

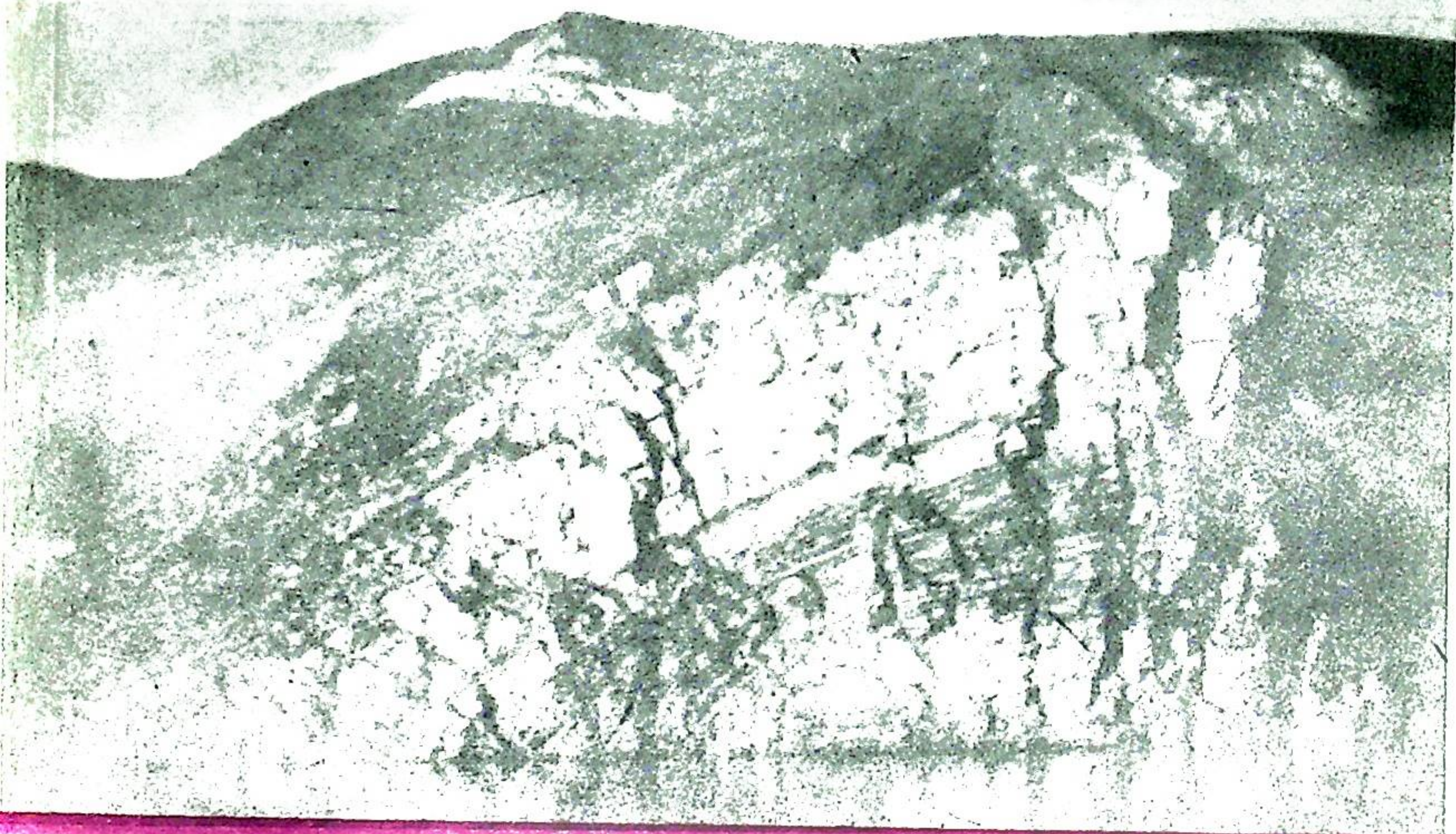
П-151/1
56

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ISSN 0568-6156

КОМИ ФИЛИАЛ

ОСАДОЧНЫЕ ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ФОРМАЦИИ ПАЙ-ХОЯ



СЫКТЫВКАР 1986

Академия наук СССР
Коми филиал

ОСАДОЧНЫЕ ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ФОРМАЦИИ
ПАЙ-ХОЯ

(Труды Института геологии, вып. 56)

Сыктывкар 1986

Изложены результаты формационного анализа палеозойских отложений Пай-Хоя. Дано описание состава, строения и условий образования характерных формаций, показаны их литологические и геохимические особенности.

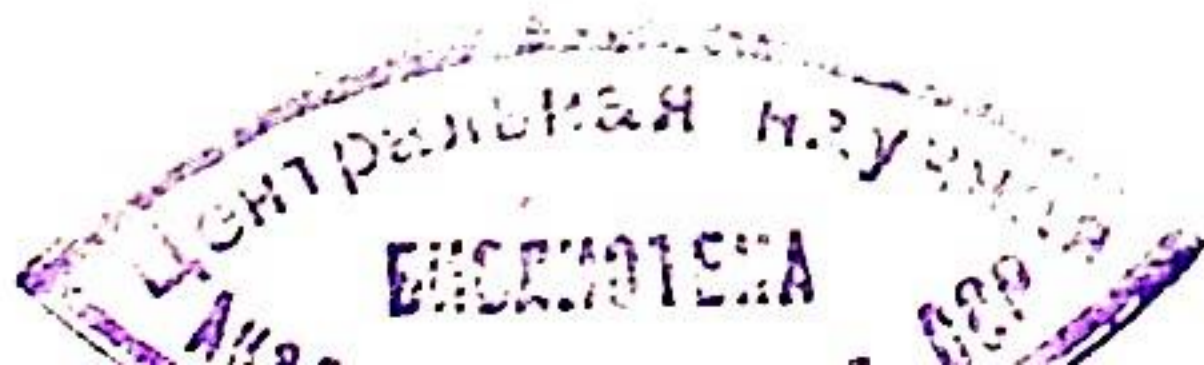
Сборник представляет интерес для широкого круга литологов, геохимиков и всех геологов, работающих в этом регионе.

Ответственные редакторы

доктор геолого-минералогических наук А.И.Елисеев,
доктор геолого-минералогических наук Я.Э.Юдович

П106332

© Коми филиал АН СССР, 1986



ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ
ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПАЙ-ХОЯ

А.И.Елисеев

В последние годы для прогнозной оценки полезных ископаемых все большее применение находит формационный анализ. В 1977 г. в лаборатории литологии и осадочного рудогенеза Института геологии Коми филиала АН СССР была поставлена тема по изучению осадочных формаций Пай-Хоя с целью выяснения перспектив их рудоносности. Наиболее детально при этом были исследованы девонские и каменноугольные отложения. Формационный анализ более древних отложений был проведен в основном по литературным источникам. Результаты исследований наиболее полно изложены в отчете лаборатории по теме в 1981 г. Опубликованы они лишь частично (Осадочные формации. . . , 1984 и др.).

Хотя формационный анализ широко применяется в геологической науке и практике, до сих пор нет единого мнения о понятии "формация" и способах ее выделения. Нами осадочной формацией называется парагенез пород (или чаще ассоциаций пород), отличающийся своим составом и строением от смежных парагенезов и являющийся вещественным выражением определенной стадии развития крупной палеотектонической зоны (Елисеев, 1982). Образование формаций обусловлено палеотектоникой, палеогеографией, палеоклиматом и источником вещества (Тимофеев, 1981).

Методически выделение формаций происходит в несколько этапов. Вначале проводится сравнение и типизация литолого-стратиграфических разрезов на основе изучения парагенезов пород, когда литологические исследования тесно связаны со стратиграфическими. На этой стадии исследований вырисовываются лишь "контуры" формации. Затем начинается выяснение ее строения, уточнение объема и границ. При этом очень важное значение имеют понятия о грациях и элементарных породных ассоциациях, введенные И.В.Хворовой (1963). На заключительном этапе синтезируется весь материал с целью выяснения генезиса формаций, положения их в палеоструктуре района. Как видно, применяемый авто-

ром метод предусматривает и литологический, и стратиграфический, и тектонический подходы при изучении формаций. Необходимость такого комплексного подхода была обоснована Н.С.Шатским.

Палеозойские отложения Пай-Хоя, как установлено еще предыдущими исследователями (Устрицкий, 1961), представлены двумя различными комплексами: преимущественно карбонатным на юго-западном склоне, сланцевым — в центральной зоне и на северо-восточном склоне. По аналогии с западным склоном севера Урала, вслед за В.Н.Пучковым (1979), мы выделяем здесь карбонатную (Елецкую) и сланцевую (Лемвинскую) структурно-формационные зоны.

Формации карбонатной (Елецкой) зоны. Первая попытка формационного анализа палеозойских отложений Пай-Хоя была предпринята В.С.Енокяном (1971), который выделил в них три формационные единицы: юноягинскую формацию кварцитовидных песчаников (верхний кембрий-средний ордовик), печорскую известняковую формацию (средний ордовик-средний карбон) и вайгачскую терригенно-карбонатную надформацию (средний ордовик-средний карбон).

Выделение кварцитовидных песчаников юноягинской свиты в отдельную формацию сомнений не вызывает. Что же касается печорской известняковой формации, охватывающей огромный промежуток времени от среднего ордовика до среднего карбона и имеющей мощность 7500 м, то она, по нашему мнению, представляет комплекс нескольких формаций. Еще менее обосновано выделение вайгачской надформации.

Проведенный в последние годы формационный анализ палеозойских отложений западного склона севера Урала (Елисеев, 1978, 1982) показал возможность более дробного формационного их расчленения. Установлено, что палеозойские отложения карбонатной (Елецкой) зоны Урала представляют собой неоднократно и закономерно повторение трех типов формаций: фалаховой, платамовой и калейдовой. Остановимся кратко на их определениях.

Понятие о фалаховых формациях введено Б.М.Келлером (1973). К ним он отнес прибрежно-морские существенно кварцевые или олигомиктовые формации, обломочный материал которых, в отличие от моласс, имеет платформенное происхождение. Такое название для подобных формаций Елецкой зоны впервые применено В.Н.Пучковым (1979).

Термин "платамовая формация" предложен А.И.Елисеевым (1982). Это терригенно-карбонатная или карбонатная формация открытого шельфа, отличающаяся выдержанностью своего состава

и строения на большом протяжении и связанная с опусканием краевой части платформы и широкой трансгрессией. Платамовая формация является вторым членом триады, постепенно сменяющим по разрезу фалаховую формацию.

Калейдовая формация — карбонатная формация сложного состава и строения, обычно представляющая в плане чередование мелководных и относительно глубоководных отложений на шельфе (депрессивно-мелководная), связанная с неравномерными блоковыми поднятиями в краевой части платформы и регрессией моря (Елисеев, 1978). Она приходит на смену платамовой и является третьим членом триады.

Основываясь на опыте формационного анализа Елецкой зоны севера Урала, в палеозое карбонатной зоны мы выделяем восемь формаций:

1. Фалаховая нижне-среднеордовикская формация. Сложена в основном кварцевыми песчаниками и имеет значительную мощность — почти 2000 м. В стратиграфическом отношении она отвечает юноягинской свите. Формация однотипна с тельпосской формацией, выделенной Н.П.Херасковым (1967), что еще ранее подметил В.С.Енокян (1971). Образование формации связано с началом широкой трансгрессии, размывом образовавшихся в то время поднятий на востоке Европейской платформы (Келлер, 1973).

2. Платамовая среднеордовикская формация. Соответствует хабаровской свите, имея мощность около 900 м. Выходы ее пород на дневную поверхность наблюдаются только в северо-западной части Пай-Хоя. Все исследователи, занимавшиеся изучением этих отложений, считают, что образование их связано с широкой трансгрессией. В.С.Енокян (1971) отметил, что отложения хабаровской свиты отличаются выдержанностью своего характера от разреза к разрезу и служат четким маркирующим горизонтом.

3. Калейдовая верхнеордовикско-нижнедевонская формация. Начало образования формации соответствует позднеордовикскому времени и связано с началом регрессивного этапа развития карбонатной зоны, который охватывал значительный промежуток времени вплоть до раннего девона. Вероятно, к этой же формации относится и часть эйфельского яруса среднего девона, представленная во многих разрезах рифогенными известняками. Общая мощность формации достигает 3000-3500 м.

4. Фалаховая эйфельская формация. Занимает, по-видимому, небольшую площадь, развита в бассейне р.Гусиной, а к северозападу и юго-востоку замещается платамовой формацией. Она представлена толщей значительной мощности (около 400 м),

сложенной в основном алевролитами и кварцитовидными песчаниками. Образование фалаховой формации связано с началом опускания территории карбонатной зоны в позднеэфельское время и последовавшей затем трансгрессией. Поскольку формация занимает ограниченную площадь, можно предполагать, что снос материала с запада осуществлялся небольшой рекой.

5. Платамовая среднедевонская формация. Наблюдается на протяжении всей карбонатной зоны Пай-Хоя, имея мощность до 450 м. В составе формации с северо-запада на юго-восток намечается несколько градаций: силовская, изъясшорская, даркашорская и сезымюнкошорская. Основную ее часть составляет силовская (терригенно-известняковая) градация, развитая в наиболее западных разрезах. К северо-востоку она сменяется изъясшорской (кремнисто-глинисто-карбонатной). Наиболее северо-восточные даркашорская и сезымюнкошорская градации являются чисто карбонатными.

6. Калейдовая франско-турнейская формация. Широко развита на Пай-Хое, имея мощность до 1000 м. В соответствии с тремя типами разрезов в строении ее выделяются три градации: юго-западная доломитово-известняковая (верхнесиловская), центральная кремнисто-глинисто-известняковая (ховратьвисская) и северо-восточная глинисто-известняковая (сезымюнкошорская). Формация имеет много общего с калейдовой формацией того же возраста, выделенной А.И.Елисеевым (1978) в Елецкой зоне севера Урала.

7. Платамовая средне-верхневизейская формация. Пользуется широким распространением на территории карбонатной зоны Пай-Хоя. Основная верхняя ее часть (окские отложения) представлена детритовыми известняками с богатой и разнообразной фауной. Нижняя часть в соответствии с двумя типами разрезов делится на две градации: известняковую (верхнесиловскую) и кремнисто-известняковую (гурейшорскую). Общая мощность формации достигает 600-700 м. В палеотектоническом отношении образование платамовой формации связано с медленным погружением всей Елецкой зоны, с визейской трансгрессией, широкое развитие которой началось в тульское время.

8. Калейдовая серпуховско-касимовская формация. Распространена на всей территории карбонатной зоны, но чаще наблюдается только нижняя (серпуховская) часть этой формации. Средне- и позднекаменноугольные осадки во многих местах не отлагались или были размывыты в предпермское время. Мощность формации не более 250-300 м. В соответствии с двумя типами разрезов серпуховского яруса, отложения которого составляют основ-

ную часть формации, выделяются две градации: доломитово-известняковая (верхнесиловская) и брекчиево-известняковая (хейягинская). Образование формации связано с восходящими движениями карбонатной (перикратонной) зоны платформы.

Формации сланцевой (Лемвинской) зоны. Формационный ряд сланцевой зоны, по В.С.Енокяну (1971), образуют следующие формации: 1) карская кремнисто-сланцевая формация (нижний ордовик- нижний девон); 2) падейская формация кварцевых песчаников (средний девон); 3) путьюская отдаленная кремнистая формация (верхний девон-средний карбон); 4) кечьпельская формация терригенного флиша (верхний карбон-нижняя пермь).

В.Н.Пучков в своих работах (1979 и др.) проводит такое же расчленение, но предлагает из нижней части карской формации выделить нижнетюинтинскую формацию, относя к ней базальные образования — конгломераты, песчаники и песчаные известняки (нижний ордовик).

Используя опыт формационного анализа палеозойских отложений Лемвинской зоны севера Урала (Елисеев, 1978, 1982), мы предлагаем несколько новое выделение формаций. Карская формация, по нашему мнению, охватывает слишком большой промежуток времени и объединяет разнородные отложения. Нижняя ее часть, соответствующая ордовику, сложена песчаниками и алевролитами, глинистыми и кремнистыми сланцами и известняками. Такие относительно глубоководные формации, отвечающие начальному этапу развития сланцевой зоны, мы предлагаем называть палиноровыми. Вторая часть карской формации, охватывающая силурийские и нижнедевонские отложения, является черносланцевой, или толеровой, как мы ее называем.

Падейскую формацию кварцевых песчаников лучше называть кремнисто-терригенной олигомиктовой, так как она состоит не только из песчаников, но также и из глинистых и кремнистых сланцев.

Путьюскую отдаленную кремнистую формацию целесообразно разделить на две формации. Нижнюю (верхний девон и турнейский ярус), состоящую в основном из фтанитов, яшмовидных и других кремнистых пород, предлагается называть фтанитовой. Остающуюся часть мы относим к разряду толеровых. Завершается формационный ряд флишевой формацией.

Таким образом, в сланцевой зоне Пай-Хоя нами выделяются следующие формации:

1. Палиноровая формация (песчано-алевритово-глинистая, относительно глубоководная). Охватывает ордовикские отложения, широко развита в северо-западной и центральной частях Пай-Хоя.

Парагенезы пород образуют несколько породных ассоциаций, которые практически соответствуют свитам или частям свит, выделенным по литологическим признакам. Формация отражает начальный этап образования сланцевой зоны, постепенное прогибание субстрата. Если в самом начале условия осадконакопления были мелководными (ранний ордовик), то затем они становятся относительно глубоководными. Мощность формации около 1500 м.

2. Толеровая силурийско-нижнедевонская формация (известняково-кремнисто-глинистая глубоководная). Широко распространена на всей территории сланцевой зоны Пай-Хоя, охватывает оюскую и ливановскую свиты и имеет мощность около 350 м. Состав формации довольно однообразный: она сложена преимущественно черными сланцами — углисто-кремнистыми, углисто-глинисто-кремнистыми, известково-кремнисто-глинистыми. Существенно кремнистый состав осадков, тонкая слоистость пород, выдержанность строений формации на большом протяжении, малая мощность осадков при полноте разреза, отсутствие бентосной фауны — все эти признаки свидетельствуют о глубоководности отложений, о накоплении их в условиях некомпенсированного прогиба.

3. Кремнисто-терригенная формация (кремнисто-терригенная олигомиктовая глубоководная). Эта формация имеет среднедевонский возраст и развита в виде полосы длиной более 200 и шириной 30-60 км. Мощность формации равна 500-600 м. В соответствии с двумя типами разрезов среднего девона в кремнисто-терригенной формации А.Б.Юдиной (см. статью в этом сборнике) выделяются две градации: песчаниково-сланцевая (марейшорская) и сланцево-песчаниковая (амдерминская).

4. Фтанитовая формация (кремнистая глубоководная). В сланцевой зоне Пай-Хоя в верхнем девоне и низах карбона развита фтанитовая формация — характерная толща черных, серых и цветных кремнистых пород, достигающая мощности 250-300 м. Подробная характеристика формации дана в статье А.А.Беляева в настоящем сборнике.

5. Толеровая верхнедевонско-среднекаменноугольная формация (известняково-кремнисто-глинистая глубоководная). Наблюдается на всем протяжении сланцевой зоны Пай-Хоя. На значительной части территории она охватывает диапазон от нижнего визе до среднего карбона включительно, залегая на породах фтанитовой формации. В крайних западных разрезах, куда не заходит "клин" фтанитовой формации, она занимает объем от верхнего живета до верхней части среднего карбона, залегая на отложениях кремнисто-терригенной формации. Общая мощность формации достигает 1000-1100 м. Более подробная ее характеристика дана в этом

сборнике в статье А.А.Беляева и Г.Ф.Семенова.

6. Флишевая формация (граувакковая относительно глубоководная). Полоса развития флишевой формации расположена к востоку от Карской кольцевой структуры до бассейна р.Осовей-Яха (Енцова, 1981). К ней относится мощная кечпельская свита, возраст которой считается позднекаменноугольно (?) — нижнепермским. В основном она имеет флишевое строение, хотя встречаются интервалы разреза до 20-30 м, сложенные однородными породами. Мощность формации из-за сильной дислоцированности пород определить трудно. Как считает Ф.И.Енцова, мощность кечпельских отложений колеблется в пределах 1600-2400 м. Не исключено, однако, что эти цифры занижены.

