой цементацией ранней стадии катагенеза. Базально-поровым гипсовым пойкилитовым цементом и коррозией почти незатронуты зерна чистого и микроагрегатного кварца; николи +. Увеличено в 150 раз.

3. Обр. 12, скв. Гагрждай-19, гл. 952—956 м, средний девон, пярнуская свита; конгломерат — галька мергелей, окатыши глин, конкреции гидроокислов железа и обломки костей рыб заключены в песчанике, сцементированном глинисто-доломитовым цементом; кластический материал очень разнородный по степени окатанности; николи +. Увеличено в 100 раз.

Рятсеп М. Х.

## ТАБЛИЦА IX

### Морфологические типы и подтипы зерен глауконита Микроконкреционные зерна с округленно-выпуклыми краями (тип I)

1. Почковидно-лопастные зерна с макротрещинами-бороздками на всей поверхности зерен (подтип I<sup>1</sup>); 0,25—0,5 мм, люкатиская свита, скв. Козравере, гл. 143,0 м.

2. Почковидно-лопастные зерна с макротрещинами-бороздками в основном на одной стороне зерен (подтип I<sup>2</sup>); 0,5—1,0 мм, люкатиская свита, скв. Козравере, гл. 143,0 м.

3. Почковидно-лопастные зерна со следами давления, в основном, на более светлой стороне зерна (подтип I<sup>3</sup>); 0,25—0,5 мм, люкатиская свита, скв. Козравере, гл. 143,0 м.

## ТАБЛИЦА X

Морфологические типы и подтипы зерен глауконита.  
Микроконкреционные зерна с округленно-выпуклыми краями  
(тип I)

4. Зерна со следами давления соприкасавшихся кластогенных зерен и ясными макротрещинами-бороздками (подтип I<sup>4</sup>); 0,25—0,5 мм, люкатиская свита, обн. Вока.

5. Зерна со следами давления соприкасавшихся зерен (подтип I<sup>5</sup>); 0,25—0,5 мм, люкатиская свита, обн. р. Кунда.

6. Зерна с гладкой поверхностью, без характерных скульптурных элементов (подтип I<sup>6</sup>); 0,25—0,5 мм, лонтоваская свита, скв. Ка-васту, гл. 157,0—158,4 м.

## ТАБЛИЦА XI

Морфологические типы и подтипы зерен глауконита

7. Микроконкреционные зерна комковатого облика с угловатыми краями и глубокими следами давления (тип II); 0,25—0,5 мм, лонтоваская свита, скв. Парила, гл. 149,0 м.

8. Агрегатные зерна-сгустки (тип III); 0,25—0,5 мм, люкатиская свита, обн. Кунда.

9. Червообразные зерна (тип IV); 0,25—0,5 мм, люкатиская свита, обн. Вока.

Симашкайте Р. И., Шимкявичюс П. И.

## ТАБЛИЦА XII

Электронно-микроскопические снимки глинистых минералов  
лядайской свиты

7. Скопление кристаллов железистого хлорита прямоугольной формы и гидрослюды. Скв. Дворики-2, обр. 90, гл. 1069,0 м, аргиллит. Увеличено в 6000 раз.

