

Т. КИЙПЛИ

О ГЕНЕЗИСЕ ДОЛОМИТОВ ОРДОВИКА И СИЛУРА В ЗОНЕ КОНТАКТА С ПЕРЕКРЫВАЮЩИМИ ОТЛОЖЕНИЯМИ ДЕВОНА

Карбонатные породы ордовика и силура перекрываются в Южной Эстонии терригенными и терригенно-карбонатными породами среднего девона. Верхняя часть карбонатных пород представлена вторичными доломитами (Вингисаар, Таалманн, 1974), и доломитизированы также выходы карбонатных пород на протяжении около 40 км севернее современной границы девонских отложений. Мощность доломитизированных пород изменяется от нескольких до 50 м, а в венлокских толщах достигает нередко 100 м и более (Вингисаар, Таалманн, 1974). Доломитизированный слой прерывистый — в нем отмечаются небольшие ареалы распространения известняков: 1) в скважинах Лаэва и Каагвере; 2) под девонскими породами в Северо-Восточной Эстонии; 3) в южной и юго-западной части острова Сааремаа. Выделяется также район относительно слабой доломитизации в зоне Мынисте-Локновского поднятия (Вингисаар, Таалманн, 1974).

В целях прогнозирования карбонатных полезных ископаемых Эстонской ССР под руководством автора составлена более детальная карта доломитизации ее карбонатных пород (рис. 1—3), которая составлена на основании химических и спектральных определений содержания магния в верхней двадцатиметровой части разреза карбонатных пород. Использовалось около 10 000 анализов из 993 точек (541 скважина, 393 обнажения, 59 месторождений). Карта в основном хорошо совпадает с ранее опубликованной (Вингисаар, Таалманн, 1974), но отличается некоторыми деталями. Во-первых, установлен постепенный переход от доломитовых разрезов к известняковым, что позволяет выделить между ними полосу переслаивания карбонатных пород различного состава шириной 15—30 км. Во-вторых, в пределах распространения доломитизированных пород выделены дополнительные участки с известняками (рис. 2 и 3). В-третьих, установлено, что конфигурация площадей развития доломитов и доломитизированных пород не совпадает с тектоническими нарушениями. В некоторых случаях рядом с последними доломитизация выражена слабее, чем вдали от них или вовсе отсутствует (рис. 2—4). Такая закономерность отличается от ранее установленной закономерности пространственного совпадения доломитизации с зонами тектонических нарушений в Северо-Восточной Эстонии (Вахер и др., 1962).

О вторичной природе доломитизации в рассматриваемой зоне свидетельствуют явные признаки замещения первичного известкового материала — пористость и кавернозность по скелетным остаткам морских организмов. Глубже слоя доломитизации и на площадях распространения известняков встречаются недоломитизированные аналоги этих пород, узнаваемые по текстурным и структурным признакам. Нижняя граница зоны доломитизации пересекает стратиграфические

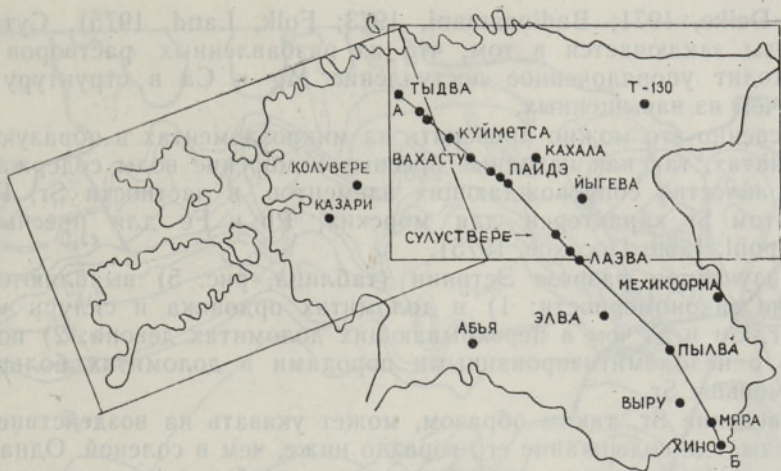


Рис. 1. Схема расположения карт (рис. 2 и 3) геологического разреза по линии А—В (рис. 4) и изученных скважин.