Сравнение формационных рядов карбонатной и сланцевой зон Пай-Хоя и севера Урала, проведенное автором ранее (Елисеев, 1983), показало, что все главные особенности формаций рассматриваемых зон в этих районах совпадают. Отсюда можно предполагать, что карбонатные и сланцевые зоны были непрерывными, как уже об этом писали В.И.Устрицкий (1961) и В.Н.Пучков (1979).

В палеозойских осадочных формациях Пай-Хоя известны многочисленные проявления и отдельные месторождения фосфоритов, баритов, марганцевых и других руд. Вопросы перспектив рудоносности этих формаций рассмотрены особо в недавно вышедшей работе (Осадочные формации. . . , 1984).

ЛИТЕРАТУРА

- Елисеев А.И. Формации зон ограничения северо-востока Европейской платформы. — Л.: Наука, 1978. — 204 с.
- Елисеев А.И. Формации зон сочленений платформ и геосинклиналей в палеозое: Автореф. дис. на соиск. учен. степени доктора геолого-минералогических наук. — М.: Геол. ин-т АН СССР, 1982. — 47 с.
- Елисеев А.И. Формационные ряды Пай-Хоя в сравнении с западноуральскими. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Европейского Северо-Востока СССР. Сыктывкар, 1983, с. 31. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 44).
- Енокян В.С. Палеозойские отложения и история геологического развития территории западного Пай-Хоя и острова Вайгач: Автореф. дис. на соиск. учен. степени канд. геолого-минералогических наук. — М.: Моск. геологоразведочный ин-т, 1971.
- Енцова Ф.И. Тектоническая природа Пай-Хоя и его взаимоотношение с Уралом. — Геотектоника, 1981, № 1, с. 58-69.
- Келлер Б.М. Тектоническая история и формации верхнего докембрия. В кн.: Итоги науки и тектоники. Общая геология. М., 1973, т.5. — 120 с.
- Осадочные формации Пай-Хоя и перспективы их рудоносности. /А.И. Елисеев, Я.Э.Юдович, А.А.Беляев, Г.Ф.Семенов. Сыктывкар, 1984. — 50 с.

(Сер. препринтов сообщ. "Науч. рекомендации — нар.хоз-ву" / АН СССР, Коми фил.; вып. 48).

Пучков В.Н. Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. — М.: Наука, 1979. — 257 с.

Тимофеев П.П. Формация — генетически обусловленное геологическое тело. — Литология и полезные ископаемые, 1981, № 3, с. 3-9.

Устрицкий В.И. О фациальной зональности среднепалеозойских отложений Пай-Хоя и северной части Приполярного Урала. — Л., 1961, с. 41-60. (Тр. НИИГА, т. 123, вып. 16).

Хворова И.В. Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций. — М., 1963, с. 7-29. (Тр. ГИН АН СССР; вып. 81).

Херасков Н.П. Геосинклинальные формации уралид западного склона Урала. — В кн.: Тектоника и формации. М.: Наука, 1967, с. 92-102.

КРЕМНИСТО-ТЕРРИГЕННАЯ СРЕДНЕДЕВОНСКАЯ ФОРМАЦИЯ ПАЙ-ХОЯ

А. Б. Юдина

Кремнисто-терригенная формация развита на северо-восточном и юго-западном склонах Пай-Хоя в пределах сланцевой (Лемвинской) зоны на протяжении 200 км. Ширина полосы ее выхода достигает 30-60 км. Терригенные отложения среднего девона были выделены В. И. Устрицким в падейскую свиту и относились им к эйфельскому ярусу. Позднее на основании единичных находок фауны и флоры возраст свиты А. С. Микляев и О. В. Заборин определяли как эйфельско-живетский.

К этой же свите ранее относилась и терригенная толща эйфельского возраста, обнажающаяся на р. Гусиной и сложенная алевролитами, песчаниками, сланцами (А. К. Крылова, 1940; В. И. Устрицкий, 1961; Г. А. Чернов, 1972). Нами эта толща относится к карбонатной (Елецкой) зоне. Заметим, что выше по течению обнажаются отложения и сланцевой зоны, которые настолько отличаются от отложений этой толщи, что предыдущими исследователями относились к силуру (Крылова, 1940). Подробно эйфельская толща р. Гусиной описана в отчете А. И. Елисеева и др. (1981 г.). В 1971 г. В. С. Еномян выделил падейскую формацию кварцевых песчаников, отвечающую по объему падейской свите. В результате исследований, проведенных автором в 1977-1980 гг., терригенные отложения среднего девона выделены как глубоко-водная кремнисто-терригенная формация.

Главную роль в строении формации играют песчаники и сланцы разнообразного состава. Меньшее значение имеют карбонатные породы. Грубообломочные породы практически не встречаются. Лишь на р. Ахнусь-Яге В. И. Шляховым были отмечены брекчии и конгломераты, образующие прослой мощностью соответственно 3 и 0,5 м. Обломки в них представлены глинистыми сланцами. Характерным для формации является широкое развитие конкреционных образований. На основании изучения разрезов нами выделяются две градации: песчаниково-сланцевая (марейшорская) и сланцево-песчаниковая (амдерминская). Состав песчаников в обе-

их градациях кварцевый. Только в марейшорской градации отмечаются единичные зерна полевого шпата. Окатанность и сортировка обломочных зерен хорошая. Среди текстур различаются массивные, тонкогоризонтально- и косослоистые. Косая слоистость относится к слоистости донных течений. Иногда наблюдаются признаки размыва незатвердевшего осадка, знаки внедрения, знаки-слежки струй течений и ходы пескожилков. В обеих градациях развита пиритизация отложений.

Нижняя граница формации проводится по кровле "петельчатых" известняков ливановской свиты, в основании эйфельского яруса (уральской региональной шкалы). Из пород нижней части формации на руч. Марей-Шор был выделен комплекс конодонтов: *Polygnatus foveolatus* Phill. et Jacks., *P. perbonus* (Phill.), *P. gronbergi* Klar. et Jons., *Spatognatodus ex gr. steinhornensis* Ziegl. (определения В. Н. Пучкова и А. Б. Юдиной). Комплекс имеет раннеэйфельский (эмский) возраст. Верхняя граница формации на большей части территории проводится по подошве пачки "ленточновидных" сланцев путьюской свиты. В северо-западной части Пай-Хоя отложения описываемой формации по тектоническому контакту соприкасаются с отложениями елецкого типа. На р. Силове, в 3 км выше устья руч. Варка-Шор, в верхней части формации был определен смешанный живетско-франский комплекс: *Ancyrodella* sp., *Icriodus cf. curvatus* Br. et M., *Polygnatus cf. dengleri* Bisch. et Ziegl., *P. foliatus* Brans., *P. varcus* Stauff. (комплекс франского возраста, опред. А. Б. Юдиной); *Polygnatus pseudofoliatus* Witt., *P. angusticostatus* Witt., *P. angustipennatus* Bisch. et Ziegl., *P. robusticostatus* Bisch. et Ziegl., *Tortodus kockelianus australis* (Jacks.) (раннеживетский комплекс, определения В. Н. Пучкова). Таким образом, возраст формации определяется как раннеэйфельский (эмский) - раннефранский.

Марейшорская градация развита в юго-восточной части Пай-Хоя (мощность 500-600 м). Отложения этой градации обнажаются по р. Каре и ее притокам, в среднем течении рек Путью, Сибирчатые и др. Главную роль в ее строении играют сланцы преимущественно кремнистого состава, меньшее значение имеют песчаники и алевролиты. Кроме того, встречаются известняки и конкреции баритового и карбонатно-кремнистого составов. Названные породы образуют несколько элементарных породных ассоциаций: 1) кремнистых сланцев, известняков и баритовых конкреций; 2) глинистых сланцев, алевролитов, песчаников и карбонатно-хлоритово-кремнистых пород; 3) кремнистых сланцев и известняков; 4) известково-глинистых сланцев и криноидных известняков.

Ассоциация кремнистых сланцев, известняков и баритовых конкреций развита на руч. Марей-Шор, р. Каре и др. Она развита в нижней части градации (60 м) и представлена углисто-кремнистыми, глинисто-кремнистыми, хлорит-серицитово-кремнистыми сланцами, микрозернистыми окремненными и доломитистыми известняками, конкрециями разнообразного состава (баритовыми, карбонатно-кремнистыми и др.). В строении ассоциации различаются две части: нижняя сложена темно- и светло-серыми сланцами с прослоями темно-серых известняков и конкрециями в основном кремнистого состава, верхняя — зеленовато-серыми хлорит-серицитово-кремнистыми сланцами с прослоями доломитистых известняков и баритовыми конкрециями (Новые данные ..., 1979; Юдина, 1983). На руч. Тальбей-Шор в составе ассоциации (15 м) отмечается прослой зеленовато-серого песчанистого криноидного известняка (0,35 м) и полное отсутствие конкреций.

Ассоциация глинистых сланцев, алевролитов и песчаников развита в разрезах ручьев Марей-Шор, Тальбей-Шор, рек Кары, Малой и Большой Серью (нижняя часть градации), Силовы (верхняя часть градации) и др. В ее строении принимают участие темно-серые слабоуглеродистые глинистые, светло-серые известковистоглинистые, алевроито-глинистые, реже углеродистые глинисто-кремнистые сланцы, известковистые алевролиты, алевролиты, песчаники. В разрезах руч. Марей-Шор, рек Малой и Большой Серью отмечаются прослои черных карбонатно-хлоритово-кремнистых пород. Мощность ассоциации изменяется от 30 до 200-205 м. Строение ассоциации сложное. Нижняя часть разреза (27 м) характеризуется переслаиванием известково-глинистых (1-5 см) и слабоуглеродистых глинистых (3-30 см) сланцев и редких прослоев микрокристаллических известняков и известковистых алевролитов. В средней части (90 м) чередуются углеродистые глинистые сланцы, алевролиты, песчаники и карбонатно-хлоритово-кремнистые породы. В верхней части (80-85 м) переслаиваются сланцы, алевролиты и песчаники. Сланцы часто имеют линзовидно-слоистые текстуры, обусловленные наличием в них линзочек и окатышей алевролита. Сланцы составляют около 70% разреза, песчаники и алевролиты — около 25%, карбонатно-хлоритово-кремнистые породы — около 5%. Для маломощных прослоев песчаника и алевролита характерны тонкая пологая однонаправленная косая и тонкая горизонтальная, часто прерывистая слоистость. Первая относится к типу слоистости ряби, характерной для морских донных течений (Ботвинкина, 1965). Более мощные слои имеют массивную текстуру.

На р. Силове, в 3 км выше устья руч. Варка-Шор, эта ассоциация (30 м) развита в верхней части градации и представлена переслаивающимися глинистыми и углеродистыми сланцами (0,8-2,0 м) и крупнозернистыми известковистыми алевролитами, обохренными с поверхности (пласты 0,2-0,4 м). На руч. Тальбей-Шор в строении ассоциации, кроме названных пород, принимают участие углеродистые глинисто-кремнистые сланцы. Здесь для нижней части разреза характерно переслаивание сланцев и косо-слоистых известковистых алевролитов, часто переходящих к кровле слоя в алевритовые известняки с реликтовой органично-обломочной структурой. В средней части алевролиты без карбонатной примеси. Верхняя часть представлена углеродистыми глинистыми сланцами, переслаивающимися с косо-слоистыми алевролитами и известковистыми кварцитовидными песчаниками, мощность которых увеличивается снизу вверх от 0,15-0,6 до 6,0 м. В самой верхней части прослои алевролитов не отмечаются. Косая слоистость алевролитов пологая тонкая, однонаправленная, слабоогнута. На нижней поверхности слоев наблюдаются знаки-слепок струй течения. Чаще всего слои образованы одной косо-слоистой серией.

Ассоциация кремнистых и глинистых сланцев и известняков наблюдается в разрезах рек Кары (210 м) и Силовы (23 м). В ее строении принимают участие листоватые известково-глинисто-кремнистые, черные углеродистые глинистые, серые и темно-серые известково-глинистые, глинисто-кремнистые и плитчатые с остатками радиолярий кремнистые сланцы. В меньшем количестве, но развитые по всему разрезу, встречаются темно-серые микрокристаллические, реже криноидные окремненные известняки. Еще реже встречаются карбонатные конкреции и песчаные органично-обломочные известняки. На р. Каре основную часть ассоциации составляют листоватые сланцы. В средней части плитчатые светло-серые кремнистые сланцы с остатками радиолярий образуют пласты мощностью 16 и 30-35 м. Они составляют около 20% разреза. Прослои темно-серых микрокристаллических известняков наблюдаются по всему разрезу ассоциации. В верхней части они содержат пирит. Здесь же известковистые алевролиты образуют редкие линзовидные тела. Карбонатные конкреции встречены в нижней части ассоциации.

На р. Силове преобладают известковисто-глинистые и углеродистые известковисто-глинистые сланцы. В нижней части разреза развиты прослои (до 0,1 м) темно-серых микрокристаллических известняков с тонкими прослойками пирита (до 0,1 см) и прослой (3 м) конгломератовидного обломочного известняка.

В верхней части ассоциация представлена известково-глинистыми сланцами с редкими прослоями серых криноидных известняков толщиной до 0,2 м. В них были обнаружены конодонты.

Амдерминская градация (600 м) развита в северо-западной и северо-восточной частях Пай-Хоя. Основные разрезы этого типа расположены на мысе Ливанова, реках Тавро-Яге, Бельковской, Седь-Яге. Для нее характерны песчаники, алевролиты, сланцы разнообразного, преимущественно глинистого состава, органично-обломочные известняки и карбонатно-глинистые конкреции. Нижняя часть градации сложена хлорит-серицитово-кремнистыми, углеродистыми кремнистыми сланцами с прослоями песчаников и алевролитов, большее количество которых наблюдается в разрезе по р. Тавро-Яге. Средняя часть градации представлена существенно глинистыми отложениями. Песчаники здесь играют подчиненную роль, образуя прослои чаще всего мощностью 3-5 см, редко 0,5-1 м. Лишь иногда встречаются пласты песчаников мощностью до 20 м. В верхней части разреза появляются линзы органично-обломочных песчаных известняков с фауной брахиопод. Среди породных ассоциаций выделяются следующие: 1) кремнистых сланцев и песчаников, 2) песчаников и глинистых сланцев, 3) глинистых сланцев, песчаников и карбонатно-глинистых конкреций, 4) глинистых сланцев и песчаников.

Ассоциация кремнистых сланцев и песчаников (40-42 м) развита в разрезах р. Тавро-Яга и мыса Ливанова. Особенностью ее строения на Тавро-Яге является частое переслаивание преобладающих в разрезе зеленовато-серых алевритистых хлорит-серицитово-кремнистых, черных углеродистых алевроглинистых сланцев, тонкополосчатых глинисто-алевоглинисто-карбонатных пород, кварцевых песчаников и алевролитов с карбонатным цементом и окремненных реликтово-органических известняков. Мощность прослоев изменяется от 2-5 до 15-22 см. На мысе Ливанова обломочный материал наблюдается в виде редких прослоев (1-20 см) тонкополосчатых известковистых алевролитов. Кремнистые сланцы содержат перекристаллизованные остатки радиолярий.

Ассоциация песчаников и глинистых сланцев (70-100 м) характеризуется переслаиванием песчаников, алевролитов, слабоуглеродисто-глинистых и глинистых сланцев. В разрезе р. Тавро-Яги она имеет трехчленное строение. В нижней (40 м) и верхней частях (17 м) развиты средне-мелкозернистые толстослоистые песчаники. Средняя часть (12 м) сложена сильно обохренными слабоалевоглинистыми углисто-глинистыми сланцами с редкими прослоями кварцитовидных песчаников (7-15 см). Мощность ассоциации здесь равна 70 м. На мысе Ливанова ее мощность со-

ставляет 100 м. Нижняя и верхняя части характеризуются переслаиванием пачек преимущественно сланцевого состава и мелкозернистых песчаников. Сланцевые пачки содержат тонкие прослойки зеленовато-серого известковистого алевролита (до 1 см) в нижней части, прослойки алевролита и черных пород кремнисто-хлоритового состава с включениями пирита (3-5 см) — в верхней части. Средняя часть сложена светло-серыми кварцитовидными массивными и косослоистыми песчаниками с редкими тонкими (до 10 см) прослоями углисто-глинистых сланцев темно-серого цвета. Мощность пластов песчаника достигает иногда 3,6 м. Для них характерна массивная и косослоистая текстуры. В мощных прослоях песчаника косая слоистость грубая, однонаправленная, пологая. После трансформации элементов залегания косых слоев нами было получены следующие значения: аз. пад. 180° , угол $6-10^{\circ}$.

Ассоциация слабоуглеродисто-глинистых сланцев, песчаников и карбонатно-глинистых конкреций развита в разрезах рек Тавро-Яги, Седь-Яги, Бельковской и др. В ее строении принимают участие углеродисто-глинистые сланцы, песчаники мелкозернистые, конкреции и конкреционные прослои сидерит-хлоритового состава. Песчаники образуют либо редкие тонкие (2-5, реже 50 см) прослои, либо мощные (до 10 м) пласты. Маломощные прослои имеют тонкую горизонтальную и очень пологую косую слоистость. В мощных слоях наблюдаются толстослоистые текстуры. Конкреции распределены по разрезу неравномерно. Описываемая ассоциация на р. Бельковской имеет мощность 117 м, на р. Седь-Яге — около 50 м.

Ассоциация слабоуглеродисто-глинистых сланцев и песчаников (130 м) развита в разрезах рек Тавро-Яги, Седь-Яги, Бельковской. В ней преобладают углисто-глинистые сланцы и песчаники. В меньшем количестве встречаются органогенно-обломочные песчаные известняки, образующие линзы в сланцах (0,8 м) и кварцитовидных песчаниках (0,3-2,3 м). Кроме того, присутствуют песчаники с карбонатным цементом и обломками глинистого сланца, конкреций и члениками криноидей. Ассоциация характеризуется переслаиванием мощных пачек сланцевого состава и мощных пластов кварцитовидных песчаников. В первых песчаники в основном мелкозернистые, часто известковистые, мощностью 1-5, реже до 50 см. В нижней части песчаники тонкослоистые светло-серые (20-55 см), часто переслаиваются с глинистыми сланцами (10-50 см). В подошве слоев наблюдаются знаки-слепки струй течений. Косая слоистость песчаников тонкая однонаправленная, пологая, слабоогнутая. Мощность слоев от 0,1 до

0,5 см. Границы серий совпадают с кровлей и подошвой слоев. В средней части ассоциации в прослоях песчаника есть ходы пескожилов.

Сравнение марейшорской и амдерминской градаций показывает, что изменение их состава снизу вверх по разрезу имеет общий характер. В нижней части развиты существенно кремнистые отложения, в средней — песчанисто-глинистые (марейшорская градация) и глинисто-песчаные (амдерминская градация), в верхней — существенно сланцевые (глинистые и кремнистые) отложения с прослоями и линзами органогенно-обломочных известняков в самых верхах разреза. При этом состав сланцев верхней части марейшорской градации преимущественно кремнистый, амдерминской — глинистый, а состав конкреций соответственно кремнистый и карбонатно-глинистый.

Условия образования. По мнению предыдущих исследователей, отложения описываемой формации являются либо континентальными (Устрицкий, 1961), либо, как считал В. С. Енокян, прибрежноморскими отложениями перемытых дельт. Большинство авторов их образование связывается с интенсивным воздыманием Пай-Хоя в среднем девоне, являющимся проявлением каледонского тектогенеза (Устрицкий, 1961). Область сноса, по их мнению, находилась в пределах Карского кратона, располагавшегося на месте современного Карского моря. Несколько иной точки зрения придерживался Г. А. Чернов (1972), который считал, что снос терригенного материала происходил не только с Карской, но и с Большеземельской суши.