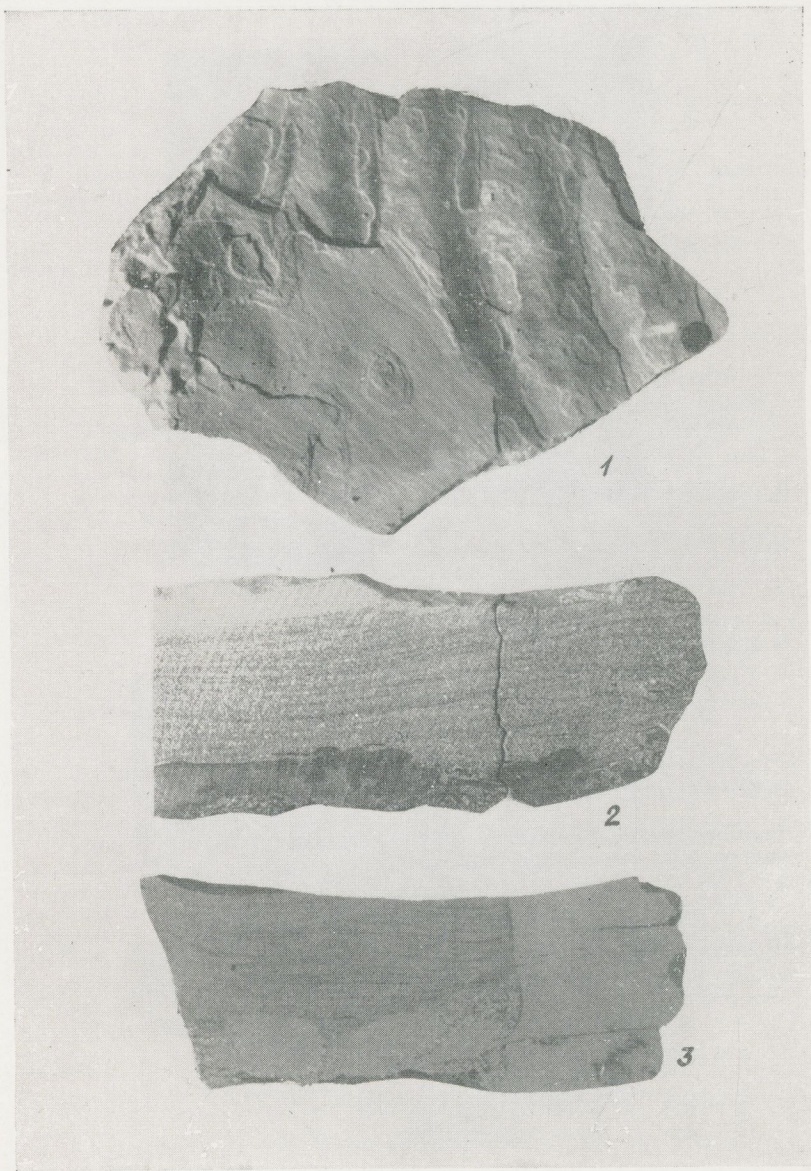
2. Кристаллы неправильных форм железисто-магнезиального хлорита, железистого иллита и неупорядоченного смешанослойного хлорита-монтмориллонита. Скв. Дворики-2, обр. 91, гл. 1070,5 м, аргиллит карбонатный. Увеличено в 6000 раз.

3. Кристаллы неправильных форм железисто-магнезиального хлорита, железистого иллита и не совсем упорядоченного смешанослойного хлорита-монтмориллонита. Скв. Паланга-318-а, обр. 61, гл. 760,8 м, глина алевроитовая, карбонатная. Увеличено в 6000 раз.