границы от нижнего ордовика до верхнего силура включительно (рис. 2—4), что доказывает образование доломитов за счет известняков в стадии катагенеза.

О деталях генезиса доломитов в рассматриваемой зоне высказывались различные мнения. С. Г. Вишняков (1951, 1956), изучая доломитизацию в волховском горизонте нижнего ордовика Ленинградской области, объяснил образование доломитов просачиванием девонских сверхсоленых лагунных вод в залегающие ниже породы. Время доломитизации, по его мнению, — наровское (D_2). Э. Юргенсон (1970) выделила два покровообразных тела доломитов — одно в лландоверийских породах Средней Эстонии, второе в венлокских и лудловских породах Западной Эстонии. Источником магния она считала среднедевонские породы наровского горизонта и предполагала, что процесс доломитизации был длительным, но протекал в основном в последевонское время.

П. Вингисаар и В. Таалмани (1974) выдвинули предположение, что совпадение доломитизации по площади с распространением девонских пород не имеет прямой генетической связи, а контролируется Пярну-Наровской зоной тектонических нарушений, которая проходит по северной границе выхода девонских пород. Вероятным временем доломитизации эти авторы считают конец силура — начало девона.

Наиболее правдоподобной кажется точка зрения С. Г. Вишнякова, но как показывают геохимические расчеты, образование доломита под влиянием просачивающихся вниз сверхсоленых лагунных вод сопровождается осаждением большого количества гипса в лагуне (Adams, Rhodes, 1960). Поскольку в Эстонии в породах среднего девона обнаружены только следы гипса, то это объяснение не может быть полным. Выщелачивание магния из домеритов наровского горизонта (Юргенсон, 1970) кажется несостоятельным, поскольку данного элемента в них слишком мало. Маловероятно также мнение П. Вингисаара и В. Таалманна, так как доломитизация не всегда трассирует тектонические нарушения, а имеет более широкое распространение.

Автору настоящего сообщения представляется, что возможно еще одно объяснение возникновения доломитового слоя непосредственно под девонским покровом, а именно — доломитизация в зоне перемешивания просачивающихся вниз, в толщу породы морских вод и поступивших со стороны суши грунтовых и подземных вод. Работы такого содержания появились в печати в последние десятилетия (Hanshaw,

Back, Deike, 1971; Badiozamani, 1973; Folk, Land, 1975). Суть этой гипотезы заключается в том, что из разбавленных растворов легче происходит упорядоченное поступление Mg и Ca в структуру доломита, чем из насыщенных.

Косвенно это можно проверить на микроэлементах в образующихся карбонатах, так как исходные пресные и морские воды содержат разное количество сопровождающих элементов, в частности Sr, Pb, Fe. При этом Sr характерен для морских, Pb и Fe для пресных вод (Wedepohl, 1969; Посохов, 1975).

В изученном разрезе Эстонии (таблица, рис. 5) выявляются следующие закономерности: 1) в доломитах ордовика и силура меньше Mn, Sr, Cu и Y, чем в перекрывающих доломитах девона; 2) по сравнению с недоломитизированными породами в доломитах больше Mn и Fe, меньше Sr.

Поведение Sr, таким образом, может указать на воздействие пресной воды, где содержание его гораздо ниже, чем в соленой. Однако эти закономерности хорошо согласуются и с особенностями кристаллических структур кальцита и доломита. Как известно, структура доломита характеризуется меньшими межплоскостными расстояниями чем у кальцита, следовательно, при его образовании всегда облегчено вхождение в структуру мелких катионов Fe^{2+} и Mn^{2+} и затруднено вхождение крупных Sr^{2+} , Pb^{2+} .