Л. Н. Беляков и Б. Я. Дембовский (1984), выделяя палеозойский глубоководный комплекс Пай-Хоя, считают, что среди отложений среднего девона глубоководные отложения полностью отсутствуют. В своей последней статье В. И. Устрицкий (1985) пересмотрел прежнюю точку зрения. Все среднепалеозойские отложения Пай-Хоя, "аналогичные Лемвинской зоне Урала", рассматриваются им как глубоководные отложения континентального склона. На наш взгляд, отложения описываемой формации тоже являются относительно глубоководными. Об этом свидетельствует преимущественно сланцевый состав формации, широкое развитие в ней кремнистых сланцев (иногда с радиоляриями), мелкозернистых известняков, пиритизация пород, практически полное отсутствие бентосной фауны. Кроме того, широко развиты признаки размыва незатвердевшего осадка, косая слоистость донных течений, знаки-слепки струй течений.

Как известно, большую роль в транспортировке обломочного материала в глубоководные части современных морских бассей-

нов играют гравитационные автокинетические потоки. Крупнозернистые алевриты и пески широко распространены за пределами шельфов. Они встречаются и на континентальном склоне, но особенно характерны для континентального подножия, где формируют долинно-веерные системы. В последних различают внутреннюю, среднюю и внешнюю части. Для первых двух характерно широкое развитие мощных песчаных, песчано-глинистых и алевритоглинистых ассоциаций. Во внешней части веера отложения менее грубые (Хворова, 1978). В описываемой формации относительно глубоководные пелитовые отложения ассоциируют с алевролитами и песчаниками. Вероятно, большую роль в транспортировке и осаждении обломочного материала, слагающего описываемую формацию, играли гравитационные потоки. В кремнисто-терригенной формации наблюдается определенная тенденция в распределении разных типов отложений, а именно: ритмичная смена тонких пелитовых кремнистых осадков в нижней части более грубыми песчаными осадками — в средней, и пелитовыми (кремнистыми и глинистыми) — в верхней частях разреза. В литоральном направлении отложения изменяются от менее песчаных со значительным развитием кремнистых пелитов — на юго-востоке (марейшорская градация) до песчаных с большим развитием глинистых пелитов — на северо-западе и северо-востоке (амдерминская градация). Описанная изменчивость хорошо согласуется с фациальной изменчивостью в пределах долинно-веерных систем. При этом амдерминская градация является частью, наиболее приближенной к источнику сноса, марейшорская — более удаленной.

Исходя из вышеизложенного, автор считает, что в среднем девоне воздымания Пай-Хоя не было, так как терригенные отложения этого возраста отлагались в относительно глубоководных условиях. Появление песчаников среди сланцевых отложений связано с увеличением объема обломочного материала, сносимого с суши. Последняя могла располагаться западнее, северо-западнее и севернее Пай-Хоя. Северный источник сноса не исключен, если учесть, что в эйфельский век на среднюю часть Новой Земли происходил интенсивный снос со стороны Баренцева моря (Палеогеография ..., 1977). Такого же мнения сейчас придерживается и В. И. Устрицкий (1985). Однако вопрос об области сноса сложный, пока еще нет данных для его окончательного решения. Необходимо в первую очередь разработать детальную биостратиграфию этих отложений. Автор считает, что находки конодонтов позволят приблизиться к решению этого вопроса.

Таким образом, нашими исследованиями уточнен раннеэйфельский (эмский) — раннефранский возраст формации, установ-

лен ее относительно глубоководный характер. Последнее показывает, что в среднедевонское время общего воздымания Пай-Хоя не происходило и условия осадконакопления оставались глубоководными.

Автор выражает признательность А. И. Елисееву и В. В. Юдину за советы и консультации.

ЛИТЕРАТУРА

- Беляков Л. Н., Дембовский Б. Я. Некоторые особенности тектоники севера Урала и Пай-Хоя. — Геотектоника, 1984, № 2, с. 51-57.
- Ботвинкина Л. Н. Методическое руководство по изучению слоистости. — М., 1965. — 259 с. (Тр. ГИН АН СССР; вып. 119).
- Крылова А. К. К стратиграфии среднего и верхнего палеозоя юго-западного Пай-Хоя. — Зап. Всесоюз. минерал. об-ва. 1940, ч. 69. Вторая серия, вып. 2-3, с. 418-427.
- Новые данные о проявлениях барита и серного колчедана в среднедевонских отложениях Пай-Хоя/Я. Э. Юдович, А. Б. Юдина, Н. И. Тимонин, Л. П. Павлов. — В кн.: Литология и геохимия палеозойских формаций севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1979, с. 43-54 (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 28).
- Палеогеография Новой Земли и сопредельных районов в ордовике-девоне/В. И. Бондарев, Ю. П. Ершов, И. А. Андреева, Н. Н. Соболев. — В кн.: Тектоника Арктики. Складчатый фундамент шельфовых седиментационных бассейнов. Л.: Изд-во НИИГА, 1977, с. 20-40.
- Устрицкий В. И. О фациальной зональности среднепалеозойских отложений Пай-Хоя и северной части Полярного Урала. — В кн.: Сборник статей по геологии и нефтегазоносности Арктики. — Л.: Недра, 1961, с. 40-69. (Тр. НИИГА, т. 123, вып. 16).
- Устрицкий В. И. О соотношении Урала, Пай-Хоя, Новой Земли и Таймыра. — Геотектоника, 1985, № 1, с. 51-61.
- Хворова И. В. Терригенные обломочные отложения океанов и некоторых морей. — Литология и полезные ископаемые, 1978, № 4, с. 3-23.
- Чернов Г. А. Палеозой Большеземельской тундры и перспективы его нефтегазоносности. — М.: Наука, 1972. — 314 с.
- Юдина А. Б. Литологические особенности баритоносных отложений палеозойской свиты на Пай-Хое. — В кн.: Рудогенез и геохимия осадочных формаций Пай-Хоя и Тимана. М.: ВИНТИ, 1982, № 4714-82 Деп.

КАРБОНАТНЫЕ СРЕДНЕДЕВОНСКО-КАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ФОРМАЦИИ ПАЙ-ХОЯ

А.И.Елисеев, Г.Ф.Семенов

В результате формационного анализа палеозойских отложений Пай-Хоя (см. первую статью в сборнике) установлено, что среди карбонатных среднедевонско-каменноугольных отложений выделяются четыре формации: 1) платамовая среднедевонская; 2) калейдовая франско-турнейская; 3) платамовая средне-верхневизейская; 4) калейдовая серпуховско-касимовская. Ниже дано более подробное описание этих формаций.

Платамовая среднедевонская формация (терригенно-известняковая открытого шельфа)

Платамовая среднедевонская формация наблюдается на протяжении всей карбонатной зоны Пай-Хоя и имеет мощность до 450 м. Она сложена в основном темно-серыми или серыми детритовыми известняками, нередко песчанистыми или глинистыми, содержащими во многих разрезах прослойки песчаников, алевролитов и аргиллитов.

Нижняя граница формации постепенная и проводится по смене терригенных пород фалаховой формации детритовыми известняками. В тех же районах, где фалаховая формация не развита, платамовая формация залегает непосредственно на породах калейдовой верхнеордовикско-нижнедевонской формации. Обычно эта граница здесь совпадает со сменой рифогенных массивных известняков, имеющих раннедевонский или раннеэйфельский возраст, песчанистыми детритовыми известняками позднеэйфельского возраста. Верхняя граница формации проводится по появлению биогермных образований франского яруса — в одних разрезах и депрессионных глинисто-кремнисто-карбонатных осадков того же возраста — в других.

В составе формации с северо-запада на юго-восток намечается несколько градаций: силовская, изьяшорская, даркашорская и сезымюнкошорская.

Силовская градация охватывает большую часть формации и

сложена преимущественно детритовыми известняками, переслаиваемыми с кварцевыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Отложения этой градации можно наблюдать по рекам Гусиной, Бельковской и Силове. Мощность их достигает 350 м.

Изьяшорская градация характеризуется частым переслаиванием известняков, аргиллитов и кремнистых образований, реже — кварцевых алевролитов. Мощность пород этой градации составляет 450 м.

Даркашорская градация наблюдается в нижнем течении ручьев Даркашор и Выяшор (приток р. Кары). Для нее характерны тонкоплитчатые известняки, сильно перекристаллизованные. Лишь в некоторых прослоях удается наблюдать их детритовую структуру. Тонкая отдельность (10-15 см) этих пород вызвана частыми прослоями (0,5-1 см) зеленовато-серых аргиллитов. Мощность отложений около 100 м.

Сезымюнкошорская градация сложена детритовыми, в значительной степени доломитизированными, в меньшей мере — водорослевыми и обломочными известняками.

Таким образом, основную часть платамовой среднедевонской формации составляет силовская (терригенно-известняковая) градация, развитая в наиболее западных разрезах. К северо-востоку она сменяется изьяшорской (кремнисто-глинисто-карбонатной) градацией. Породы этой градации образовались в депрессии на шельфе. Интересно заметить, что терригенный материал, так широко распространенный в силовской градации, также оседал в депрессии и поэтому не попадал в развитые далее к северо-востоку даркашорскую и сезымюнкошорскую градации. Последняя представлена часто водорослевыми известняками, которые образовались на мелководье открытого моря. Климат во время образования формации был гумидным, о чем свидетельствуют находки бокситов.

Калейдовая франско-турнейская формация (карбонатная депрессионно-мелководная)

Формация широко развита на Пай-Хое и имеет мощность до 1000 м. В соответствии с тремя типами разрезов в строении ее выделяются три градации: юго-западная доломитово-известняковая (верхнесиловская), центральная кремнисто-глинисто-известняковая (ховратывисская) и северо-восточная глинисто-известняковая (сезымюнкошорская).

Верхнесиловская градация, распространенная на юго-западе Пай-Хоя (реки Бельковская, Гусиная, верховье р. Силовой и др.), сложена известняками и доломитами мощностью 1000 м. Извест-

няковые породы представлены здесь несколькими типами: обломочными, биогермными, комковато-детритовыми и детритовыми. Доломиты являются седиментационно-диагенетическими.

Ховратывисская градация однотипна с вангырской градацией, выделяемой А.И.Елисеевым (1978) в среднефранско-турнейской калейдовой формации западного склона Северного и Приполярного Урала. Она также сложена частым переслаиванием известняков, аргиллитов и кремней (мощность их более 700 м). Соотношение пород, образующих ассоциацию, различно в разных частях разреза. Однако преобладают всегда известняки, среди которых наиболее часто встречаются комковато-детритовые разновидности.

Сезымюнкошорская градация выделена по материалам А.И. Першиной и В.С.Цыганко (1980). Она представлена известняками, большей частью обломочными и водорослевыми. В нижней части наблюдается значительное количество прослоев аргиллитов. К основанию градации приурочены линзы диаспоровых руд. Общая мощность градации равна 450-500 м.

Своеобразные породы фаменского яруса встречены на притоках р.Силовы — ручьях Варкатывис и Буреданшор. Это полосчатые породы, в которых часто чередуются темные и светлые прослои. Прослои имеют мощность не более 0,5 см, часто прерываются, образуя линзочки длиной до 5 см. В отдельных местах в породе видны членики криноидей. Породы слагают значительную толщину, видимая мощность которой около 500 м. Чистота известняков и однородность строения такой мощной толщи позволяют предполагать их биогермное происхождение. Возможно, что это водорослевые, сильно измененные образования, полосчатость которых вызвана рассланцеванием. Эти породы находятся к северо-востоку от ховратывисской (вангырской) градации на границе с отложениями сланцевой зоны. По занимаемому положению они близки к сезымюнкошорской градации, но образовались в более мелководных условиях, чем большинство осадков последней.

Рассматривая формацию в целом, следует отметить, что она имеет много общего с калейдовой формацией того же возраста, выделенной А.И.Елисеевым (1978) в Елецкой зоне севера Урала. Верхнесиловская градация во многом напоминает сынинскую. Ховратывисская градация, однотипная с вангырской, также является депрессионным образованием. На Урале к востоку от вангырской градации распространена патокская доломитово-известняковая мелководная градация. На Пай-Хое к северу-востоку от депрессионной ховратывисской градации развита, как уже было сказано, сезымюнкошорская градация. В ней наблюдается чередование мелководных образований (водорослевых и обломочных)

с депрессионными осадками. По-видимому, осадки сезымюнкошорской градации занимали место на склоне, который ограничивал депрессию с северо-востока. Положение этого склона не было постоянным, вследствие чего в разрезе видно чередование мелководных и относительно глубоководных пород.

Наблюдается чередование мелководных и относительно глубоководных отложений и на площади. Например, нижняя часть франского яруса на руч. Сезым-Юнко-шор представлена известняками с прослоями углисто-глинистых сланцев, в то время как на р.Лядгей-Яге нижнефранские отложения сложены светло-серыми водорослевыми известняками и известняковыми брекчиями. Такое чередование весьма характерно для калейдовых формаций.

Платамовая средне-верхневизейская формация (известняковая открытого шельфа)

Формация пользуется широким распространением на территории карбонатной зоны Пай-Хоя. Основная часть (окские отложения) представлена детритовыми известняками с богатой и разнообразной фауной. Нижняя же часть в соответствии с двумя типами разрезов делится на две части: известняковую (верхнесиловскую) и кремнисто-известняковую (гурейшорскую). Общая мощность формации достигает 600-700 м.

Нижняя граница формации совпадает со стратиграфическим перерывом: отложения бобриковского или тульского горизонта лежат на самых низах визейского яруса (козьвинском горизонте). Верхняя граница проводится по изменению характера известняков: детритовые известняки окского подъяруса сменяются биогермными или обломочными известняками и доломитами серпуховского яруса. В некоторых разрезах (р.Хейяга) намечается более ранняя смена формаций — в веневское время.

Нижняя часть формации (средневизейская). Верхнесиловская градация выделена на р.Силове. Она представлена светло-серыми детритовыми известняками, в разной степени доломитовыми, с прослоями обломочных известняков.

Гурейшорская (кушковатская) градация резко отличается от предыдущей, хотя возраст ее тот же самый — средневизейский. Она сложена темно-серыми тонкоплитчатыми известняками с кремнями. Такие породы были названы В.А.Варсанюфьевой (1962) на р.Малой Печоре кушковатской фацией визейских известняков. Аналогичные породы в виде небольших выходов были встречены затем и в более северных районах — на реках Большой Инте и Лекельце (Елисеев, 1973). В 1977 г. кушковатская фация визейских известняков была установлена на Пай-Хое (Елисеев, Семенов,

1979). Эти породы наблюдаются на р. Силеве в серии длинных обнажений на расстоянии нескольких километров между устьями р. Буредан и руч. Гурейтывис. Толща сильно смита в мелкие складки, что затрудняет составление разреза и выяснение ее истинной мощности. Ориентировочно мощность ее равна 300-400 м.

Наиболее распространенными породами в этой градации являются микро- и мелкодетритовые известняки, на втором месте — спикуловые известняки. Нередко наблюдаются случаи тонкого переслаивания названных пород. Меньшую роль в строении градации играют спонголиты и кремни, развитые в виде тонких "поясков".

Касаясь палеогеографического и палеотектонического положения кушковатской градации, можно заметить, что одним из авторов (Елисеев, 1978) она считается образованием предрифовой впадины. Если принять эту точку зрения, то к северо-востоку от рассмотренных известняков кушковатской градации следует предполагать развитие рифовых известняков того же возраста.

Верхняя часть формации (верхневизейская). Сложена на территории всей карбонатной зоны практически однотипными отложениями — полидетритовыми известняками с богатой фауной, особенно брахиопод и кораллов. Известняки серые или голубовато-серые, мелкодетритовые. В виде отдельных прослоев мощностью в несколько метров встречаются крупно- и грубодетритовые известняки. Мощность верхней части формации достигает 350 м.

В палеотектоническом отношении образование платамовой формации связано с медленным погружением всей Елецкой зоны, с визейской трансгрессией, широкое развитие которой началось в тульское время.

Калейдовая серпуховско-касимовская формация (карбонатная депрессионно-мелководная)

Отложения этой формации распространены на всей территории карбонатной зоны, но чаще наблюдается только нижняя (серпуховская) часть формации. Среднекаменноугольные и позднекаменноугольные осадки во многих местах не отлагались или были смыты в предпермское время. Формация сложена в основном известняками, среди которых заметно выделяются биогермные и обломочные образования. Мощность формации не более 250-300 м.

В соответствии с двумя типами разрезов серпуховского яруса, отложения которого составляют основную часть формации, выделяются две градации: доломитово-известняковая (верхнесиловская) и брекчиево-известняковая (хейягинская).

Верхнесиловская градация развита в юго-западной части карбонатной зоны. Она представлена серыми и светло-серыми извест-

няками и доломитами общей мощностью до 250 м. Среди известняков этой формации выделяется несколько типов: обломочные (известняковые брекчии), биоморфные (водорослевые и брахиоподовые) и детритовые. Наиболее распространены водорослевые (строматолитоподобные) известняки. Это полосчатые породы, которые к водорослевым известнякам относятся с большой долей условности. Брахиоподовые известняки встречаются по всему разрезу в виде прослоев мощностью до 1 м. Детритовые известняки переслаиваются с водорослевыми и брахиоподовыми. Наиболее распространены среди них водорослево-детритовые и комковато-детритовые разновидности. В виде отдельной толщи (12 м) развиты известняковые брекчии, в которых крупные обломки достигают 1 м в поперечнике, а более частые мелкие — 10-20 см. Доломиты встречаются в виде пластов мощностью 1-3 м, редко до 15 м.

Хейягинская градация расположена к северо-востоку от предыдущей. Она наблюдалась нами на реках Хейяге и Сибирчате. Характерной отличительной особенностью градации является широкое распространение в ней биоморфных и обломочных известняков. Биоморфные водорослевые известняки сложены остатками водорослей, систематическая принадлежность которых не установлена. Обычно такие породы имеют неоднородное строение, обусловленное как их первичным составом, так и перекристаллизацией. Поверхность известняков пятнистая или узорчатая.

Обломочные разновидности представлены в основном известняковыми брекчиями, которые неоднократно появляются в разрезе, переслаиваясь с комковато-детритовыми известняками. Часто встречаются также детритоидные и оолитовые известняки.

Верхняя часть формации (среднекаменноугольные и низы верхнекаменноугольных отложений) наблюдается лишь в немногих местах (на мысе Чайка, реках Бельковской и Силове). На большей части территории эти отложения отсутствуют, и нижнепермские отложения трансгрессивно залегают на различных горизонтах карбона.

Башкирские отложения представлены водорослево-детритовыми известняками мощностью около 25 м. Московские отложения и низы касимовского яруса обнажены только на мысе Чайка, где сложены рифогенными породами — мшанково-брахиоподовыми массивными известняками мощностью 120 м (Беляков, Енокян, Чермных, 1981).

Образование калейдовой серпуховско-касимовской формации связано с восходящими движениями карбонатной (перикратонной) зоны платформы. Все рассмотренные типы пород указыва-

Парагенезы пород образуют несколько породных ассоциаций, которые практически соответствуют свитам или частям свит, выделенным по литологическим признакам. Формация отражает начальный этап образования сланцевой зоны, постепенное прогибание субстрата. Если в самом начале условия осадконакопления были мелководными (ранний ордовик), то затем они становятся относительно глубоководными. Мощность формации около 1500 м.

2. Толеровая силурийско-нижнедевонская формация (известняково-кремнисто-глинистая глубоководная). Широко распространена на всей территории сланцевой зоны Пай-Хоя, охватывает оюскую и ливановскую свиты и имеет мощность около 350 м. Состав формации довольно однообразный: она сложена преимущественно черными сланцами — углисто-кремнистыми, углисто-глинисто-кремнистыми, известково-кремнисто-глинистыми. Существенно кремнистый состав осадков, тонкая слоистость пород, выдержанность строений формации на большом протяжении, малая мощность осадков при полноте разреза, отсутствие бентосной фауны — все эти признаки свидетельствуют о глубоководности отложений, о накоплении их в условиях некомпенсированного прогиба.

3. Кремнисто-терригенная формация (кремнисто-терригенная олигомиктовая глубоководная). Эта формация имеет среднедевонский возраст и развита в виде полосы длиной более 200 и шириной 30-60 км. Мощность формации равна 500-600 м. В соответствии с двумя типами разрезов среднего девона в кремнисто-терригенной формации А.Б.Юдиной (см. статью в этом сборнике) выделяются две градации: песчаниково-сланцевая (марейшорская) и сланцево-песчаниковая (амдерминская).