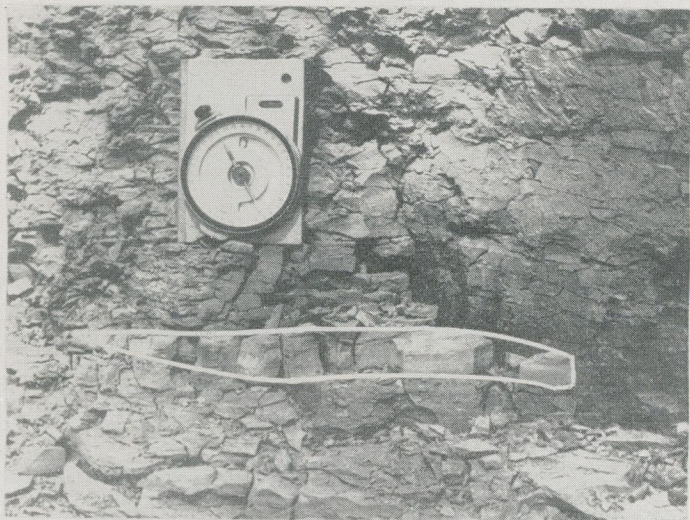




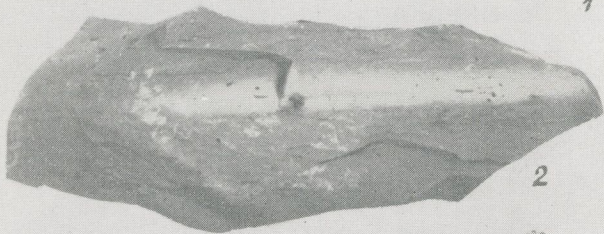
ТАБЛИЦА II







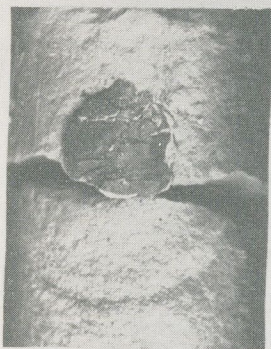
1



2