В составе самого доломитизированного слоя наблюдаются слабо выраженные направленные изменения Sr и Mn (рис. 5). В одних случаях их содержание увеличивается кверху, в других книзу. Направленные изменения количества Fe удалось зафиксировать лишь в двух разрезах. Возможно, что такие направленные изменения содержания микроэлементов в доломитах свидетельствуют об аналогичных различиях в составе доломитообразующихся вод, что, в свою очередь, является следствием перемешивания морских и пресных вод.

На стыке доломитов с недоломитизированными известняками наблюдаются аномальные концентрации Mn и Pb, превышающие примерно в 5—10 раз содержание этих элементов в соседних пробах. Там же в единичных случаях наблюдаются аномалии Cu, Zn и Mo. Следовательно, на этом уровне действовал своеобразный геохимический барьер для скопления отдельных элементов. Поскольку на этом уровне не концентрируется железо, можно полагать, что окислительно-восстановительные условия были здесь выдержанными, и основным изменчивым параметром в этом барьере был pH.

Каков же был вероятный состав вод, обуславливающих рассматриваемую доломитизацию? С одной стороны, это были, несомненно, морские воды с высокой концентрацией Cl^- , Na^+ , SO_4^{2-} , Mg^{2+} , Sr^{2+} . Возможна и модифицированная морская вода с повышенным содержанием солей, поскольку в девоне отлагались доломиты и домериты, а также найдены следы гипса. С другой стороны, в береговую зону поступали пресные грунтовые, а из глубины выходили артезианские воды, состав которых в карбонатных породах, вероятно, был гидрокарбонатно-кальциевый. Экспериментальными работами установлено, что сульфат-ион сильно препятствует образованию доломита (Baker, Kastner, 1981), поэтому в зоне перемешивания вод обязательны сульфатредукционные процессы (бактерии).

Поскольку морская вода гяжелее пресной, она в береговой зоне просачивается по трещинкам, по слоям и порам породы вниз в сторону суши, ниже пресных грунтовых вод — т.е. зона перемешивания вод и доломитизации располагается под сушей. При передвижении береговой линии в ходе трансгрессии на северо-запад, перемещалась и зона доломитообразования, обуславливая формирование крупного