4. Фтанитовая формация (кремнистая глубоководная). В сланцевой зоне Пай-Хоя в верхнем девоне и низах карбона развита фтанитовая формация — характерная толща черных, серых и цветных кремнистых пород, достигающая мощности 250-300 м. Подробная характеристика формации дана в статье А.А.Беляева в настоящем сборнике.

5. Толеровая верхнедевонско-среднекаменноугольная формация (известняково-кремнисто-глинистая глубоководная). Наблюдается на всем протяжении сланцевой зоны Пай-Хоя. На значительной части территории она охватывает диапазон от нижнего визе до среднего карбона включительно, залегая на породах фтанитовой формации. В крайних западных разрезах, куда не заходит "клин" фтанитовой формации, она занимает объем от верхнего живета до верхней части среднего карбона, залегая на отложениях кремнисто-терригенной формации. Общая мощность формации достигает 1000-1100 м. Более подробная ее характеристика дана в этом

сборнике в статье А.А.Беляева и Г.Ф.Семенова.

6. Флишевая формация (граувакковая относительно глубоководная). Полоса развития флишевой формации расположена к востоку от Карской кольцевой структуры до бассейна р.Осовей-Яха (Енцова, 1981). К ней относится мощная кечпельская свита, возраст которой считается позднекаменноугольно (?) — нижнепермским. В основном она имеет флишевое строение, хотя встречаются интервалы разреза до 20-30 м, сложенные однородными породами. Мощность формации из-за сильной дислоцированности пород определить трудно. Как считает Ф.И.Енцова, мощность кечпельских отложений колеблется в пределах 1600-2400 м. Не исключено, однако, что эти цифры занижены.

Сравнение формационных рядов карбонатной и сланцевой зон Пай-Хоя и севера Урала, проведенное автором ранее (Елисеев, 1983), показало, что все главные особенности формаций рассматриваемых зон в этих районах совпадают. Отсюда можно предполагать, что карбонатные и сланцевые зоны были непрерывными, как уже об этом писали В.И.Устрицкий (1961) и В.Н.Пучков (1979).

В палеозойских осадочных формациях Пай-Хоя известны многочисленные проявления и отдельные месторождения фосфоритов, баритов, марганцевых и других руд. Вопросы перспектив рудоносности этих формаций рассмотрены особо в недавно вышедшей работе (Осадочные формации. . . , 1984).

ЛИТЕРАТУРА

Елисеев А.И. Формации зон ограничения северо-востока Европейской платформы. — Л.: Наука, 1978. — 204 с.

Елисеев А.И. Формации зон сочленений платформ и геосинклиналей в палеозое: Автореф. дис. на соиск. учен. степени доктора геолого-минералогических наук. — М.: Геол. ин-т АН СССР, 1982. — 47 с.

Елисеев А.И. Формационные ряды Пай-Хоя в сравнении с западноуральскими. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Европейского Северо-Востока СССР. Сыктывкар, 1983, с. 31. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 44).

Енокян В.С. Палеозойские отложения и история геологического развития территории западного Пай-Хоя и острова Вайгач: Автореф. дис. на соиск. учен. степени канд. геолого-минералогических наук. — М.: Моск. геологоразведочный ин-т, 1971.

Енцова Ф.И. Тектоническая природа Пай-Хоя и его взаимоотношение с Уралом. — Геотектоника, 1981, № 1, с. 58-69.

Келлер Б.М. Тектоническая история и формации верхнего докембрия. В кн.: Итоги науки и тектоники. Общая геология. М., 1973, т.5. — 120 с.

Осадочные формации Пай-Хоя и перспективы их рудоносности. /А.И. Елисеев, Я.Э.Юдович, А.А.Беляев, Г.Ф.Семенов. Сыктывкар, 1984. — 50 с.

(Сер. препринтов сообщ. "Науч.рекомендации — нар.хоз-ву"/ АН СССР, Коми фил.; вып. 48).

Пучков В.Н. Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. — М.: Наука, 1979. — 257 с.

Тимофеев П.П. Формация — генетически обусловленное геологическое тело. — Литология и полезные ископаемые, 1981, № 3, с. 3-9.

Устрицкий В.И. О фациальной зональности среднепалеозойских отложений Пай-Хоя и северной части Приполярного Урала. — Л., 1961, с. 41-60. (Тр. НИИГА, т. 123, вып. 16).

Хворова И.В. Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций. — М., 1963, с. 7-29. (Тр. ГИН АН СССР; вып. 81).

Херасков Н.П. Геосинклинальные формации уралид западного склона Урала. — В кн.: Тектоника и формации. М.: Наука, 1967, с. 92-102.

КРЕМНИСТО-ТЕРРИГЕННАЯ СРЕДНЕДЕВОНСКАЯ ФОРМАЦИЯ ПАЙ-ХОЯ

А. Б. Юдина

Кремнисто-терригенная формация развита на северо-восточном и юго-западном склонах Пай-Хоя в пределах сланцевой (Лемвинской) зоны на протяжении 200 км. Ширина полосы ее выхода достигает 30-60 км. Терригенные отложения среднего девона были выделены В. И. Устрицким в падейскую свиту и относились им к эйфельскому ярусу. Позднее на основании единичных находок фауны и флоры возраст свиты А. С. Микляев и О. В. Заборин определяли как эйфельско-живетский.

К этой же свите ранее относилась и терригенная толща эйфельского возраста, обнажающаяся на р. Гусиной и сложенная алевролитами, песчаниками, сланцами (А. К. Крылова, 1940; В. И. Устрицкий, 1961; Г. А. Чернов, 1972). Нами эта толща относится к карбонатной (Елецкой) зоне. Заметим, что выше по течению обнажаются отложения и сланцевой зоны, которые настолько отличаются от отложений этой толщи, что предыдущими исследователями относились к силуру (Крылова, 1940). Подробно эйфельская толща р. Гусиной описана в отчете А. И. Елисеева и др. (1981 г.). В 1971 г. В. С. Енокян выделил падейскую формацию кварцевых песчаников, отвечающую по объему падейской свите. В результате исследований, проведенных автором в 1977-1980 гг., терригенные отложения среднего девона выделены как глубоко-водная кремнисто-терригенная формация.

Главную роль в строении формации играют песчаники и сланцы разнообразного состава. Меньшее значение имеют карбонатные породы. Грубообломочные породы практически не встречаются. Лишь на р. Ахнусь-Яге В. И. Шляховым были отмечены брекчии и конгломераты, образующие прослой мощностью соответственно 3 и 0,5 м. Обломки в них представлены глинистыми сланцами. Характерным для формации является широкое развитие конкреционных образований. На основании изучения разрезов нами выделяются две градации: песчаниково-сланцевая (марейшорская) и сланцево-песчаниковая (амдерминская). Состав песчаников в обе-

их градациях кварцевый. Только в марейшорской градации отмечаются единичные зерна полевого шпата. Окатанность и сортировка обломочных зерен хорошая. Среди текстур различаются массивные, тонкогоризонтально- и косослоистые. Косая слоистость относится к слоистости донных течений. Иногда наблюдаются признаки размыва незатвердевшего осадка, знаки внедрения, знаки-слежки струй течений и ходы пескожилов. В обеих градациях развита пиритизация отложений.

Нижняя граница формации проводится по кровле "петельчатых" известняков ливановской свиты, в основании эйфельского яруса (уральской региональной шкалы). Из пород нижней части формации на руч. Марей-Шор был выделен комплекс конодонтов: *Polygnatus foveolatus* Phill. et Jacks., *P. perbonus* (Phill.), *P. gronbergi* Klar. et Jons., *Spatognatodus ex gr. steinhornensis* Ziegl. (определения В. Н. Пучкова и А. Б. Юдиной). Комплекс имеет раннеэйфельский (эмский) возраст. Верхняя граница формации на большей части территории проводится по подошве пачки "ленточновидных" сланцев путьской свиты. В северо-западной части Пай-Хоя отложения описываемой формации по тектоническому контакту соприкасаются с отложениями елецкого типа. На р. Силове, в 3 км выше устья руч. Варка-Шор, в верхней части формации был определен смешанный живетско-франский комплекс: *Ancyrodella* sp., *Icriodus cf. curvatus* Br. et M., *Polygnatus cf. dengleri* Bisch. et Ziegl., *P. foliatus* Brans., *P. varcus* Stauff. (комплекс франского возраста, опред. А. Б. Юдиной); *Polygnatus pseudofoliatus* Witt., *P. angusticostatus* Witt., *P. angustipennatus* Bisch. et Ziegl., *P. robusticostatus* Bisch. et Ziegl., *Tortodus kockelianus australis* (Jacks.) (раннеживетский комплекс, определения В. Н. Пучкова). Таким образом, возраст формации определяется как раннеэйфельский (эмский) - раннефранский.

Марейшорская градация развита в юго-восточной части Пай-Хоя (мощность 500-600 м). Отложения этой градации обнажаются по р. Каре и ее притокам, в среднем течении рек Путью, Сибирчаты и др. Главную роль в ее строении играют сланцы преимущественно кремнистого состава, меньшее значение имеют песчаники и алевролиты. Кроме того, встречаются известняки и конкреции баритового и карбонатно-кремнистого составов. Названные породы образуют несколько элементарных породных ассоциаций: 1) кремнистых сланцев, известняков и баритовых конкреций; 2) глинистых сланцев, алевролитов, песчаников и карбонатно-хлоритово-кремнистых пород; 3) кремнистых сланцев и известняков; 4) известково-глинистых сланцев и криноидных известняков.

Ассоциация кремнистых сланцев, известняков и баритовых конкреций развита на руч. Марей-Шор, р. Каре и др. Она развита в нижней части градации (60 м) и представлена углисто-кремнистыми, глинисто-кремнистыми, хлорит-серицитово-кремнистыми сланцами, микрозернистыми окремненными и доломитистыми известняками, конкрециями разнообразного состава (баритовыми, карбонатно-кремнистыми и др.). В строении ассоциации различаются две части: нижняя сложена темно- и светло-серыми сланцами с прослоями темно-серых известняков и конкрециями в основном кремнистого состава, верхняя — зеленовато-серыми хлорит-серицитово-кремнистыми сланцами с прослоями доломитистых известняков и баритовыми конкрециями (Новые данные ..., 1979; Юдина, 1983). На руч. Тальбей-Шор в составе ассоциации (15 м) отмечается прослой зеленовато-серого песчанистого криноидного известняка (0,35 м) и полное отсутствие конкреций.

Ассоциация глинистых сланцев, алевролитов и песчаников развита в разрезах ручьев Марей-Шор, Тальбей-Шор, рек Кары, Малой и Большой Серью (нижняя часть градации), Силовы (верхняя часть градации) и др. В ее строении принимают участие темно-серые слабоуглеродистые глинистые, светло-серые известковисто-глинистые, алевроито-глинистые, реже углеродистые глинисто-кремнистые сланцы, известковистые алевролиты, алевролиты, песчаники. В разрезах руч. Марей-Шор, рек Малой и Большой Серью отмечаются прослой черных карбонатно-хлоритово-кремнистых пород. Мощность ассоциации изменяется от 30 до 200-205 м. Строение ассоциации сложное. Нижняя часть разреза (27 м) характеризуется переслаиванием известково-глинистых (1-5 см) и слабоуглеродистых глинистых (3-30 см) сланцев и редких прослоев микрокристаллических известняков и известковистых алевролитов. В средней части (90 м) чередуются углеродистые глинистые сланцы, алевролиты, песчаники и карбонатно-хлоритово-кремнистые породы. В верхней части (80-85 м) переслаиваются сланцы, алевролиты и песчаники. Сланцы часто имеют линзовидно-слоистые текстуры, обусловленные наличием в них линзочек и окатышей алевролита. Сланцы составляют около 70% разреза, песчаники и алевролиты — около 25%, карбонатно-хлоритово-кремнистые породы — около 5%. Для маломощных прослоев песчаника и алевролита характерны тонкая пологая однонаправленная косая и тонкая горизонтальная, часто прерывистая слоистости. Первая относится к типу слоистости ряби, характерной для морских донных течений (Ботвинкина, 1965). Более мощные слои имеют массивную текстуру.

На р. Силове, в 3 км выше устья руч. Варка-Шор, эта ассоциация (30 м) развита в верхней части градации и представлена переслаивающимися глинистыми и углеродистыми сланцами (0,8-2,0 м) и крупнозернистыми известковистыми алевролитами, обохренными с поверхности (пласты 0,2-0,4 м). На руч. Тальбей-Шор в строении ассоциации, кроме названных пород, принимают участие углеродистые глинисто-кремнистые сланцы. Здесь для нижней части разреза характерно переслаивание сланцев и косо-слоистых известковистых алевролитов, часто переходящих к кровле слоя в алевритовые известняки с реликтовой органично-обломочной структурой. В средней части алевролиты без карбонатной примеси. Верхняя часть представлена углеродистыми глинистыми сланцами, переслаивающимися с косо-слоистыми алевролитами и известковистыми кварцитовидными песчаниками, мощность которых увеличивается снизу вверх от 0,15-0,6 до 6,0 м. В самой верхней части прослои алевролитов не отмечаются. Косая слоистость алевролитов пологая тонкая, однонаправленная, слабоогнута. На нижней поверхности слоев наблюдаются знаки-слепок струй течения. Чаще всего слои образованы одной косо-слоистой серией.

Ассоциация кремнистых и глинистых сланцев и известняков наблюдается в разрезах рек Кары (210 м) и Силовы (23 м). В ее строении принимают участие листоватые известково-глинисто-кремнистые, черные углеродистые глинистые, серые и темно-серые известково-глинистые, глинисто-кремнистые и плитчатые с остатками радиолярий кремнистые сланцы. В меньшем количестве, но развитые по всему разрезу, встречаются темно-серые микрокристаллические, реже криноидные окремненные известняки. Еще реже встречаются карбонатные конкреции и песчаные органично-обломочные известняки. На р. Каре основную часть ассоциации составляют листоватые сланцы. В средней части плитчатые светло-серые кремнистые сланцы с остатками радиолярий образуют пласты мощностью 16 и 30-35 м. Они составляют около 20% разреза. Прослои темно-серых микрокристаллических известняков наблюдаются по всему разрезу ассоциации. В верхней части они содержат пирит. Здесь же известковистые алевролиты образуют редкие линзовидные тела. Карбонатные конкреции встречены в нижней части ассоциации.

На р. Силове преобладают известковисто-глинистые и углеродистые известковисто-глинистые сланцы. В нижней части разреза развиты прослои (до 0,1 м) темно-серых микрокристаллических известняков с тонкими прослойками пирита (до 0,1 см) и прослой (3 м) конгломератовидного обломочного известняка.

В верхней части ассоциация представлена известково-глинистыми сланцами с редкими прослоями серых криноидных известняков толщиной до 0,2 м. В них были обнаружены конодонты.

Амдерминская градация (600 м) развита в северо-западной и северо-восточных частях Пай-Хоя. Основные разрезы этого типа расположены на мысе Ливанова, реках Тавро-Яге, Бельковской, Седь-Яге. Для нее характерны песчаники, алевролиты, сланцы разнообразного, преимущественно глинистого состава, органично-обломочные известняки и карбонатно-глинистые конкреции. Нижняя часть градации сложена хлорит-серицитово-кремнистыми, углеродистыми кремнистыми сланцами с прослоями песчаников и алевролитов, большее количество которых наблюдается в разрезе по р. Тавро-Яге. Средняя часть градации представлена преимущественно глинистыми отложениями. Песчаники здесь играют подчиненную роль, образуя прослои чаще всего мощностью 3-5 см, редко 0,5-1 м. Лишь иногда встречаются пласты песчаников мощностью до 20 м. В верхней части разреза появляются линзы органично-обломочных песчаных известняков с фауной брахиопод. Среди породных ассоциаций выделяются следующие: 1) кремнистых сланцев и песчаников, 2) песчаников и глинистых сланцев, 3) глинистых сланцев, песчаников и карбонатно-глинистых конкреций, 4) глинистых сланцев и песчаников.

Ассоциация кремнистых сланцев и песчаников (40-42 м) развита в разрезах р. Тавро-Яга и мыса Ливанова. Особенностью ее строения на Тавро-Яге является частое переслаивание преобладающих в разрезе зеленовато-серых алевритистых хлорит-серицитово-кремнистых, черных углеродистых алевроглинистых сланцев, тонкополосчатых глинисто-алевоглинисто-карбонатных пород, кварцевых песчаников и алевролитов с карбонатным цементом и окремненных реликтово-органических известняков. Мощность прослоев изменяется от 2-5 до 15-22 см. На мысе Ливанова обломочный материал наблюдается в виде редких прослоев (1-20 см) тонкополосчатых известковистых алевролитов. Кремнистые сланцы содержат перекристаллизованные остатки радиолярий.

Ассоциация песчаников и глинистых сланцев (70-100 м) характеризуется переслаиванием песчаников, алевролитов, слабоуглеродисто-глинистых и глинистых сланцев. В разрезе р. Тавро-Яги она имеет трехчленное строение. В нижней (40 м) и верхней частях (17 м) развиты средне-мелкозернистые толстослоистые песчаники. Средняя часть (12 м) сложена сильно обохренными слабоалевоглинистыми углисто-глинистыми сланцами с редкими прослоями кварцитовидных песчаников (7-15 см). Мощность ассоциации здесь равна 70 м. На мысе Ливанова ее мощность со-

ставляет 100 м. Нижняя и верхняя части характеризуются переслаиванием пачек преимущественно сланцевого состава и мелкозернистых песчаников. Сланцевые пачки содержат тонкие прослойки зеленовато-серого известковистого алевролита (до 1 см) в нижней части, прослойки алевролита и черных пород кремнисто-хлоритового состава с включениями пирита (3-5 см) — в верхней части. Средняя часть сложена светло-серыми кварцитовидными массивными и косослоистыми песчаниками с редкими тонкими (до 10 см) прослоями углисто-глинистых сланцев темно-серого цвета. Мощность пластов песчаника достигает иногда 3,6 м. Для них характерна массивная и косослоистая текстуры. В мощных прослоях песчаника косая слоистость грубая, однонаправленная, пологая. После трансформации элементов залегания косых слоев были получены следующие значения: аз. пад. 180° , угол $6-10^\circ$.

Ассоциация слабоуглеродисто-глинистых сланцев, песчаников и карбонатно-глинистых конкреций развита в разрезах рек Тавро-Яги, Седь-Яги, Бельковской и др. В ее строении принимают участие углеродисто-глинистые сланцы, песчаники мелкозернистые, конкреции и конкреционные прослои сидерит-хлоритового состава. Песчаники образуют либо редкие тонкие (2-5, реже 50 см) прослои, либо мощные (до 10 м) пласты. Маломощные прослои имеют тонкую горизонтальную и очень пологую косую слоистость. В мощных слоях наблюдаются толстослоистые текстуры. Конкреции распределены по разрезу неравномерно. Описываемая ассоциация на р. Бельковской имеет мощность 117 м, на р. Седь-Яге — около 50 м.

Ассоциация слабоуглеродисто-глинистых сланцев и песчаников (130 м) развита в разрезах рек Тавро-Яги, Седь-Яги, Бельковской. В ней преобладают углисто-глинистые сланцы и песчаники. В меньшем количестве встречаются органогенно-обломочные песчаные известняки, образующие линзы в сланцах (0,8 м) и кварцитовидных песчаниках (0,3-2,3 м). Кроме того, присутствуют песчаники с карбонатным цементом и обломками глинистого сланца, конкреций и члениками криноидей. Ассоциация характеризуется переслаиванием мощных пачек сланцевого состава и мощных пластов кварцитовидных песчаников. В первых песчаники в основном мелкозернистые, часто известковистые, мощностью 1-5, реже до 50 см. В нижней части песчаники тонкослоистые светло-серые (20-55 см), часто переслаиваются с глинистыми сланцами (10-50 см). В подошве слоев наблюдаются знаки-слепки струй течений. Косая слоистость песчаников тонкая однонаправленная, пологая, слабовогнутая. Мощность слоев от 0,1 до

0,5 см. Границы серий совпадают с кровлей и подошвой слоев. В средней части ассоциации в прослоях песчаника есть ходы пескожилов.