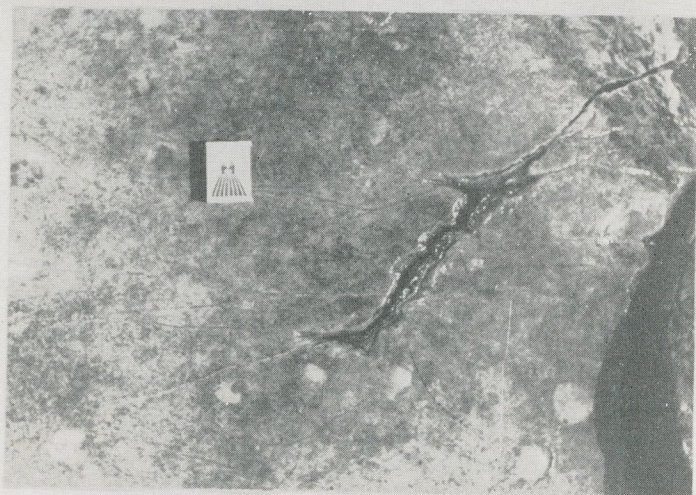
3







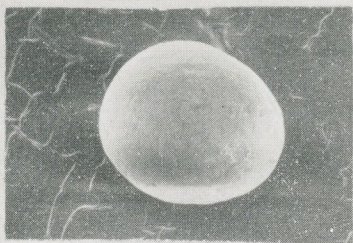
1



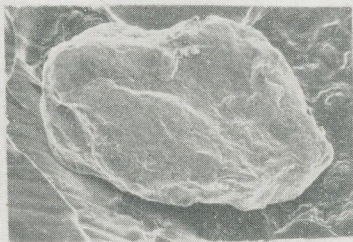
2



1

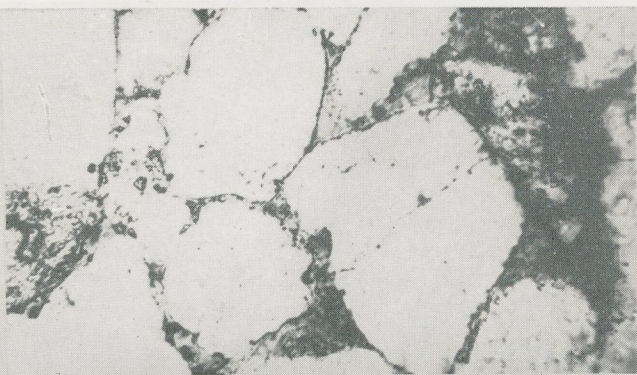