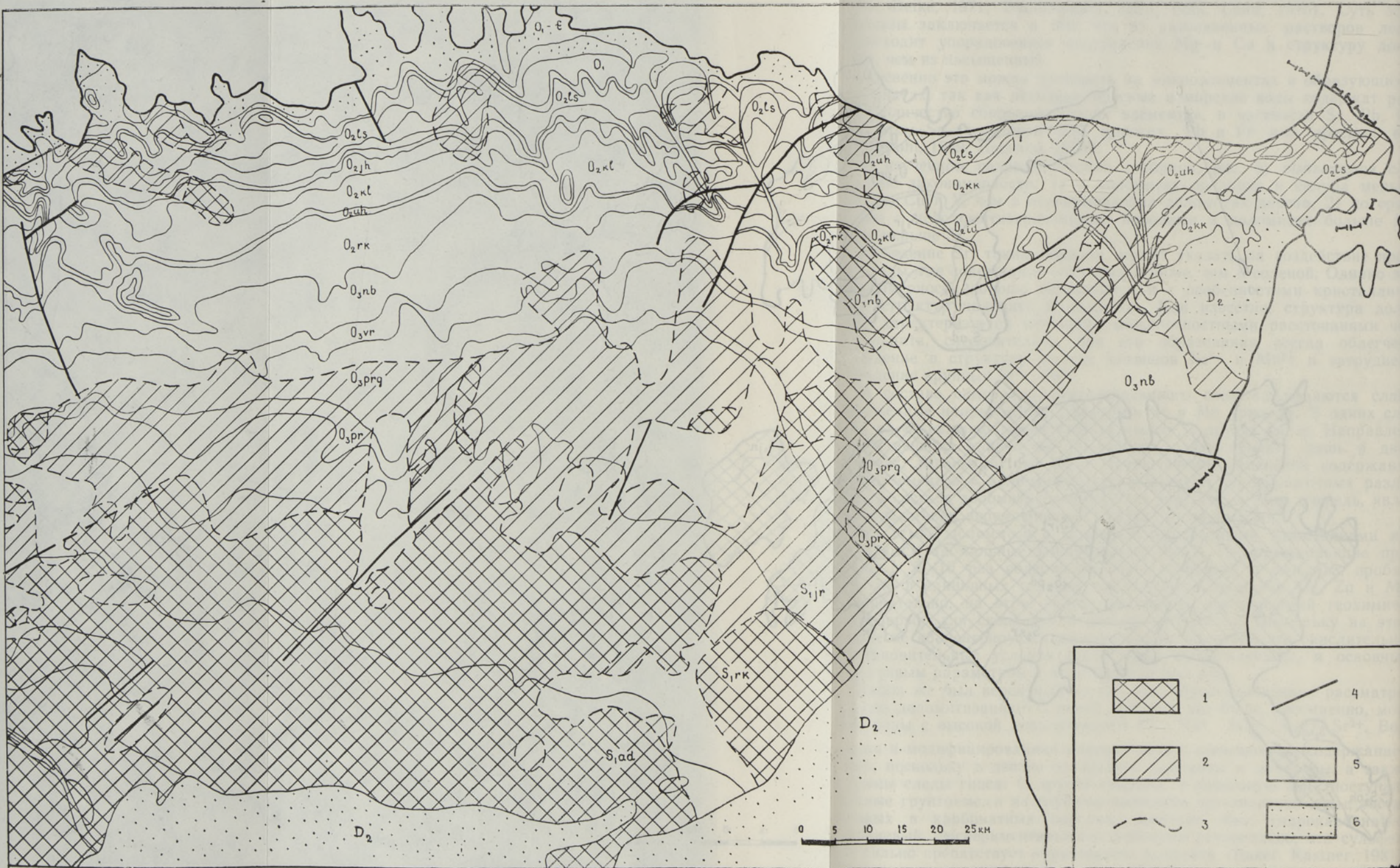


Рис. 3. Распространение доломитизации в поверхностном слое карбонатных пород ордовика и силура в Средней и Восточной Эстонии. 1 — доломиты; 2 — известково-доломитовые породы смешанного состава и переслаивание известняков и доломитов; 3 — литологические границы; 4 — тектонические нарушения; 5 — известняки; 6 — терригенные и терригенно-карбонатные породы кембрия, нижнего ордовика и среднего девона.

Содержание некоторых микро- и макрокомпонентов в доломитах
и недоломитизированных породах

Стратиграфический горизонт и место отбора проб	Число проб	г/г											%									
		Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Pb	Zn	Y	Yb	Sr	Ba	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SiO ₂	
Доломиты нарвовского горизонта (<i>D₂ nr</i>)	7	490	22	19	4400	7,3	19	11	12	41	14	0,8	220	43	1,2	1,2	20	27	<0,1	0,6	4,7	
Доломиты в верх- ней части ордовик- ско-силурийских карбонатных пород	5	380	18	23	1900	<4	13	5,3	27	42	5,6	<0,8	52	77	1,4	1,8	17	26	<0,1	0,7	8,6	
	4	760	17	28	440	<4	16	4,9	14	79	6,9	<0,8	97	88	1,5	1,3	14	34	<0,1	0,9	9,9	
О _{2пб} скв. Мехи- коорма	6	420	13	32	5400	5,5	15	6,4	13	40	4,7	<0,8	150	86	1,2	1,4	18	28	<0,1	0,9	5,4	
Известняки — первичные аналоги доломитов	6	760	15	21	190	<4	13	4	14	62	16	0,7	320	89	1,6	1,1	1,1	>35	<0,1	0,8	15	
	24	940	15	30	220	<4	17	5	13	65	9,4	0,7	420	130	2,7	1,1	2,2	>35	0,1	1,0	13	
О _{2рк} скв. Мехи- коорма	2	610	12	16	1400	<4	12	3,8	20	28	3	<0,8	320	58	1,5	0,7	1,4	>35	0,1	0,8	5,1	