Сравнение марейшорской и амдерминской градаций показывает, что изменение их состава снизу вверх по разрезу имеет общий характер. В нижней части развиты существенно кремнистые отложения, в средней — песчанисто-глинистые (марейшорская градация) и глинисто-песчаные (амдерминская градация), в верхней — существенно сланцевые (глинистые и кремнистые) отложения с прослоями и линзами органогенно-обломочных известняков в самых верхах разреза. При этом состав сланцев верхней части марейшорской градации преимущественно кремнистый, амдерминской — глинистый, а состав конкреций соответственно кремнистый и карбонатно-глинистый.

Условия образования. По мнению предыдущих исследователей, отложения описываемой формации являются либо континентальными (Устрицкий, 1961), либо, как считал В. С. Енокян, прибрежноморскими отложениями перемытых дельт. Большинство авторов их образование связывает с интенсивным воздыманием Пай-Хоя в среднем девоне, являющимся проявлением каледонского тектогенеза (Устрицкий, 1961). Область сноса, по их мнению, находилась в пределах Карского кратона, располагавшегося на месте современного Карского моря. Несколько иной точки зрения придерживался Г. А. Чернов (1972), который считал, что снос терригенного материала происходил не только с Карской, но и с Большеземельской суши.

Л. Н. Беляков и Б. Я. Дембовский (1984), выделяя палеозойский глубоководный комплекс Пай-Хоя, считают, что среди отложений среднего девона глубоководные отложения полностью отсутствуют. В своей последней статье В. И. Устрицкий (1985) пересмотрел прежнюю точку зрения. Все среднепалеозойские отложения Пай-Хоя, "аналогичные Лемвинской зоне Урала", рассматриваются им как глубоководные отложения континентального склона. На наш взгляд, отложения описываемой формации тоже являются относительно глубоководными. Об этом свидетельствует преимущественно сланцевый состав формации, широкое развитие в ней кремнистых сланцев (иногда с радиоляриями), мелкозернистых известняков, пиритизация пород, практически полное отсутствие бентосной фауны. Кроме того, широко развиты признаки размыва незатвердевшего осадка, косая слоистость донных течений, знаки-слепки струй течений.

Как известно, большую роль в транспортировке обломочного материала в глубоководные части современных морских бассей-

нов играют гравитационные автокинетические потоки. Крупнозернистые алевриты и пески широко распространены за пределами шельфов. Они встречаются и на континентальном склоне, но особенно характерны для континентального подножия, где формируют долинно-веерные системы. В последних различают внутреннюю, среднюю и внешнюю части. Для первых двух характерно широкое развитие мощных песчаных, песчано-глинистых и алеврито-глинистых ассоциаций. Во внешней части веера отложения менее грубые (Хворова, 1978). В описываемой формации относительно глубоководные пелитовые отложения ассоциируют с алевролитами и песчаниками. Вероятно, большую роль в транспортировке и осаднении обломочного материала, слагающего описываемую формацию, играли гравитационные потоки. В кремнисто-терригенной формации наблюдается определенная тенденция в распределении разных типов отложений, а именно: ритмичная смена тонких пелитовых кремнистых осадков в нижней части более грубыми песчаными осадками — в средней, и пелитовыми (кремнистыми и глинистыми) — в верхней частях разреза. В литоральном направлении отложения изменяются от менее песчаных со значительным развитием кремнистых пелитов — на юго-востоке (марейшорская градация) до песчаных с большим развитием глинистых пелитов — на северо-западе и северо-востоке (амдерминская градация). Описанная изменчивость хорошо согласуется с фациальной изменчивостью в пределах долинно-веерных систем. При этом амдерминская градация является частью, наиболее приближенной к источнику сноса, марейшорская — более удаленной.

Исходя из вышеизложенного, автор считает, что в среднем девоне воздымания Пай-Хоя не было, так как терригенные отложения этого возраста отлагались в относительно глубоководных условиях. Появление песчаников среди сланцевых отложений связано с увеличением объема обломочного материала, сносимого с суши. Последняя могла располагаться западнее, северо-западнее и севернее Пай-Хоя. Северный источник сноса не исключен, если учесть, что в эйфельский век на среднюю часть Новой Земли происходил интенсивный снос со стороны Баренцева моря (Палеогеография ..., 1977). Такого же мнения сейчас придерживается и В. И. Устрицкий (1985). Однако вопрос об области сноса сложный, пока еще нет данных для его окончательного решения. Необходимо в первую очередь разработать детальную биостратиграфию этих отложений. Автор считает, что находки конодонтов позволят приблизиться к решению этого вопроса.

Таким образом, нашими исследованиями уточнен раннеэйфельский (эмский) — раннефранский возраст формации, установ-

лен ее относительно глубоководный характер. Последнее показывает, что в среднедевонское время общего воздымания Пай-Хоя не происходило и условия осадконакопления оставались глубоководными.

Автор выражает признательность А. И. Елисееву и В. В. Юдину за советы и консультации.

ЛИТЕРАТУРА

- Беляков Л. Н., Дембовский Б. Я. Некоторые особенности тектоники севера Урала и Пай-Хоя. — Геотектоника, 1984, № 2, с. 51-57.
- Ботвинкина Л. Н. Методическое руководство по изучению слоистости. — М., 1965. — 259 с. (Тр. ГИН АН СССР; вып. 119).
- Крылова А. К. К стратиграфии среднего и верхнего палеозоя юго-западного Пай-Хоя. — Зап. Всесоюз. минерал. об-ва. 1940, ч. 69. Вторая серия, вып. 2-3, с. 418-427.
- Новые данные о проявлениях барита и серного колчедана в среднедевонских отложениях Пай-Хоя/Я. Э. Юдович, А. Б. Юдина, Н. И. Тимонин, Л. П. Павлов. — В кн.: Литология и геохимия палеозойских формаций севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1979, с. 43-54 (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 28).
- Палеогеография Новой Земли и сопредельных районов в ордовике-девоне/В. И. Бондарев, Ю. П. Ершов, И. А. Андреева, Н. Н. Соболев. — В кн.: Тектоника Арктики. Складчатый фундамент шельфовых седиментационных бассейнов. Л.: Изд-во НИИГА, 1977, с. 20-40.
- Устрицкий В. И. О фациальной зональности среднепалеозойских отложений Пай-Хоя и северной части Полярного Урала. — В кн.: Сборник статей по геологии и нефтегазоносности Арктики. — Л.: Недра, 1961, с. 40-69. (Тр. НИИГА, т. 123, вып. 16).
- Устрицкий В. И. О соотношении Урала, Пай-Хоя, Новой Земли и Таймыра. — Геотектоника, 1985, № 1, с. 51-61.
- Хворова И. В. Терригенные обломочные отложения океанов и некоторых морей. — Литология и полезные ископаемые, 1978, № 4, с. 3-23.
- Чернов Г. А. Палеозой Большеземельской тундры и перспективы его нефтегазоносности. — М.: Наука, 1972. — 314 с.
- Юдина А. Б. Литологические особенности баритоносных отложений палеозойской свиты на Пай-Хое. — В кн.: Рудогенез и геохимия осадочных формаций Пай-Хоя и Тимана. М.: ВИНТИ, 1982, № 4714-82 Дел.

КАРБОНАТНЫЕ СРЕДНЕДЕВОНСКО-КАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ФОРМАЦИИ ПАЙ-ХОЯ

А.И.Елисеев, Г.Ф.Семенов

В результате формационного анализа палеозойских отложений Пай-Хоя (см. первую статью в сборнике) установлено, что среди карбонатных среднедевонско-каменноугольных отложений выделяются четыре формации: 1) платамовая среднедевонская; 2) калейдовая франско-турнейская; 3) платамовая средне-верхневизейская; 4) калейдовая серпуховско-касимовская. Ниже дано более подробное описание этих формаций.

Платамовая среднедевонская формация (терригенно-известняковая открытого шельфа)

Платамовая среднедевонская формация наблюдается на протяжении всей карбонатной зоны Пай-Хоя и имеет мощность до 450 м. Она сложена в основном темно-серыми или серыми детритовыми известняками, нередко песчанистыми или глинистыми, содержащими во многих разрезах прослойки песчаников, алевролитов и аргиллитов.

Нижняя граница формации постепенная и проводится по смене терригенных пород фалаховой формации детритовыми известняками. В тех же районах, где фалаховая формация не развита, платамовая формация залегает непосредственно на породах калейдовой верхнеордовикско-нижнедевонской формации. Обычно эта граница здесь совпадает со сменой рифогенных массивных известняков, имеющих раннедевонский или раннеэфельский возраст, песчанистыми детритовыми известняками позднеэфельского возраста. Верхняя граница формации проводится по появлению биогермных образований франского яруса — в одних разрезах и депрессионных глинисто-кремнисто-карбонатных осадков того же возраста — в других.

В составе формации с северо-запада на юго-восток намечается несколько градаций: силовская, изьяшорская, даркашорская и сезымюнкошорская.

Силовская градация охватывает большую часть формации и

сложена преимущественно детритовыми известняками, переслаиваемыми с кварцевыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Отложения этой градации можно наблюдать по рекам Гусиной, Бельковской и Силовой. Мощность их достигает 350 м.

Изьяшорская градация характеризуется частым переслаиванием известняков, аргиллитов и кремнистых образований, реже — кварцевых алевролитов. Мощность пород этой градации составляет 450 м.

Даркашорская градация наблюдается в нижнем течении ручьев Даркашор и Выяшор (приток р.Кары). Для нее характерны тонкоплитчатые известняки, сильно перекристаллизованные. Лишь в некоторых прослоях удается наблюдать их детритовую структуру. Тонкая отдельность (10-15 см) этих пород вызвана частыми прослоями (0,5-1 см) зеленовато-серых аргиллитов. Мощность отложений около 100 м.

Сезымюнкошорская градация сложена детритовыми, в значительной степени доломитизированными, в меньшей мере — водорослевыми и обломочными известняками.

Таким образом, основную часть платамовой среднедевонской формации составляет силовская (терригенно-известняковая) градация, развитая в наиболее западных разрезах. К северо-востоку она сменяется изьяшорской (кремнисто-глинисто-карбонатной) градацией. Породы этой градации образовались в депрессии на шельфе. Интересно заметить, что терригенный материал, так широко распространенный в силовской градации, также оседал в депрессии и поэтому не попадал в развитые далее к северо-востоку даркашорскую и сезымюнкошорскую градации. Последняя представлена часто водорослевыми известняками, которые образовались на мелководье открытого моря. Климат во время образования формации был гумидным, о чем свидетельствуют находки бокситов.

Калейдовая франско-турнейская формация (карбонатная депрессионно-мелководная)

Формация широко развита на Пай-Хое и имеет мощность до 1000 м. В соответствии с тремя типами разрезов в строении ее выделяются три градации: юго-западная доломитово-известняковая (верхнесиловская), центральная кремнисто-глинисто-известняковая (ховратывисская) и северо-восточная глинисто-известняковая (сезымюнкошорская).

Верхнесиловская градация, распространенная на юго-западе Пай-Хоя (реки Бельковская, Гусиная, верховье р.Силовой и др.), сложена известняками и доломитами мощностью 1000 м. Извест-

няковые породы представлены здесь несколькими типами: обломочными, биогермными, комковато-детритовыми и детритовыми. Доломиты являются седиментационно-диагенетическими.

Ховратывисская градация однотипна с вангырской градацией, выделяемой А.И.Елисеевым (1978) в среднефранско-турнейской калейдовой формации западного склона Северного и Приполярного Урала. Она также сложена частым переслаиванием известняков, аргиллитов и кремней (мощность их более 700 м). Соотношение пород, образующих ассоциацию, различно в разных частях разреза. Однако преобладают всегда известняки, среди которых наиболее часто встречаются комковато-детритовые разности.

Сезымюнкошорская градация выделена по материалам А.И. Першиной и В.С.Цыганко (1980). Она представлена известняками, большей частью обломочными и водорослевыми. В нижней части наблюдается значительное количество прослоев аргиллитов. К основанию градации приурочены линзы диаспоровых руд. Общая мощность градации равна 450-500 м.

Своеобразные породы фаменского яруса встречены на притоках р.Силовы — ручьях Варкатывис и Буреданшор. Это полосчатые породы, в которых часто чередуются темные и светлые прослои. Прослои имеют мощность не более 0,5 см, часто прерываются, образуя линзочки длиной до 5 см. В отдельных местах в породе видны членики криноидей. Породы слагают значительную толщу, видимая мощность которой около 500 м. Чистота известняков и однородность строения такой мощной толщи позволяют предполагать их биогермное происхождение. Возможно, что это водорослевые, сильно измененные образования, полосчатость которых вызвана рассланцеванием. Эти породы находятся к северо-востоку от ховратывисской (вангырской) градации на границе с отложениями сланцевой зоны. По занимаемому положению они близки к сезымюнкошорской градации, но образовались в более мелководных условиях, чем большинство осадков последней.

Рассматривая формацию в целом, следует отметить, что она имеет много общего с калейдовой формацией того же возраста, выделенной А.И.Елисеевым (1978) в Елецкой зоне севера Урала. Верхнесиловская градация во многом напоминает сыгинскую. Ховратывисская градация, однотипная с вангырской, также является депрессионным образованием. На Урале к востоку от вангырской градации распространена патокская доломитово-известняковая мелководная градация. На Пай-Хое к северу-востоку от депрессионной ховратывисской градации развита, как уже было сказано, сезымюнкошорская градация. В ней наблюдается чередование мелководных образований (водорослевых и обломочных)

с депрессионными осадками. По-видимому, осадки сезымюнкошорской градации занимали место на склоне, который ограничивал депрессию с северо-востока. Положение этого склона не было постоянным, вследствие чего в разрезе видно чередование мелководных и относительно глубоководных пород.

Наблюдается чередование мелководных и относительно глубоководных отложений и на площади. Например, нижняя часть франского яруса на руч. Сезым-Юнко-шор представлена известняками с прослоями углисто-глинистых сланцев, в то время как на р.Лядгей-Яге нижнефранские отложения сложены светло-серыми водорослевыми известняками и известняковыми брекчиями. Такое чередование весьма характерно для калейдовых формаций.

Платамовая средне-верхневизейская формация (известняковая открытого шельфа)

Формация пользуется широким распространением на территории карбонатной зоны Пай-Хоя. Основная часть (окские отложения) представлена детритовыми известняками с богатой и разнообразной фауной. Нижняя же часть в соответствии с двумя типами разрезов делится на две части: известняковую (верхнесиловскую) и кремнисто-известняковую (гурейшорскую). Общая мощность формации достигает 600-700 м.

Нижняя граница формации совпадает со стратиграфическим перерывом: отложения бобриковского или тульского горизонта лежат на самых низах визейского яруса (косьвинском горизонте). Верхняя граница проводится по изменению характера известняков: детритовые известняки окского подъяруса сменяются биогермными или обломочными известняками и доломитами серпуховского яруса. В некоторых разрезах (р.Хейяга) намечается более ранняя смена формаций — в веневское время.

Нижняя часть формации (средневизейская). Верхнесиловская градация выделена на р.Силове. Она представлена светло-серыми детритовыми известняками, в разной степени доломитовыми, с прослоями обломочных известняков.

Гурейшорская (кушковатская) градация резко отличается от предыдущей, хотя возраст ее тот же самый — средневизейский. Она сложена темно-серыми тонкоплитчатыми известняками с кремнями. Такие породы были названы В.А.Варсанюфьевой (1962) на р.Малой Печоре кушковатской фацией визейских известняков. Аналогичные породы в виде небольших выходов были встречены затем и в более северных районах — на реках Большой Инте и Лекельце (Елисеев, 1973). В 1977 г. кушковатская фация визейских известняков была установлена на Пай-Хое (Елисеев, Семенов,

1979). Эти породы наблюдаются на р. Силове в серии длинных обнажений на расстоянии нескольких километров между устьями р. Буредан и руч. Гурейтывис. Толща сильно смита в мелкие складки, что затрудняет составление разреза и выяснение ее истинной мощности. Ориентировочно мощность ее равна 300-400 м.

Наиболее распространенными породами в этой градации являются микро- и мелкодетритовые известняки, на втором месте — спиккуловые известняки. Нередко наблюдаются случаи тонкого переслаивания названных пород. Меньшую роль в строении градации играют спонголиты и кремни, развитые в виде тонких "поясков".

Касаясь палеогеографического и палеотектонического положения кушковатской градации, можно заметить, что одним из авторов (Елисеев, 1978) она считается образованием предрифовой впадины. Если принять эту точку зрения, то к северо-востоку от рассмотренных известняков кушковатской градации следует предполагать развитие рифовых известняков того же возраста.

Верхняя часть формации (верхневизейская). Сложена на территории всей карбонатной зоны практически однотипными отложениями — полидетритовыми известняками с богатой фауной, особенно брахиопод и кораллов. Известняки серые или голубовато-серые, мелкодетритовые. В виде отдельных прослоев мощностью в несколько метров встречаются крупно- и грубодетритовые известняки. Мощность верхней части формации достигает 350 м.

В палеотектоническом отношении образование платамовой формации связано с медленным погружением всей Елецкой зоны, с визейской трансгрессией, широкое развитие которой началось в тульское время.

Калейдовая серпуховско-касимовская формация (карбонатная депрессионно-мелководная)

Отложения этой формации распространены на всей территории карбонатной зоны, но чаще наблюдается только нижняя (серпуховская) часть формации. Среднекаменноугольные и позднекаменноугольные осадки во многих местах не отлагались или были размывты в предпермское время. Формация сложена в основном известняками, среди которых заметно выделяются биогермные и обломочные образования. Мощность формации не более 250-300 м.

В соответствии с двумя типами разрезов серпуховского яруса, отложения которого составляют основную часть формации, выделяются две градации: доломитово-известняковая (верхнесиловская) и брекчиево-известняковая (хейягинская).

Верхнесиловская градация развита в юго-западной части карбонатной зоны. Она представлена серыми и светло-серыми извест-

няками и доломитами общей мощностью до 250 м. Среди известняков этой формации выделяется несколько типов: обломочные (известняковые брекчии), биоморфные (водорослевые и брахиоподовые) и детритовые. Наиболее распространены водорослевые (строматолитоподобные) известняки. Это полосчатые породы, которые к водорослевым известнякам относятся с большой долей условности. Брахиоподовые известняки встречаются по всему разрезу в виде прослоев мощностью до 1 м. Детритовые известняки переслаиваются с водорослевыми и брахиоподовыми. Наиболее распространены среди них водорослево-детритовые и комковато-детритовые разности. В виде отдельной толщи (12 м) развиты известняковые брекчии, в которых крупные обломки достигают 1 м в поперечнике, а более частые мелкие — 10-20 см. Доломиты встречаются в виде пластов мощностью 1-3 м, редко до 15 м.

Хейягинская градация расположена к северо-востоку от предыдущей. Она наблюдалась нами на реках Хейяге и Сибирчате. Характерной отличительной особенностью градации является широкое распространение в ней биоморфных и обломочных известняков. Биоморфные водорослевые известняки сложены остатками водорослей, систематическая принадлежность которых не установлена. Обычно такие породы имеют неоднородное строение, обусловленное как их первичным составом, так и перекристаллизацией. Поверхность известняков пятнистая или узорчатая.

Обломочные разности представлены в основном известняковыми брекчиями, которые неоднократно появляются в разрезе, переслаиваясь с комковато-детритовыми известняками. Часто встречаются также детритоидные и оолитовые известняки.

Верхняя часть формации (среднекаменноугольные и низы верхнекаменноугольных отложений) наблюдается лишь в немногих местах (на мысе Чайка, реках Бельковской и Силове). На большей части территории эти отложения отсутствуют, и нижнепермские отложения трансгрессивно залегают на различных горизонтах карбона.

Башкирские отложения представлены водорослево-детритовыми известняками мощностью около 25 м. Московские отложения и низы касимовского яруса обнажены только на мысе Чайка, где сложены рифогенными породами — мшанково-брахиоподовыми массивными известняками мощностью 120 м (Беляков, Енокян, Чермных, 1981).