2



3

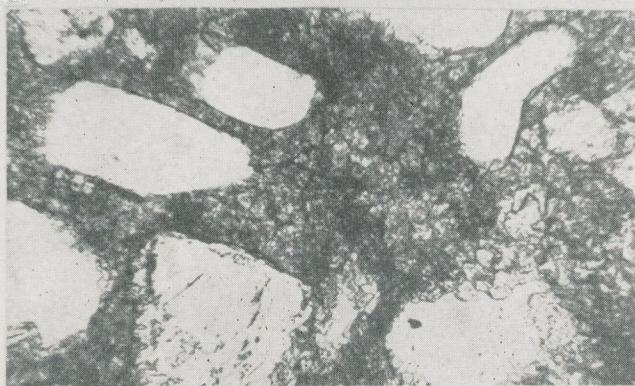




1



2

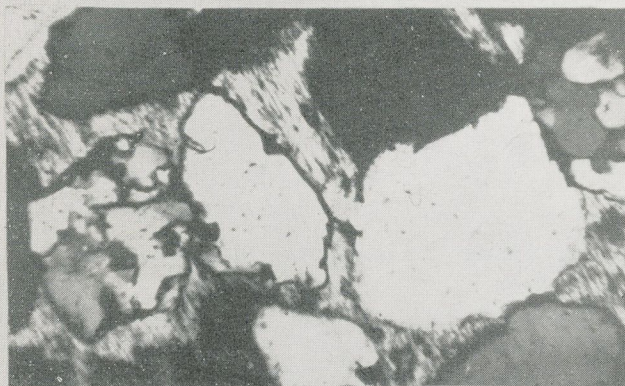


3

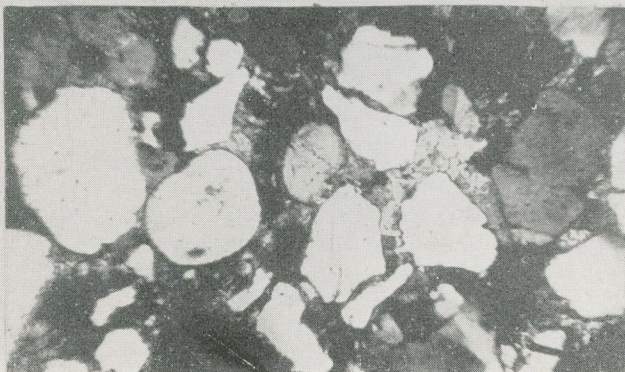




1