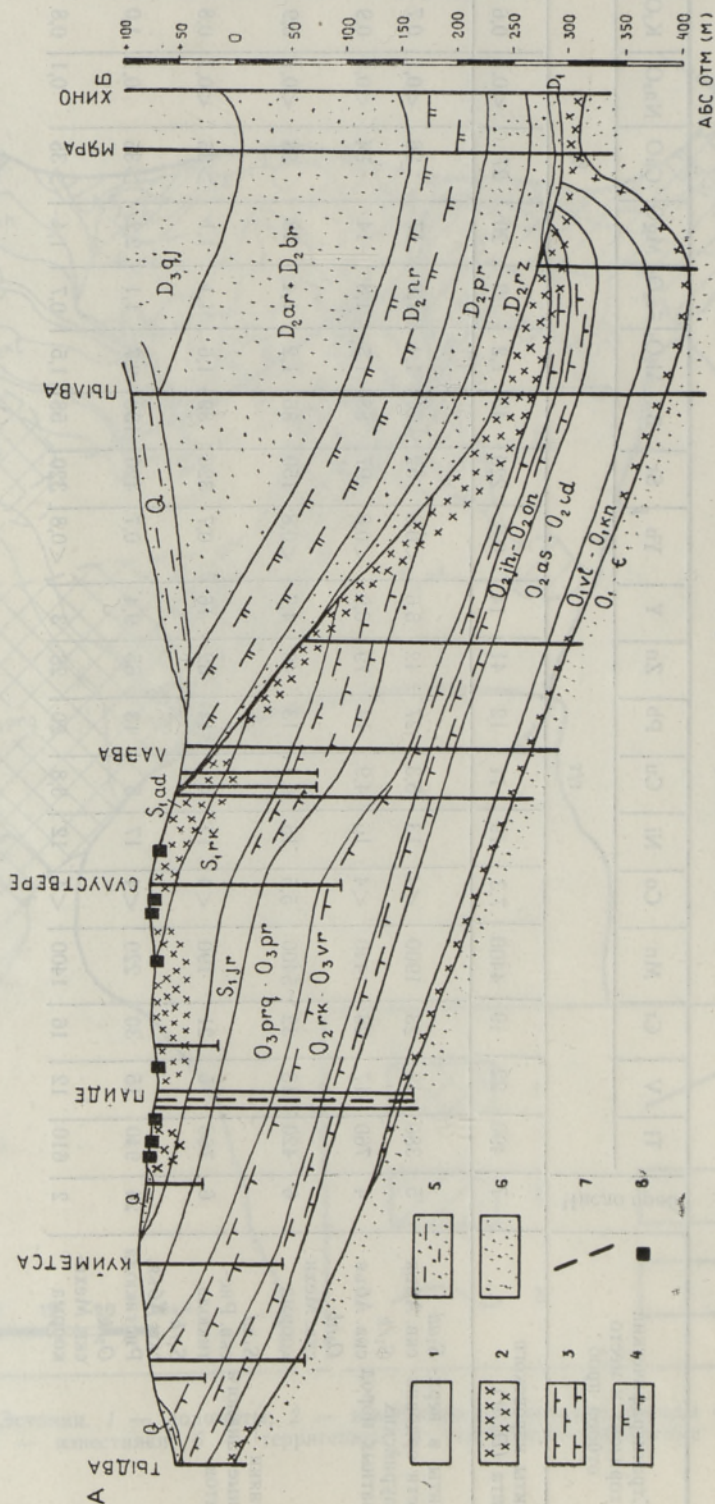


Рис. 4. Геологический разрез по линии А—Б. 1 — известняк; 2 — доломит; 3 — мергель; 4 — домерит; 5 — ледниковые и водноледниковые отложения четвертичного возраста; 6 — терригенные породы нижнеюрдовикского, кембрийского и девонского возраста; 7 — тектоническое нарушение; 8 — обнажение.