Образование калейдовой серпуховско-касимовской формации связано с восходящими движениями карбонатной (перикратонной) зоны платформы. Все рассмотренные типы пород указыва-

ют на образование формации в условиях мелководного шельфа. Наиболее мелководными являются биогермные и обломочные известняки хейягинской градации. Широкое развитие чистых карбонатов, особенно присутствие доломитов, указывает на то, что климат во время образования формации был аридным или субаридным.

ЛИТЕРАТУРА

- Беляков Л.Н., Енокян Н.В., Чермных В.А. Каменноугольные отложения Пай-Хоя и острова Вайгач. — В кн.: Стратиграфия палеозоя Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1981, с. 33-52. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 37).
- Варсанюфьева В.А. О некоторых вопросах стратиграфии и литологии каменноугольных отложений западного склона Северного Урала. — В кн.: Материалы по геологии Коми АССР. Сыктывкар, 1962, с. 11-26. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 2).
- Елисеев А.И. Карбон Лемвинской зоны севера Урала. — Л.: Наука, 1973. — 95 с.
- Елисеев А.И. Формация зон ограничения северо-востока Европейской платформы. — Л.: Наука, 1978. — 204 с.
- Елисеев А.И., Семенов Г.Ф. Кушковатская фация визейских известняков на Пай-Хое. — В кн.: Литология и геохимия палеозойских формаций севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1979, с. 37-39. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 28).
- Першина А.И., Цыганко В.С. Новые данные по стратиграфии силурийских и девонских отложений юго-восточного окончания Пай-Хоя. — В кн.: Фанерозой Севера европейской части СССР. Сыктывкар, 1980, с. 3-19 (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 33).

ФТАНИТОВАЯ ВЕРХНЕДЕВОНСКО-НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНАЯ ФОРМАЦИЯ ПАЙ-ХОЯ

А.А.Беляев

Исследованиями последних лет установлено, что формации сланцевой зоны севера Урала и Пай-Хоя образуют определенный ряд (Елисеев, 1978, 1983; Пучков, 1979; Осадочные формации..., 1984). Фтанитовая (кремнистая глубоководная) верхнедевонско-нижнекаменноугольная формация соответствует зрелой стадии развития геосинклинали.

Фтанитовая формация — это характерная толща черных, серых и цветных кремнистых пород, достигающая мощности 400-500 м. Она широко развита на северо-восточном и юго-западном склонах Пай-Хоя, особенно в бассейнах нижнего течения рек Силоры и Кары. Стратиграфически формация охватывает большую часть франского, фаменский и турнейский ярусы. Нижняя граница формации проводится по кровле толщи характерных ритмично-слоистых углисто-кремнисто-глинистых сланцев, выделенных ранее Ю.В.Жуковым в качестве путьюской свиты. В верхах этой толщи Л.И.Кононовой (МГУ), Н.С.Овнатановой (ВНИГРИ) определены конодонты саргаевского горизонта франского яруса. Верхняя граница формации проводится по подошве толщи углисто-кремнистых сланцев и детритовых известняков толеровой формации, охарактеризованных нижневизейской фауной аммоноидей. Таким образом, фтанитовая формация выделяется в объеме громашорской свиты, выделенной В.И.Устрицким, или толщи верхнего девона и пачки "пестрых кремней", по А.С.Микляеву и М.А.Маслову, а также толщи однообразных тонкоплитчатых фтанитов и известняковых брекчий турнейского яруса. При этом ассоциация характерных яшмовидных силицитов на основании определения конодонтов отнесена к средней части фаменского яруса, а залегающая выше пачка "пестрых кремней" (по А.С.Микляеву и М.А.Маслову) соответствует верхней части фаменского яруса.

Формация довольно однородна и выдержана по площади. В ее составе преобладают различные кремнистые породы, в подчинен-

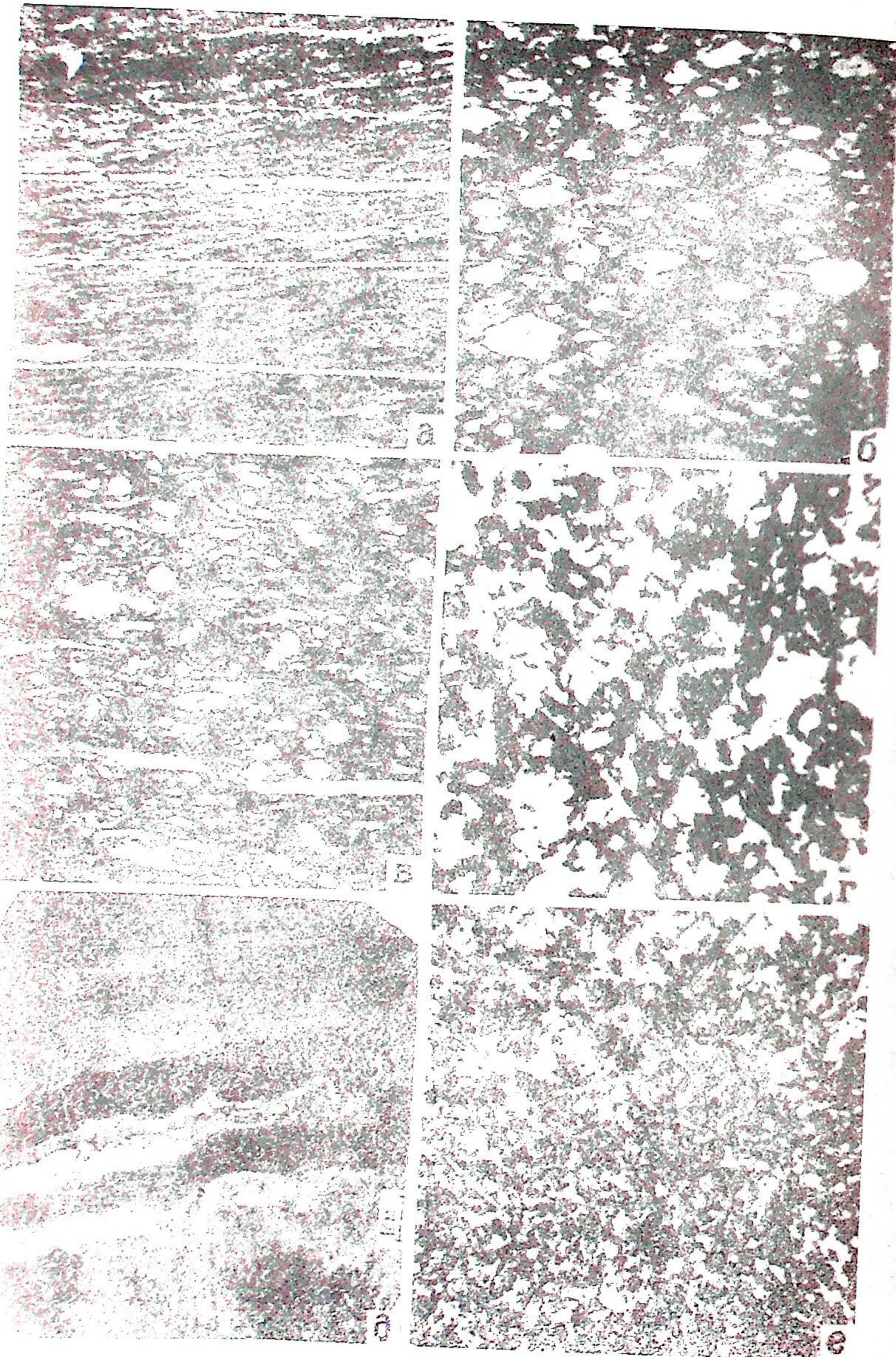


Рис.1. Структуры и текстуры кремнистых пород фтанитовой формации. а — фтанит сланцеватый с редкими деформированными остатками радиолярий. Шл. 17/12, х 50; р.Кара, фаменский ярус; б — радиоларит углистый, Шл. 35/216, х 25; р.Пэяха, турнейский ярус; в — спонголит. Шл. 37/252, х 40; р.Пэяха, турнейский ярус; г — силицит сидеритовый (темный сидерит). Шл. 49/322, х 50; р.Мал. Серью, фаменский ярус; д — характер слоистости железистых силицитов. Обр. 113/511; р.Силова, фаменский ярус; е — амфиболовый известково-кремнистый сланец с длиннопризматическими агрегатами рибекита-арфведсонита. Шл.49/335, х 50; р.Мал. Серью, фаменский ярус.

ном количестве присутствуют карбонатные породы. При литологическом изучении выделено большое разнообразие типов кремнистых и карбонатных пород, поэтому ниже описаны только основные или специфические типы пород.

Фтаниты — черные, темно-серые, в основном плитчатые породы однородной текстуры. Структуры тонко-, криптозернистые, микрогранобластовые, микролепидогранобластовые, сланцеватые, с отдельными ядрами перекристаллизованных, деформированных радиолярий (рис.1а) или без них. Характерна тонкая микрослоистость, обусловленная наличием тонкодисперсного углеродистого вещества. Основной породообразующий минерал кварц. Ультраструктура поверхности скола, изученная в угольных репликах под электронным микроскопом в типовых образцах, характеризуется новакулитовым типом поверхности. Для фтанитов характерно отсутствие радиоляриевой структуры или очень слабое ее проявление.

Радиолариты — черные тонкоплитчатые породы однородной или тонкослоистой текстуры. Отличаются от фтанитов хорошо выраженной органогенной радиоляриевой структурой (рис.1 б). Состоят в основном из перекристаллизованных ядер радиолярий размером 0,05-0,1 м, ориентированных по сланцеватости. Состав основной массы кварцевый, тонко-, криптозернистой размерности, с рассеянным углеродистым веществом.

Спонголиты — темные тонкоплитчатые породы с однородной текстурой. Структура органогенная спонгиевая, сланцеватая (рис.1 в). Состав спикул и основной массы преимущественно кварцевый, структура основной ткани — бластопелитовая с рассеянным углеродистым веществом.

Силициты мелкозернистые — плотные, обычно светлые, серые породы, однородной мелко-, тонкозернистой структуры, иногда с отдельными редкими ядрами радиолярий и порфиробластами пирита.

Силициты сидеритовые распространены незначительно. Это

буровато-серые, ритмичнослоистые породы. Состав основной массы кварцевый, тонкозернистой структуры. В ней равномерно распределены изометричные выделения кварца с диабластовыми каемками сидерита (рис.1г), реже последние встречаются в виде изометричных выделений в основной массе кварца.

Силициты железистые ("яшмоиды") — слоистые, сланцеватые, реже однородные породы красноватых, бурых и оранжевых цветов, напоминающие яшмы (рис.1д). Характерная черта — наличие тонкодисперсного гематита. Состав преимущественно кварцевый, со значительной долей карбонатного, железистого, глинистого материалов. Структуры мелко-, тонкозернистые, сланцеватые, с отдельными участками органогенной, иногда микрослоистые, микропорфиробластовые.

Силициты слюдистые широко развиты в нижней части формации. Это светло-серые, зеленовато-серые породы. Состав — кварц (60-80%), гидрослюды (5-15%), пирит (до 5%). Структуры гранобластовые, микролепидогранобластовые, текстуры слоистые, сланцеватые.

Сланцы известково-кремнистые амфиболовые (рис.1е) ассоциируют с железистыми силицитами и развиты в виде редких маломощных прослоев (3-20 см). Состав — кварц (60-70%), кальцит, гидрослюды, амфиболы ряда рибекит-глаукофан (до 40%). Структуры различные, но в целом обычны порфиробластические с алевропелитовой, органогенной или микролепидогранобластовой структурой основной ткани. Текстуры слоистые, сланцеватые. Особенности химического и минерального составов позволяют трактовать эти породы как метатуффиты (Петрохимическая диагностика... , 1984).

Среди карбонатных пород выделяются седиментационные, седиментационно-диагенетические и кластогенные карбонаты. Группу кластогенных карбонатов составляют разнотерритовые известняки и известняковые брекчии, которые являются наиболее характерными аллохтонными образованиями сланцевой зоны Пай-Хоя (Беляев, Семенов, 1983).

Известняковые брекчии (рис.2а) имеют в большей части однородный состав обломков, преимущественно развиты известняки мелкозернистые, детритовые, биоморфные. Кремнистые обломки встречаются редко. Бедный комплекс переотложенной фауны включает обломки криноидей, кораллов, брахиопод и фораминифер. Цемент кремнистый или карбонатный, составляет от 20 до 40%. Для брекчий характерна градационная сортировка, что выражается в укрупнении обломков от кровли к подошве пласта. Средний размер обломков 0,5-3 см, редко — до 1 метра.

Известняки детритовые имеют различные оттенки серого цвета. Структуры детритовые, сланцеватые. Текстуры массивные, реже слоистые. Пользуются незначительным развитием в парагенезах формаций.

Седиментационные и седиментационно-диагенетические карбонаты входят практически во все выделенные ассоциации пород фтанитовой формации.

Доломиты кремнистые отмечены в виде единичных пластов в верхней части формации. Имеют темно-серый цвет, повышенную прочность. Структуры грано- или порфиробластовые с участками микрогранобластовой. Состав: доломит, кальцит, кварц. Повышенное содержание марганца реализуется в виде манганодоломита, манганокальцита (Юдович и др., 1981).

Известняки мраморовидные распространены незначительно. Ассоциируют с железистыми силицитами и образуют пласты мощностью 0,1-0,9 м. Обычна светлая окраска кремовых, желтовато-белых оттенков. Структуры разнотерритовые мраморовидные (рис. 2б), участками гранолепидобластовые. Текстуры массивные. Состав: кальцит (до 90%), кварц (5-10%). Характерные особенности: существенное обогащение легким изотопом углерода до -19‰ $\delta^{13}\text{C}$ (PDB), присутствие тонкодисперсной примеси сульфидов меди, цинка и вторичных малахита, бирюзы и др.

Сланцы кремнисто-известковые в виде маломощных прослоев развиты по всему разрезу фтанитовой формации. Структуры преимущественно бластопелитовые, текстуры слоистые, сланцеватые.

Известняки седиментационно-диагенетические (конкреционные) развиты довольно широко и приурочены к определенным горизонтам (Беляев, Юдович, 1983). Имеют округлые, шарообразные, лепешковидные или линзовидные формы. Размеры от 0,1 до 2 м в диаметре. Структуры различные: от пелитоморфных до крупнокристаллических гранобластовых. Характерны реликтовые теньевые структуры радиоляритов (рис.2в).

В кремнистых и карбонатных породах фтанитовой формации широко проявлены разнообразные признаки бластеза: сланцеватость, перекристаллизация минералов под влиянием стресса, двойники скольжения с деформированными плоскостями двойникования. Отмечены породообразующие амфиболы ряда рибекит-глаукофан, актинолит, биотит, стильпомелан. Конкрециообразующим фосфатом является бескарбонатный фтсрапатит. Нижний температурный рубеж преобразования пород, определенный по индексу цветовой окраски конодонтов, составлял не менее 300° и охватывал весь сланцевый комплекс (Петросьянц, Овнатанова,

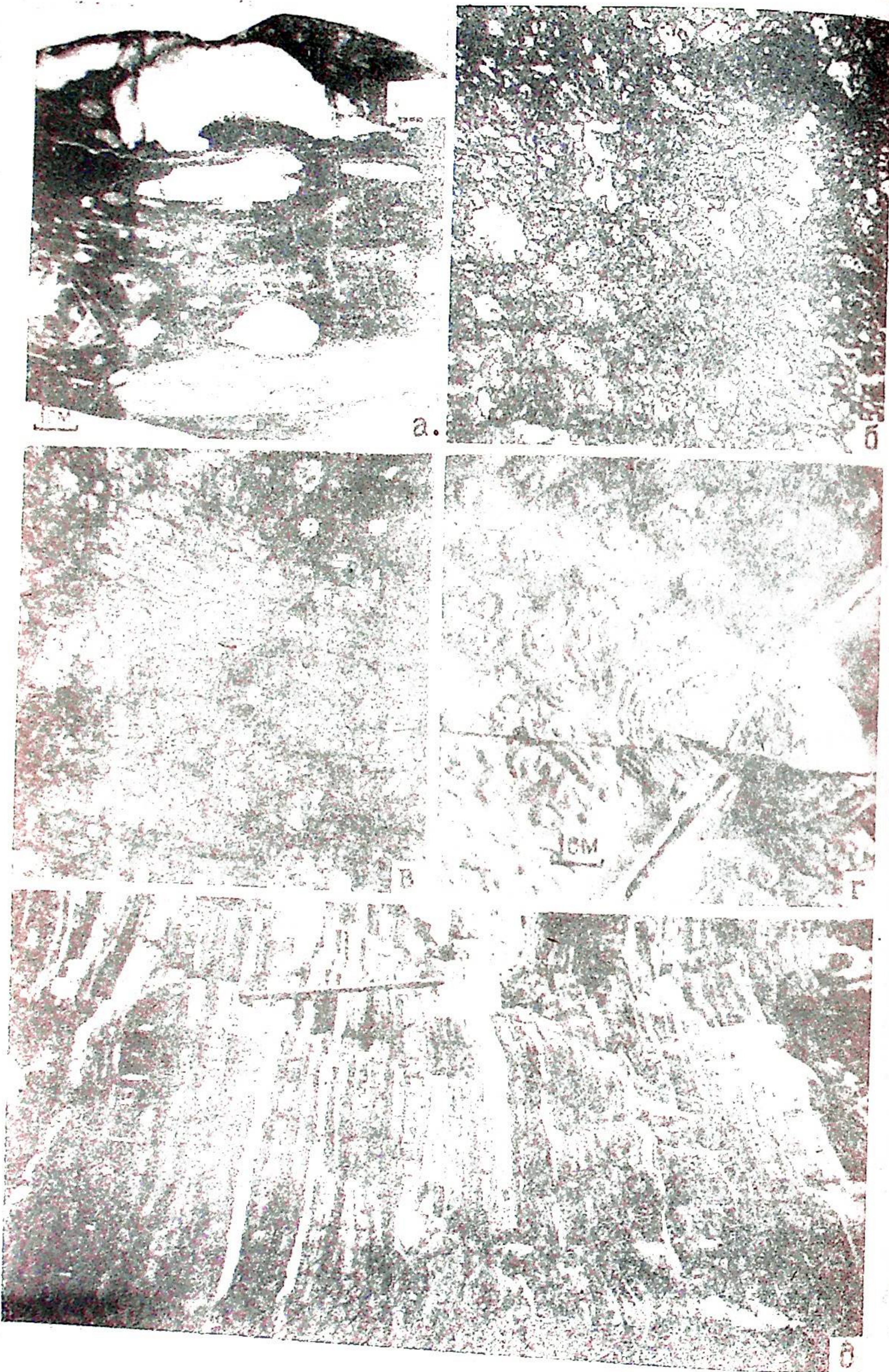


Рис.2. Структуры и текстуры карбонатных пород фтанитовой формации. а — известняковая брекчия. Обр. 104/381; р.Силова, фаменский ярус; б — разномзернистая, гранобластовая структура мраморовидного известняка. Шл. 34/202, х 50; р.Пэяха, фаменский ярус; в — известняк крупнокристаллический с реликтовой структурой радиолярита (конкреция). Шл. 85/987, х 50; р.Путью, фаменский ярус; г — икнофоссилии — следы жизнедеятельности бентосных организмов и трещина синерезиса (?). Обр. 149/844; руч. Грома-Шор, фаменский ярус; д — тонкое переслаивание карбонатных, железистых карбонатно-кремнистых пород фаменского яруса; р.Силова.

1983). Эти факты свидетельствуют о том, что кремнистые и карбонатные породы преобразованы в условиях низкотемпературного метаморфизма высоких давлений (Мейсон, 1981).

В строении формации участвуют несколько ассоциаций, сочетающих в себе определенные парагенезы вышеописанных типов пород.

Ассоциация фтанитов, радиоляритов и углисто-кремнистых сланцев наиболее характерна для фтанитовой формации и определяет ее облик. Она развита в нижней и верхней частях формации. Главную роль в строении ассоциации играют фтаниты — черные плитчатые кремнистые породы. Характерной особенностью является маркирующий горизонт карбонатных мегаконкреций в нижней части формации. Мощность ассоциации в нижней части формации 20-25 м, в верхней — 35-40 м.