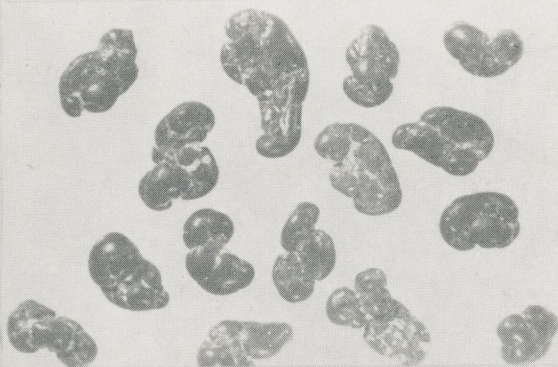


2



3

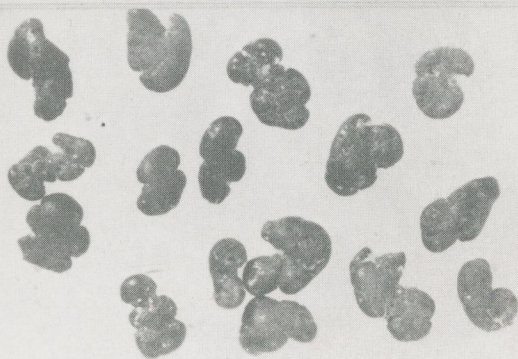




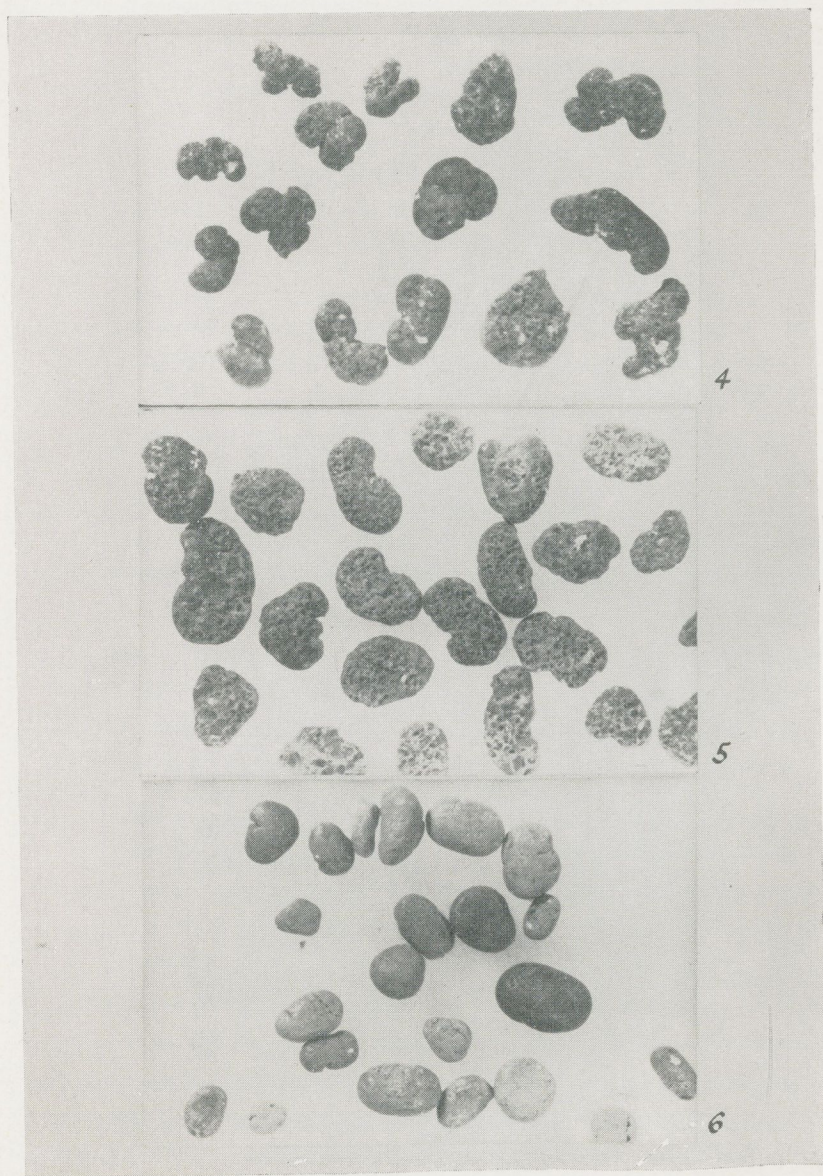
1



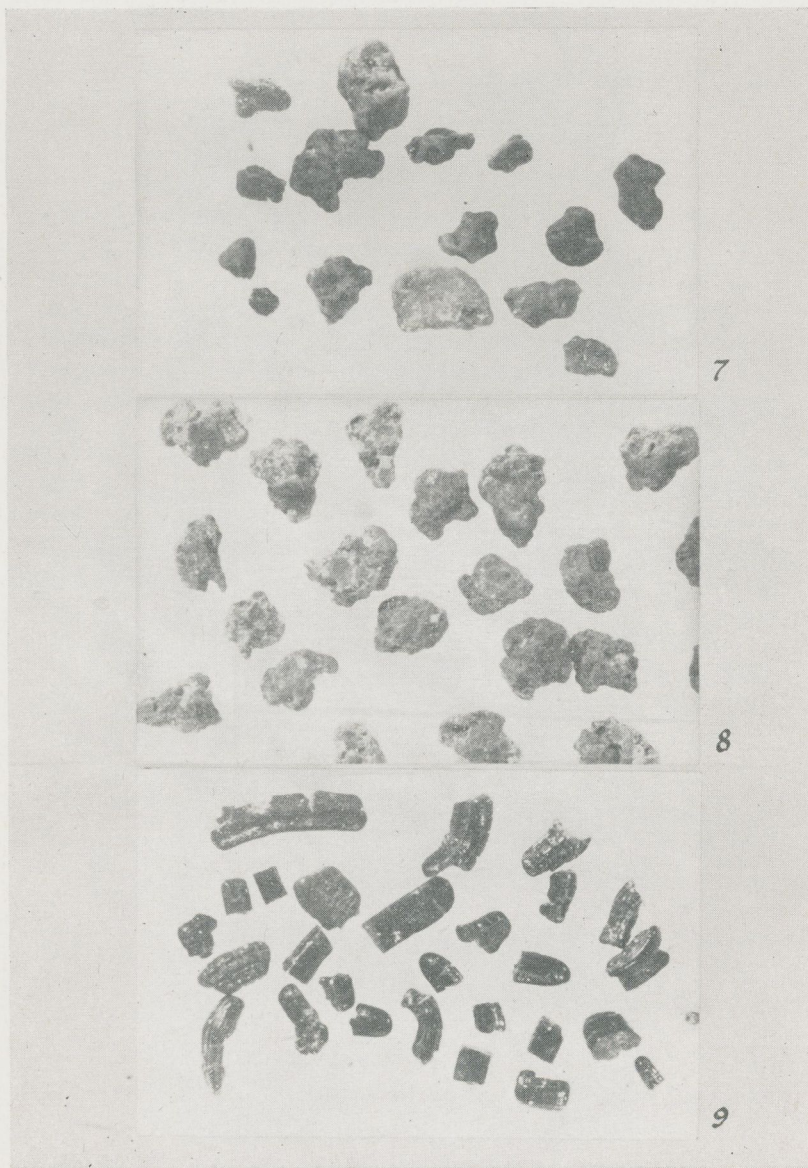