тела вторичных доломитов. Доломитообразование в ходе трансгрессии могло длиться несколько миллионов лет. Переслаивание более глинистых и чистых карбонатных пород обусловило сложную конфигурацию зоны перемешивания вод и в результате обусловило переслаивание доломитов и известняков.

Например, в карьере Тамсалу доломиты встречены на трех уровнях мощностью несколько десятков сантиметров. В тамсалуской свите на Пандивереской возвышенности в большей степени доломитизирована нижняя часть свиты (Tallinn, 1981), что хорошо совпадает с данными гидрогеологов о наиболее интенсивном движении воды по контактам пород различного состава (Перенс, 1978). Складывается с гидрогеологическими данными и другой показатель — наибольшая водообильность именно в верхней части карбонатных пород Эстонии до глубины 50 м (Tšeban, 1975).

Чем же объяснить прерывистость доломитового покрова? Кажется, что совпадение некоторых ареалов известняков или слабодоломитизированных пород с тектоническими нарушениями указывает на интенсивную разгрузку грунтовых, а, возможно, и более глубоких артезианских вод по этим зонам трещиноватости во время трансгрессии девонского моря. Интенсивный выход пресных вод противодействовал проникновению соленых морских вод в породы и таким образом препятствовал доломитизации в этих зонах.

Если такое объяснение верно, то можно предположить наличие досреднедевонских тектонических нарушений и в других местах развития известняков в пределах доломитовой площади. В таком случае локальные проявления известняков могут служить поисковым критерием для полиметаллов, которые связываются с Пярну-Наровской зоной тектонической трещиноватости (Пуура, Судов, 1976).

Можно отметить, что внутри ордовикско-силурийской карбонатной толщи, также проявляется аналогичная доломитизация, но в более мелком масштабе. Часто доломитизированы верхние 1—3 м пород пиргуского и яагарахуского горизонтов. Залегающие стратиграфически выше поркуниский и роотскиюлаский горизонты отличаются явными признаками регрессивного мелководья.

Если приведенные рассуждения соответствуют действительности, то по распространению доломитизации можно оконтурить береговую линию девонского моря. Отметим, что береговая линия эйфельского века (Голубцов и др., 1981) хорошо совпадает с северной границей распространения доломитизации. Нужно добавить, что в пределах верхней доломитизированной части карбонатных пород присутствуют более ранние первичные и диагенетические доломиты (Юргенсон, 1959; Эйнасто, 1968, 1977).

ЛИТЕРАТУРА

- Вахер Р. М., Пуура В. А., Эрисалу Э. К. Тектоническое строение Северо-Восточной Эстонии. — Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1962, X, 319—336.
- Вингисаар П., Таалманн В. Обзор доломитизации нижнепалеозойских карбонатных пород Эстонии. — Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1974, 23, 237—243.
- Вишняков С. Г. Генетические типы доломитовых пород. — Докл. АН СССР, нов. сер. 1951, 76, № 1, 111—113.
- Вишняков С. Г. Генетические типы доломитовых пород северо-западной окраины Русской платформы. Тр. Геол. ин-та АН СССР, М., 1956, вып. 4, 209—255.
- Голубцов В. К., Поляновская Г. М., Вишняков И. Б., Глушко В. В., Каяк К. Ф., Кручек С. А., Нарбутас В. В., Няга В. И., Полишко А. И., Саввантова Л. С., Сорокин В. С., Урьев И. И., Хижняков А. В. Палеогеография юго-западного края Восточно-Европейской платформы в девонский период. — В кн.: Тектоника и палеогеография запада Восточно-Европейской платформы. Минск, 1981, 23—43.
- Перенс Р. О применении расходомерии при расчленении гидрогеологического раз-

реза карбонатной толщи на Пандивереской возвышенности. — Изв. АН ЭССР. Геол., 1978, 27, № 4, 130—139.