Ассоциация слюдястых, мелкозернистых силицитов и карбонатно-кремнистых пород находится в нижней части формации, образуя толщу 40-60 м. Эта толща выделяется характерной зеленовато-серой окраской, имеет своеобразный полосчатый вид и постепенно сменяет предыдущую ассоциацию. Участками в ассоциации проявляется интенсивная послойная пиритизация. В верхней части ассоциации обычно ритмичное переслаивание карбонатно-кремнистых пород и силицитов.

Ассоциация железистых яшмовидных силицитов, известняковых брекчий и мраморовидных известняков довольно изменчива по своему составу. Мощность ее от 20 до 30 м и более. Самым характерным ее членом являются слоистые железистые разности силицитов, имеющие вишнево-бурые, оранжевые, красные цвета. Окраска обусловлена тонкодисперсным гематитом, рассеянным в массе кремнистого материала. Переслаивание многочисленных разностей этих пород образует тонкую полосчатость — от первых миллиметров до десятков сантиметров (рис.2д).

Эта ассоциация содержит конкреционные карбонатные руды марганца и железа (сидеритовые силициты) в виде маломощных

прослоев и линз, в ней же обнаружены тонкие прослои амфиболовых карбонатно-кремнистых сланцев, где до 45% от объема породы составляют амфиболы ряда рибекит-глаукофан. Мраморовидные известняки и известняковые брекчии образуют пласты и линзы мощностью от 0,1 до 6 м. Чаще всего сочетаются железистые силициты и мраморовидные известняки, с резко подчиненным количеством кластогенных карбонатов (реки Силова, Сесыяю, Сибирчата). В бассейне нижнего течения р.Кары мощность железистых силицитов уменьшается и, помимо мраморовидных известняков, в ассоциации появляются известняковые брекчии. В бассейне р.Песчаной в ассоциации отсутствуют мраморовидные известняки, но сохраняется парагенез детритовых известняков и железистых силицитов.

Заметнее всего ассоциация изменяется в бассейне р.Путью. Здесь исчезают белые мраморовидные известняки, значительно уменьшается доля кластогенных карбонатов и почти не проявлены железистые (яшмовидные) разновидности силицитов. Ассоциация здесь представлена красновато-серыми, зеленоватыми, серыми силицитами, в различной степени карбонатными, и углисто-кремнистыми сланцами.

Ассоциация фтанитов, радиоляритов, углисто-кремнистых сланцев, спонголитов и известняковых брекчий (50-70 м) заканчивает разрез фтанитовой формации. Преобладают фтаниты и черные сланцы, обычно сильно пиритизированные. Пласты известняковых брекчий и круподетритовых известняков мощностью 0,2-1 м составляют около 20% разреза. Встречаются редкие пласты кремнистых доломитов.

Литологические и геохимические данные позволяют высказать соображения в отношении генезиса всей формации и типов пород, ее составляющих.

Автохтонными образованиями являются радиоляриты, различные кремнистые сланцы и известняки с радиоляриевыми структурами, спонголиты, слюдястые силициты и глинистые сланцы с редкими ядрами радиолярий. Преимущественно кремнистый состав пород, тончайшая слоистая текстура отдельных горизонтов, прослеживаемая на значительных расстояниях, сравнительно небольшая мощность отложений свидетельствуют о замедленном глубоководном седиментогенезе. В фаменских кремнистых породах встречены многочисленные следы донных роющих организмов и газывыводящих каналов (Беляев, 1981). Первые развиты только в горизонте яшмовидных силицитов, вторые — в вышележащей пачке фтанитов. Следы роющих организмов концентрируются на плоскостях напластования, имеют сложные формы и общую тен-

денцию к спиральному закручиванию (рис.2г). Известно, что такие особенности ихнофоссилий характеризуют глубоководную обстановку абиссальных равнин. Характерные структуры "бугорков и ямок", вероятнее всего, можно связывать с разложением органического вещества с наличием спокойной гидродинамической обстановки. Все автохтонные образования характеризуются крайне обедненным видовым составом пелагической фауны (радиолярий, редко аммонитов, конодонтов, крайне редко конулярий) при практически полном отсутствии бентосных форм.

Аллохтонные образования представлены кластогенными карбонатами и вулканогенными породами.

Кластогенные карбонаты — разнородные известняки и известняковые брекчии — характеризуются рядом специфических особенностей. Брекчии образуют пласты с четкой нижней границей, нередко с бороздковыми знаками внедрения в подошве. Верхняя граница пластов выражена менее четко. Мощность пластов составляет 0,1-1,0 м, в отдельных случаях до 6 м. Некоторые пласты брекчий прослеживаются на большие расстояния, занимают определенное положение в разрезе и являются маркирующими горизонтами. Иногда брекчии залегают в виде линзообразных тел, вытянутых на сотни метров. Для брекчий характерна градационная сортировка кластогенного материала, которая выражается в укрупнении обломков по направлению от кровли к подошве пласта. Состав и размер обломочной части в пределах одного тела преимущественно однородный. Среди обломков встречены округлые фосфатизированные "окатыши" углистых радиоляритов. В отличие от автохтонных образований, брекчии содержат более разнообразную фауну, как правило, переотложенную. Это обломки криноидей, кораллов, брахиопод, фораминифер. Л.И.Кононовой (МГУ) из брекчий определены два сменяющихся во времени комплекса конодонтов, что, вероятно, связано с небольшим различием возраста цемента и обломков.

Таким образом, для брекчий характерны особенности, свойственные проксимальным и дистальным фациям известняковых турбидитов, которые считаются глубоководными образованиями. Образование таких пород связано с неустойчивым положением карбонатных осадков на склонах геосинклинальных трогов и последующим быстрым переносом к подножию склонов или в наиболее глубокие части котловин.

К группе вулканогенных пород нами отнесены маломощные прослои амфиболовых карбонатно-кремнистых пород и светлых глинистых пород, квалифицируемых как метатUFFиты трахитового состава. С подводной гидротермальной деятельностью можно

связывать также образование железистых известковых силицитов, кремнисто-сидеритовых ритмитов, конкреционных родохрозитовых и колчеданных руд. Подобные породы входят в парагенезы пород как фтанитовой, так и толеровой формаций. Такая трактовка имеет серьезные геохимические аргументы (Юдович, Пучков, 1980; Петрохимическая диагностика. . . , 1984; Осадочные формации. . . , 1984).

Набор пород, характер переслаивания, детали строения, состава и ископаемых остатков по всей области развития фтанитовой формации остаются постоянными. Можно полагать поэтому, что условия образования ее были повсеместно очень близкими.

Таким образом, литологические и геохимические особенности строения и состава фтанитовой формации Пай-Хоя свидетельствуют о ее образовании в процессе глубоководного седиментогенеза в краевой части геосинклинали на фоне эпизодических проявлений вулканической деятельности.

ЛИТЕРАТУРА

- Беляев А.А. Проблематичные отпечатки в кремнистых породах верхнего девона Пай-Хоя. — В кн.: Стратиграфия палеозоя Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1981, с. 26-32. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 37).
- Беляев А.А., Семенов Г.Ф. Известняковые турбидиты верхнего девона и нижнего карбона сланцевой зоны Пай-Хоя. — В кн.: Геология и минерально-сырьевые ресурсы Западно-Сибирской плиты и ее складчатого обрамления: Тез. 1У годичной сессии Тюменского отд. ВМО. Тюмень, 1983, с. 118-120.
- Беляев А.А., Юдович Я.Э. Конкреционные комплексы палеозойских отложений Лемвинской структурно-фациальной зоны на Урале и Пай-Хое. — В кн.: Конкреции и конкреционный анализ нефтегазоносных формаций: Тез. докл. Всесоюз. науч. конф. Тюмень, 1983, с. 30-31.
- Елисеев А.И. Формации зон ограничения северо-востока Европейской платформы (поздний девон и карбон). — Л.: Наука, 1978. — 192 с.
- Елисеев А.И. Формационные ряды Пай-Хоя в сравнении с западноуральскими. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Европейского Северо-Востока СССР. Сыктывкар, 1983, с. 31. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 44).
- Мейсон Р. Петрология метаморфических пород. — М.: Мир, 1981. — 263 с.
- Осадочные формации Пай-Хоя и перспективы их рудоносности /А.И. Елисеев, Я.Э.Юдович, А.А.Беляев, Г.Ф.Семенов. Сыктывкар, 1984. — 50 с. (Сер. препринтов сообщ. "Науч. рекомендации — нар. хоз-ву" / АН СССР, Коми фил.; вып. 48).
- Петросьянц М.А., Овнатанова Н.С. Оптические методы определения уровня катагенеза и метаморфизма органического вещества. — В кн.: Обзор инф. Сер. "Нефтегазовая геология и геофизика". Вып. 10 (30). М.: ВНИИОЭНГ, 1982. — 28 с.
- Петрохимическая диагностика вулканогенных продуктов в чернослан-

цевых отложениях Пай-Хоя /Я.Э.Юдович, М.П.Кетрис, А.В.Мерц, А.А.Беляев. — Геохимия, 1984, № 6, с.868-882.

Юдович Я.Э., Пучков В.Н. Геохимическая диагностика глубоководных осадочных пород. — Геохимия, 1980, № 3, с. 430-449.

Юдович Я.Э., Беляев А.А., Кетрис М.П. Геохимия, минералогия и рудогенез марганца в черносланцевых формациях Пай-Хоя. — В кн.: Рудообразование на Тимане и севере Урала. Сыктывкар, 1981, с. 54-72. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 34).

ТОЛЕРОВАЯ ВЕРХНЕДЕВОНСКО-СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНАЯ ФОРМАЦИЯ ПАЙ-ХОЯ

А.А.Беляев, Г.Ф.Семенов

Толеровая (известняково-кремнисто-глинистая глубоководная) формация развита на всем протяжении сланцевой зоны. На значительной части территории в восточных и юго-восточных разрезах она охватывает диапазон от раннего живета до раннего франа, затем замещается фтанитовой верхнедевонско-нижнекаменноугольной формацией, а с нижнего визе до верхов (?) среднего карбона вновь получает развитие. В крайних же юго-западных разрезах, куда не доходит "клин" фтанитовой формации, она занимает объем от верхнего живета (?) до верхней части среднего карбона, залегая на отложениях кремнисто-терригенной формации. Общая мощность формации достигает 1000-1100 м (Осадочные формации... , 1984; Елисеев, 1983).

Характерной особенностью формации является переслаивание карбонатных, кремнистых, глинистых, в небольшом количестве сульфатных и фосфатных пород. Все они в значительной степени изменены постседиментационными процессами, что выражается в диагенетических новообразованиях, существенной перекристаллизации и рассланцевании. Отчетливо проявляются локальные динамометаморфические структуры и деформации пластического течения.

Карбонатные породы имеют широкое распространение в толеровой формации. По комплексу признаков они подразделяются на седиментационные, седиментационно-диагенетические и (предположительно) гидротермально-седиментационные. К седиментационным относятся детритовые, криноидно-комковатые, комковато-детритоидные известняки, известняковые брекчии, доломиты. Седиментационно-диагенетические карбонаты включает радиолариевые, спиккуловые, пирито-кремнистые известняки и доломиты. Гидротермально-седиментационные (?) карбонаты объединяют тонкослоистые (строматолитоподобные), "глазковые" доломитовые и мраморовидные известняки. Для разреза толеровой формации вообще характерно обилие пород промежуточного

(смешанного) состава. Поэтому ниже даны только основные характерные и генетически важные типы пород.

Известняки детритовые широко распространены в отложениях визейского и серпуховского ярусов. Характерные цвета серые, темно-серые и голубоватые. Текстуры массивные, горизонтально или волнистослоистые, что часто обусловлено сортировкой материала. Состав известняков полидетритовый. Структуры мелко-, реже крупнодетритовые, комковато-детритовые, органогенно-обломочные. Обломочная часть представлена обломками криноидей, брахиопод, мшанок, фораминифер, остракод и различным неопределимым детритом. Состав, %: кальцит 56-90, доломит 1-15, нерастворимый остаток до 10, представлен в основном кварцем.

Известняки криноидно-комковатые характерны для отложений визейского яруса крайних юго-западных разрезов. Породы преимущественно серые, массивной и слоистой текстур. Структуры комковатые, органогенно-обломочные. Цемент — тонко-мелкозернистый прозрачный кальцит, в нем включены обломки криноидей (от 5 до 90%) и комочки тонко-микрозернистого известняка округлых и овальных форм размером 0,2-0,6 мм. Обычна примесь углисто-глинистого вещества и аутигенного кварца.

Известняки комковато-детритоидные отмечены в средне-, верхневизейских отложениях крайних юго-западных разрезов. Обычны темно-серые и голубоватые цвета. Текстуры преимущественно горизонтально тонкослоистые. Структура пород детритоидная органогенно-обломочная. Цемент — тонко-мелкозернистый кальцит с редкими ромбиками доломита. Детрит представлен обломками криноидей, фораминифер, обрывками водорослей. Комки — микрозернистый кальцит, иногда в значительных количествах (более 50%).

Брекчии известняковые развиты в отложениях фаменского, серпуховского и башкирского ярусов. Характеризуются различной мощностью от 0,1 до 6 м и различными оттенками серого цвета. Текстуры брекчиевые, обломочные (рис.1 а, б). Распределение обломков внутри пласта характеризуется градационной сортировкой материала и целым рядом специфических особенностей, свойственным турбидитным потокам (Беляев, Семенов, 1983). Цемент немного, чаще всего он представлен кремнеземом и детритовым материалом. Преобладающий размер обломков 1-5, иногда до 20 см и как исключение — до 2 м. Отмечается зависимость между величиной обломочного материала и степенью окатанности: более крупные обломки менее окатаны. Состав обломков разнообразен. Это различные известняки: биоморфные (водорослевые), детритовые, комковато-детритовые, обильный органический дет-

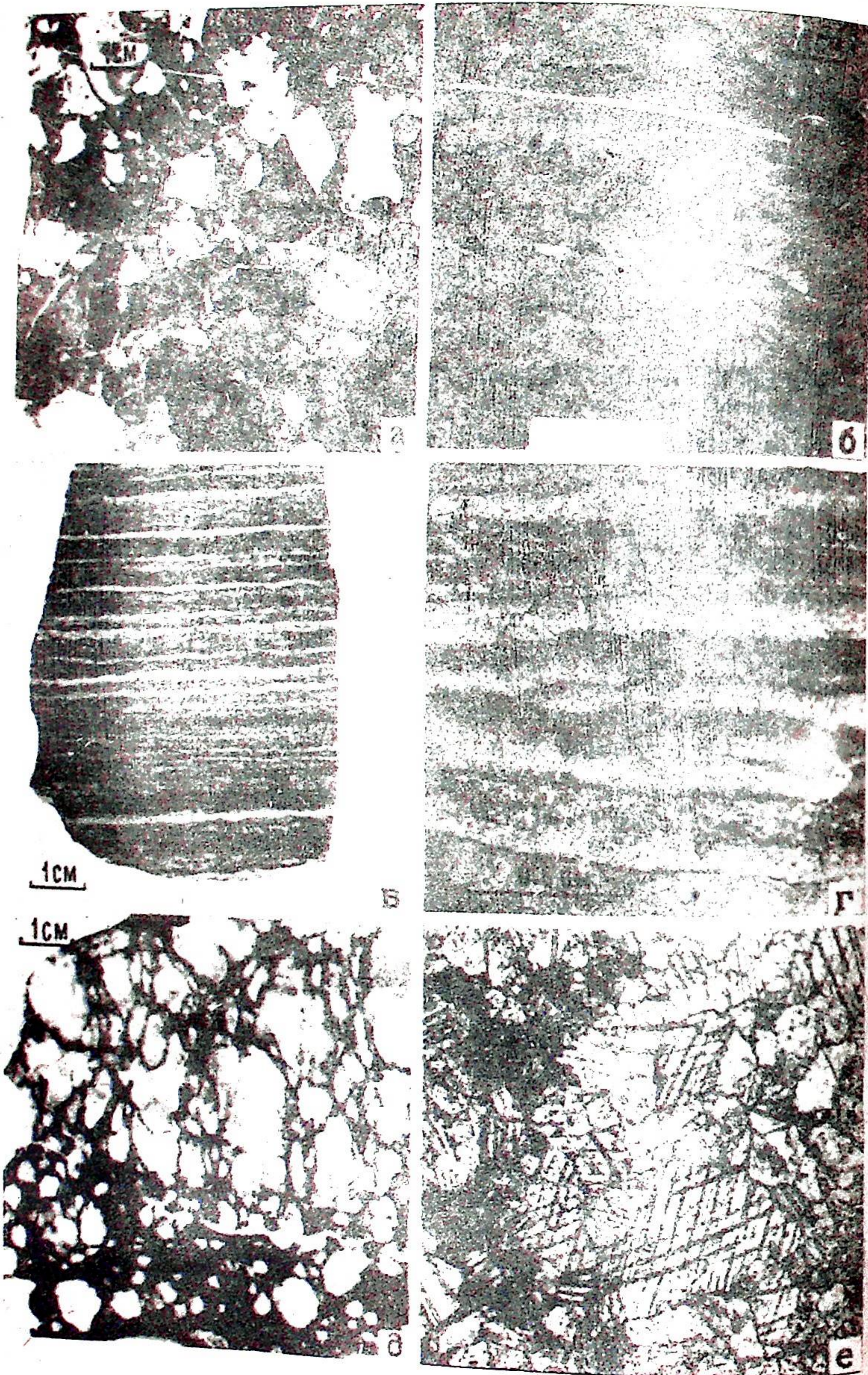


Рис.1. Текстуры и структуры пород толеровой формации.
 а — брекчия известняковая мелкообломочная. Обр. 31/556; р.Кара, серпуховский ярус; б — "окатыши" фосфатизированных радиоларитов в детритовом известняке. Обр. 142/840 а; р.Кара, башкирский ярус; в, г — тонкая слабо-волнистая слоистость строматолитоподобных известняков; р.Кара, серпуховский ярус; в — обр. 42/642 а; г — обр. 40/617, х 6; д — известняки "глазковые". Обр. 142 а/219; р.Кара, серпуховский ярус; е — гранобластовая структура мраморовидного известняка. Шл. 141/199, х 25; р.Кара, серпуховский ярус.

рит, "окатыши" фосфатизированных углистых радиоларитов (рис.1б), обломки фосфоритов и др. Количество обломков составляет 70-90%.

Доломиты седиментационные развиты в отложениях серпуховского яруса и имеют характерные буровато-серые цвета выветрелой поверхности и серые на свежем сколе; породы очень крепкие. Текстуры тонкослоистые. Структуры тонкозернистые, гранобластовые. Имеется кремнистая примесь вплоть до образования доломитовых радиоларитов.

Известняки тонкослоистые (строматолитоподобные) отмечены только в серпуховских отложениях. Весьма характерна тонкая волнисто- или параллельно-слоистая текстура, обусловленная чередованием темных и светлых прослоев кальцитового состава, мощностью от миллиметра до нескольких сантиметров (рис.1в, г). Структура преимущественно разнозернистая от мелко- до микрозернистой. Характерны микростилолиты. Участками проявляется комковато-сгустковая структура (комочков до 80%). Отмечены редкие остракоды, реликты радиоларий, обломки криноидей, проблематика. Состав, %: кальцит 83-98, доломит до 7, существенно кварцевый нерастворимый остаток 0,4-2,5. Природа этих пород дискуссионна. Один из авторов (Семенов, 1979) предполагает участие биоса в образовании этих известняков. Допускается и хемогенная (гидротермально-осадочная?) природа светлых прослоев, аномально обогащенных легким изотопом углерода.

Известняки доломитовые "глазковые" слагают верхнюю часть отложений серпуховского яруса. Характерна своеобразная "глазковая" текстура (рис.1д). Основная масса породы — тонкозернистый доломит. В нем распределены овальные, округлые образования белого разнозернистого кальцита гранобластовой структуры диаметром от нескольких миллиметров до 3, редко 10 см. Общий состав, %: доломит 15-77, кальцит 20-85, нерастворимый остаток 0,26-6,5.