2

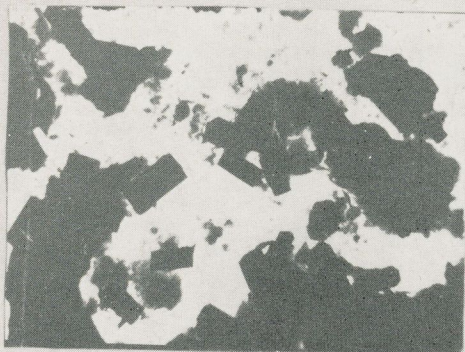


3

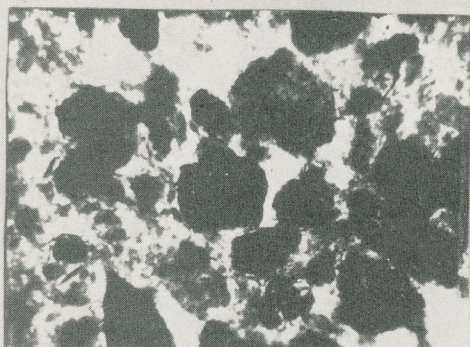




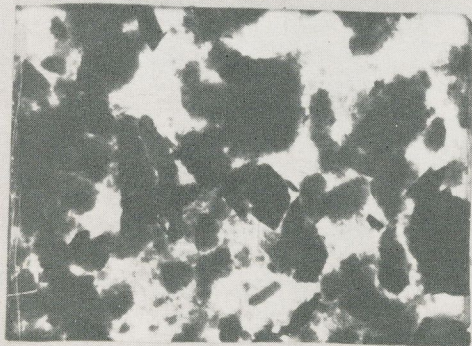




1