Посохов Е. В. Общая гидрогеология. Л., 1975, 208.

Пура В. А., Судов Б. А. О зонах платформенной тектонической активизации южного склона Балтийского щита и их металлогении. — Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1976, 25, № 3, 206—214.

Эйнасто Р. Э. Фациальные и палеогеографические условия образования эвриптеровых доломитов (силур Прибалтики). — В кн.: Генезис и классификация осадочных пород. (Междунар. геол. конгресс, XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 8). 1968, 68—74.

Эйнасто Р. Э. Макроскопические различия первичных и вторичных доломитов силура Эстонии. — В кн.: Опыт изучения вторичных изменений в карбонатных породах Прибалтики и Белоруссии. Материалы семинара. Таллин, 1977, 17—19.

Юргенсон Э. Доломиты Райкюлаского горизонта нижнего силура Эстонской ССР. — Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1959, т. VIII, № 3, 143—152.

Юргенсон Э. Вторичные изменения отложений. — В кн.: Силур Эстонии. Таллин, 1970, 96—101.

Adams, J. E., Rhodes, M. L. Dolomitization by seepage refluxion. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1960, 44, 1912—1920.

Badiozamani, K. The Dorag dolomitization model—application to the Middle Ordovician of Wisconsin. — J. Sediment. Petrol., 1973, 43, 965—984.

Baker, P. A. Kastner, M. Constraints on the formation of sedimentary dolomite. — Science, 1981, 213, N 4504, 214—216.

Folk, R. L., Land, L. S. Mg/Ca ratio and salinity: two controls over recrystallization of dolomite. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1975, 59, 60—68.

Hanshaw, B. B., Back, W., Deike, R. A geochemical hypothesis for dolomitization by groundwater. — Econ. Geol., 1971, 66, 710—724.

Tallinn, K. Tektooniliste rike tähtsusest magneesiumivaeste lubjakivimaardlate otsingul Pandivere kõrgustiku edelaosas. — Rmt.: Settekivimid ja tektoonika. ENSV TA LUS Tallinn, 1981, 126—133.

Tšeban, E. Eesti NSV põhjavesi ja selle kasutamine. Tallinn, 1975, 166.

Wedepohl, K. Handbook of Geochemistry. Berlin—Heidelberg—New York, 1969.

Управление геологии
Эстонской ССР

Поступила в редакцию
21/XII 1982

T. KIIPLI

ORDOVIITSIUMI-SILURI JA DEVONI LADESTU KONTAKTIVÖÖNDI DOLOMIITIDE GENEESIST

Ordoviitsiumi-siluri karbonaatkivimite ülemine osa on dolomiidistunud keskmiselt 40—50 m paksuselt. Artiklis on iseloomustatud dolomiitide pindalist levikut ja mikroelementide sisaldust. Autori arvates on dolomiidistumine toimunud mageda põhjavee ja devoni merebasseinist kivimitesse tunginud merevee segunemise vööndis.

T. KIIPLI

ON THE GENESIS OF ORDOVICIAN AND SILURIAN DOLOMITES AT THE CONTACT WITH DEVONIAN DEPOSITS

The dolomitized interval of the Ordovician-Silurian sequence underlying the Devonian deposits in Estonia is of an average thickness of 40—50 m (Fig. 4). The distribution of dolomites extends even northwards of the Devonian outcrop borderline (Figs 2, 3) as a zone of approximately 40 km in breadth. The investigated dolomites contain trace elements in varying amounts. Anomalous content of Mn and Pb has been established at the contact of dolomites and limestones (Fig. 5). This and other reasons let the author suppose the dolomitization having taken place in an intermixture zone of fresh groundwater and percolating sea-water from the Devonian paleobasin. In many cases, in the neighbourhood of tectonical disturbances, limestones untouched by dolomitization have been noticed (Figs 2, 3, 4). It is assumed that the circulation and outflow of fresh water in the tectonic points prevented the inflow of sea-water and the dolomitization of neighbouring rocks.