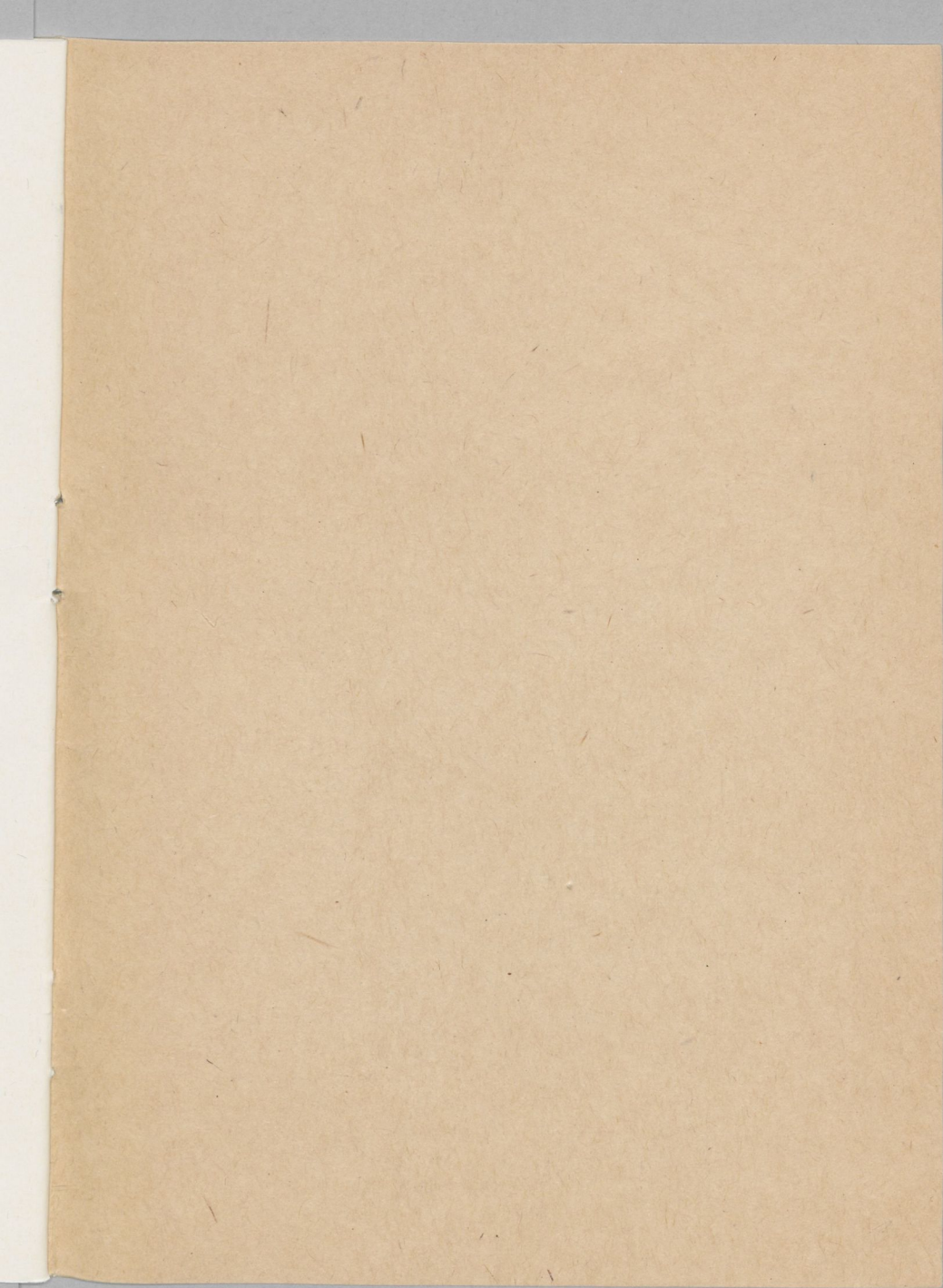


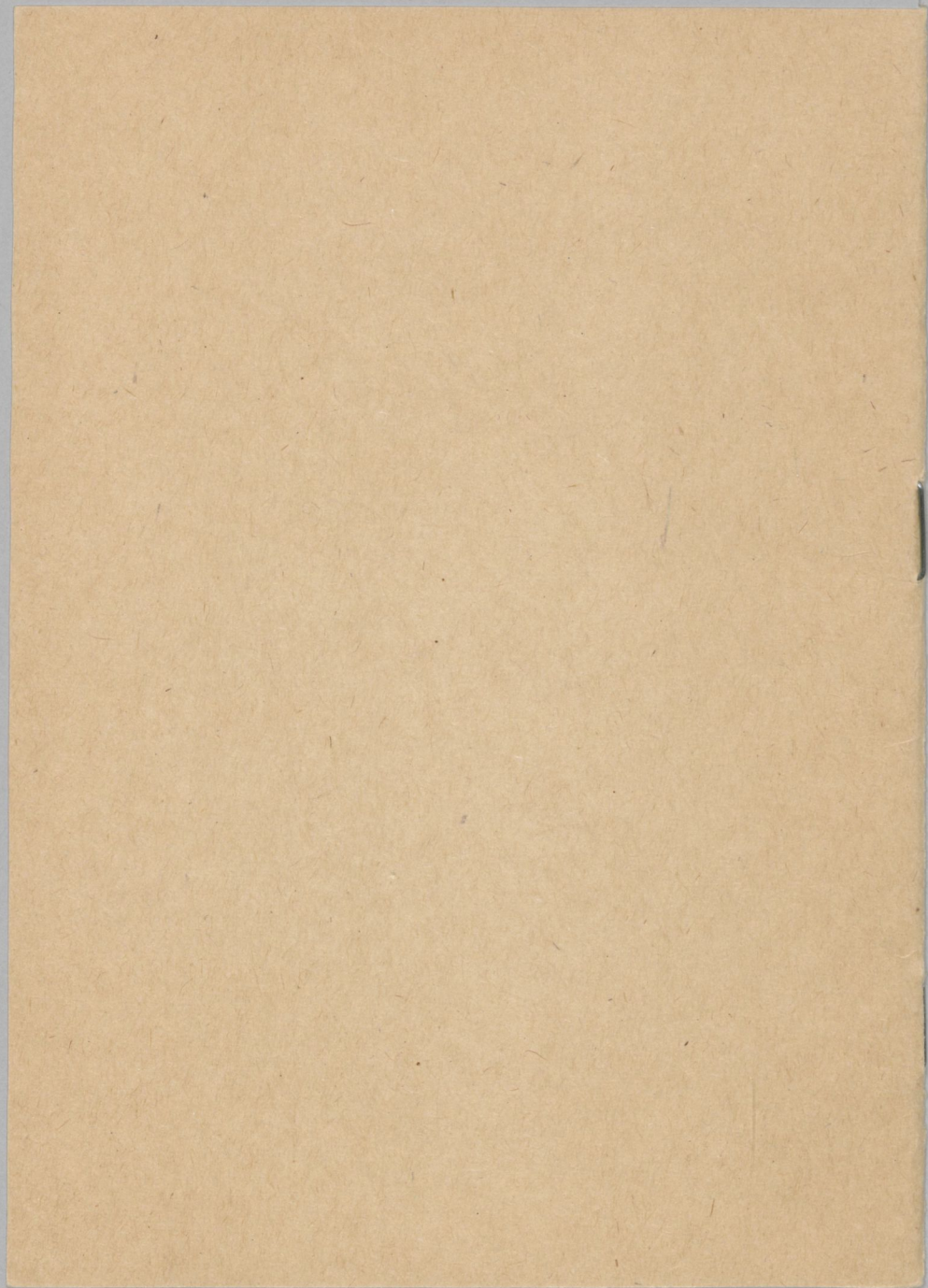
2



3









АУТИГЕННЫЕ  
МИНЕРАЛЫ  
ТЕРРИГЕННЫХ  
ОТЛОЖЕНИЙ  
ПРИБАЛТИКИ

П Р И Л О Ж Е Н И Е