Известняки мраморовидные отмечены в виде пластов в отло-

жениях серпуховского яруса. Характерной особенностью является белый цвет, массивная, реже пятнистая текстура. Структура мраморовидная (рис.1e) разнозернистая. Состав, %: кальцит 70-95, доломит 0,5-3, нерастворимый остаток, представленный кварцем, 0,5-30. Природа этих пород столь же дискуссионна, как и тесно с ними связанных глазковых и тонкослоистых; авторы считают возможным трактовать их как гидротермально-осадочные карбонаты (Беляев, Семенов, Суханов, 1982).

Известняки радиолариевые, спиколовые встречаются редко в отложениях серпуховского и визейского ярусов в виде отдельных пластов мощностью до 0,5 м. Текстуры слоистые. Структуры гранобластовые с реликтовой радиолариевой и спонгиевой.

Известняки пиритово-кремнистые развиты в виде маломощных прослоев (до 5 см) в живетско-нижнефранских отложениях. Имеют характерную бурую окраску выветрелой поверхности. Текстуры массивные, слоистые, косослоистые, конвективной неустойчивости, пластического течения. Структуры разнообразные: гранобластовые, порфиробластические, конкреционные, кластические. Состав: Fe-кальцит, кварц, пирит, глинистые минералы, плагиоклаз (?). Текстуры особенности этого типа пород и парагенез их с глинистыми сланцами позволяют предположить их глубокую природу и связь с контурными течениями больших глубин, а также с интенсивной переработкой в диагенезе.

Доломиты радиолариевые кремнистые локализуются в отложениях верхней части среднего карбона в виде мегаконкреций диаметром до 2-3 м (рис.2a) или линзовидных тел до 6 м протяженностью. Цвет темно-серый, текстура массивная, однородная. Структура гранобластовая с реликтовой радиолариевой. Состав: Мп- доломит до 70%, кварц 10-20%, пирит, кальцит, глинистые минералы.

Кремнистые породы пользуются широким развитием и образуют отдельные слои, линзы. Выделяются седиментационные и седиментационно-диагенетические типы кремнистых пород, которые являются типовыми для парагенезов фтанитовой формации.* Поэтому мы ограничимся очень кратким описанием главных типов пород.

Радиолариты углистые (фтаниты). Это черная тонкоплитчатая кремнистая порода с радиолариевой структурой, тонко-мелкозернистая. В них присутствуют кварц до 90%, углистое вещество 2-4%. Отмечены практически по всему разрезу формации. Наиболее характерны для отложений нижней части визейского и башкирского

* См. статью А.А.Беляева в настоящем сборнике.

ярусов.

Спонголиты отмечены в виде единичных пластов в отложениях визейского, серпуховского и башкирского ярусов. Текстуры схожи с фтанитами, структура спонгиевая, основная масса мелкозернистая.

Кремни седиментационно-диагенетические встречаются во всех карбонатах формации и отличаются большим разнообразием форм. Текстуры конкреционные, полосчатые, структуры различные и, как правило, наследуют структуру субстрата. Размеры выделений от нескольких сантиметров до метра.

Глинистые породы распространены в отложениях верхнего живета — нижнего франа и среднего карбона. Можно выделить следующие разновидности: кремнисто-глинистые, углисто-кремнисто-глинистые, кремнисто-известково-глинистые, углисто-глинистые сланцы*, туфоаргиллиты.

Кремнисто-глинистые сланцы характерны для отложений живетского яруса. Цвет серый, разных оттенков. Текстуры сланцеватые, тонкослоистые. Структуры пелитовые, бластопелитовые, более редко алевропелитовые. Состав, %: гидрослюда до 70, кварц 20-25, кальцит, доломит (?), плагиоклаз — ед. зерна, пирит 1-2, углистое вещество 0,1-0,9.

Углисто-кремнисто-глинистые сланцы тесно ассоциируют с кремнисто-глинистыми и отличаются от них значительно большим содержанием углистого вещества (2-6%).

Кремнисто-известково-глинистые сланцы в отличие от кремнисто-глинистых содержат тонкодисперсный кальцит до 20-30%.

Углисто-глинистые сланцы описаны в отложениях среднего карбона в верхней части формации. Структуры пелитовые, текстуры сланцеватые, тонкослоистые.

Метатуфит трахилипаритовый встречен в виде единичных прослоев в отложениях нижней части живетского яруса. Характерен зеленовато-желтый цвет, тонкослоистая, сланцеватая текстура. Структура криптозернистая, участками алевритовая, микропорфиробластовая. Нормативный состав, %: ортоклаз 35, гидромусковит — 25, кварц — 21,6, хлорит — 9,2, альбит — 4,6, карбонат — 3,5, рутил — 0,2, апатит — 0,1 (Петрохимическая диагностика... , 1984).

* В действительности получить правильное представление о составе пелитовых пород сложного состава (кварц+гидрослюда+хлорит+карбонат+пирит+углеродистое вещество+фосфатное вещество) только по шлифам невозможно. Для правильной диагностики этих пород необходимо использование данных химического анализа. (Примечание ред.).

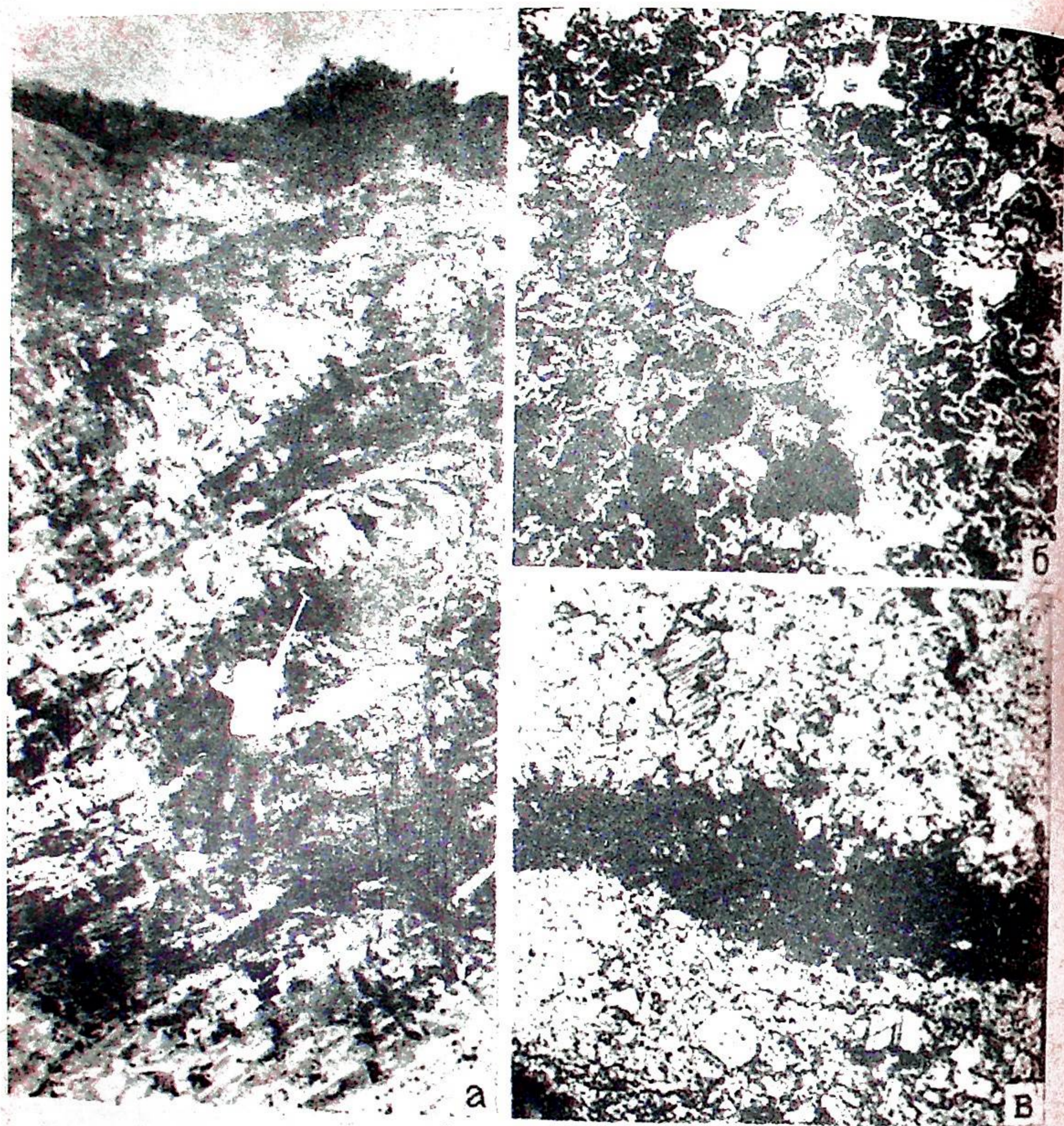


Рис.2. Конкреционные и рудные образования толеровой формации.
 а — мегаконкреция кремнистого доломита; р.Силова, средний карбон; б — колломорфная структура кремнистого фосфорита. Шл. 206/1392, х 50, р.Лабсуй-Яга, башкирский ярус; в — барит (светлое) с прослоем известняка. Шл. 38/572, х 25, р.Кара, серпуховский ярус; г — переслаивание детритовых и мраморовидных известняков, известняковых брекчий и барита (указан стрелкой). Серпуховский ярус, р.Кара.

Помимо описанных, имеются также фосфатные и сульфатные породы.

Кремнистые фосфориты залегают в отложениях нижневизейского и башкирского ярусов. Они образуют мелкие шарообразные и эллипсоидальные конкреции диаметром от 1 до 20 см. Интересно отметить находки овальных обломков углисто-кремнистых фосфоритов радиолариевой структуры в детритовых известняках (рис.16). Структуры колломорфные, конкреционные (рис.26). Состав: фторapatит, кварц, кальцит, углистое вещество (Блисковский, Юдович, 1979).

Бариты седиментационные встречаются в виде двух пластов мощностью 2 и 2,4 м среди известняков серпуховского яруса (рис.2г). Текстура слоистая, прерывисто-неровнослоистая ("бурундучная"), массивная. Структура разнозернистая с фрагментами гранобластовой (рис.2в), сфероидальной. Состав, %: барит до 90, кальцит 1-5, доломит 1-3, кварц 1-25, витерит до 2, антракосолит до 3.

В разрезе толеровой формации выделяются несколько породных ассоциаций, главные из которых описаны ниже.

Ассоциация кремнисто-глинистых, углисто-кремнисто-глинистых, углисто-глинистых сланцев и пирито-кремнистых известняков соответствует путюской свите Ю.В.Жукова и охватывает диапазон от раннего живета до раннего франа. Это характерная толща тонкого переслаивания перечисленных типов пород мощностью около 100 м. Для пиритово-кремнистых известняков, которые интерпретируются как отложения контурных течений ("контуриты", или "радиолариевый песок"), отмечаются текстуры косослоистые, линзовиднослоистые типа "конский хвост", а также текстуры внедрения (?), возникшие в результате нагромождения гребной ряби (?) и вследствие конвективной неустойчивости на границе слоев (Рейнек, Сингх, 1981, с. 78). В ассоциации отмечены единичные прослои туффитов трахилипаритового состава, горизонт мегаконкреций глинистых известняков и единичные прослои мелкообломочных брекчий.

Ассоциация глинисто-кремнистых пород, известняков и известняковых брекчий характерна для разреза франского яруса в 2 км западнее вершины горы Пестан-Мыльк (верховья р.Янгарей). Пре-

обладают известняки, известняковые брекчии с градационной слоистостью и глинисто-кремнистые породы пелитоморфной структуры. Видимая мощность ассоциации 45-50 м.

Ассоциация детритовых и криноидных известняков, кремнистых сланцев отмечена только на руч. Правом (приток р.Хей-Яги) и на основании отдельных определений конодонтов отнесена к турнейскому ярусу. Характерной ее чертой является присутствие криноидных известняков в виде пластов (0,2-1, единичный 15 м) и линз с маломощными прослоями мелкообломочных брекчий. Видимая мощность ассоциации до 40 м.

Ассоциация углисто-кремнистых сланцев и детритовых известняков охватывает нижневизейские отложения (180-190 м). В ее нижней части преобладают кремнистые породы с реликтовой структурой радиоляритов, с конкрециями кремнистых фосфоритов при подчиненной доле известняков, в верхней части соотношение обратное.

Ассоциация детритовых известняков и кремнистых пород — средне-верхневизейские отложения мощностью около 200 м, характеризуется широким развитием мелкодетритовых известняков, которые резко доминируют над кремнистыми породами. Последние имеют вид линзовидных прослоев мощностью от нескольких миллиметров до 15 см. В крайних юго-западных разрезах преобладают криноидно-комковатые известняки (р.Силова-Яха, Большой каньон) и комковато-детритоидные известняки (руч. Правый, приток р.Хей-Яги).

Ассоциация детритовых известняков, кремнистых пород с мраморовидными известняками и баритами развита в серпуховских отложениях, по-видимому, только в центральной части Пай-Хоя (Семенов, Беляев, 1982). Мощность ее 80-100 м. Наибольшим распространением пользуются детритовые известняки с желваками и линзовидными прослоями кремней. Весьма характерными породами в ней являются тонкослоистые (строматолитоподобные) известняки, глазковые (доломитовые) и мраморовидные известняки, известняковые брекчии. Реже встречаются седиментационно-диагенетические (радиоляриевые и спиколовые) известняки, седиментационные доломиты, радиоляриты и бариты.

Ассоциация углисто-кремнистых сланцев с конкрециями кремнистых фосфоритов, детритовых известняков и известняковых брекчий (30 м) развита в отложениях нижней части башкирского яруса.

Ассоциация глинисто-карбонатных радиоляритов и кремнисто-карбонатных конкреций характерна для верхней части формации (55-60 м). Главным членом ее являются глинисто-карбонатные

радиоляриты, представляющие собой тонкослоистые породы зеленовато-серого цвета. В них включены кремнисто-известковые или кремнисто-доломитово-известковые конкреции. Некоторые из них достигают нескольких метров в поперечнике (мегаконкреции — рис.2а).

Ассоциация кремнисто-глинистых и глинистых сланцев (до 200 м) завершает разрез толеровой формации. Ввиду отсутствия фауны ее возраст не определен, скорее всего, он отвечает концу среднего карбона.

Сравнительно однообразное строение на площади, сходный набор типов пород и породных ассоциаций, характерные парагенезы пород позволяют сделать вывод об образовании формации в глубоководных условиях. Об этом свидетельствует тончайшая слоистость пород, выдержанность мелких деталей строения на больших расстояниях по простиранию, преимущественно планктонный характер фауны, преобладание тончайшего кремнистого и кремнисто-глинистого материала, наличие отдельных пластов известняковых брекчий с градационной слоистостью (проксимальные и дистальные фации известняковых турбидитов). Заметим, что хотя интервал разреза, отвечающий среднему — верхнему визе, характеризуется преимущественным развитием карбонатных пород, тесная парагенетическая связь этих осадков с кремнистыми (радиоляритами, спонголитами), отсутствие бентосной фауны, тончайшая слоистость не позволяют считать и эти толщи мелководными образованиями. Данные осадки связаны, возможно, лишь с некоторым уменьшением глубины бассейна вследствие либо поднятия дна, либо падения уровня моря, обусловленным аридизацией климата в это время. Большие трудности представляет генетическая интерпретация специфических карбонатных пород серпуховского яруса. Как и связанные с ними бариты, они рассматривались нами в качестве продуктов подводной гидротермальной деятельности. Однако, может быть, не следует полностью исключать и возможного климатического влияния на образование этих необычных пород. В частности, была попытка трактовать их как эвапоритовые образования (Юдович, 1978), чему как будто противоречат отмеченные выше генетические особенности формации*.

* Для правильной трактовки "пайхойского геохимического феномена" (Юдович, 1978), т.е. серпуховской карбонатной толщи, важно иметь в виду, что "феномен" оказался не только пайхойским! Мощные концентрации Sr и несколько стратиформных баритовых пластов открыты и в серпуховских отложениях Лемвинской зоны Полярного Урала (Собское, Поур-Кеуское, Войшорское и Вонкур-Еганское месторождения). Здесь удается видеть два из описанных на Пай-Хое специфических типов пород: тонкослоистые и мраморовидные известняки или доломиты. Глазковых разновидностей как будто

Беляев А.А., Семенов Г.Ф. Известняковые турбиты верхнего девона и карбона сланцевой зоны Пай-Хоя. — В кн.: Геология и минерально-сырьевые ресурсы Западно-Сибирской плиты и ее складчатого обрамления: Тез. 1У годичной конф. Тюменского отд. ВМО. Тюмень, 1983, с. 118-120.

Беляев А.А., Семенов Г.Ф., Суханов Н.В. Изотопный состав кислорода и углерода карбонатных пород сланцевой зоны Пай-Хоя. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Европейского Северо-Востока СССР. Сыктывкар, 1983, с. 53-54. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 44).

Блисковский В.З., Юдович Я.Э. О составе фосфоритовых конкреций из карбона хребта Пай-Хоя. — В кн.: Промышленность горно-химического сырья. Научно-технический реферативный сборник. М.: Изд-во НИИТЭХИМ, 1979, вып.1, с.1.

Елисеев А.И. Формационные ряды Пай-Хоя в сравнении с западно-уральскими. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Европейского Северо-Востока СССР. Сыктывкар, 1983, с.31. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып.44).

Осадочные формации Пай-Хоя и перспективы их рудоносности. /А.И. Елисеев, Я.Э.Юдович, А.А.Беляев, Г.Ф.Семенов. Сыктывкар, 1984. — 50 с. (Сер.препринтов сообщ. "Науч.рекомендации — нар. хоз-ву"/АН СССР, Коми фил.; вып.48).

Петрохимическая диагностика вулканогенных продуктов в черносланцевых отложениях Пай-Хоя. /Я.Э.Юдович, М.П.Кетрис, А.А.Мерц, А.А.Беляев — Геохимия, 1984, № 6, с.868-882.

Рейнек Г.Э., Сингх И.Б. Обстановки терригенного осадконакопления (с рассмотрением терригенных кластических осадков). /Пер. с англ. — М.: Недра, 1981. — 439 с.

Семенов Г.Ф. Биогермные известняки в каменноугольных отложениях лемвинского типа на р.Силове (Пай-Хой). — В кн.: Литология и геохимия палеозойских формаций севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1979, с.40-42. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 28).

Семенов Г.Ф., Беляев А.А. Литология нижнекаменноугольных баритоносных отложений на р.Каре (Пай-Хой). — В кн.: Рудогенез и геохимия осадочных формаций Пай-Хоя и Тимана. М.: ВИНТИ, 1982, № 4714 — 82. Деп., с. 34-57.

Юдович Я.Э. Пай-Хойский геохимический феномен (горизонт визейских известняков, обогащенных Sr и Ba). — В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1978, с. 21-26. (Тр. Ин-та Коми фил. АН СССР, вып.27).

не встречено. Эти же два типа пород узнаются и в 150 км южнее — в верховьях р.Няньворгавож, притока р.Харуты Лемвинской (Беляев, Семенов, Юдович, 1984 г.). (Примечание ред.).

СТРЕССОВО-МЕТАМОРФОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ В КРЕМНИСТЫХ И КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ ПАЙ-ХОЯ

В.Э.Сметанин

Во время формирования складчатой структуры Пай-Хоя палеозойские отложения подвергались действию мощного стресса. Благодаря хорошим обнажениям, дающим возможность наблюдать в разных срезам результаты бокового давления, Пай-Хой является прекрасным полигоном для изучения стрессового метаморфизма. Тем не менее до сих пор эти преобразования здесь не исследовались.

Стрессо-метаморфогенные структуры и текстуры изучались автором преимущественно в известняках и кремнистых породах верхнедевонско-каменноугольного интервала разреза. Наиболее широко здесь распространен кливаж. Часто он сильно затушевывает слоистость (рис.1). В сланцах трещины параллельны осевым поверхностям складок. В пакетах известняков кливаж бывает направлен радиально, сходясь к ядру складки. Это демонстрирует принципиальную разницу в механизме складкообразования в разных породах: если сланцы образуют складки кливажа, то компетентные породы — складки изгиба. В случаях, когда в сланцевых пакетах содержатся маломощные прослои компетентных пород (известняков, песчаников), в замковых частях складок происходит развальцевание таких пластов с образованием муллион-структур (рис.2).

Показательной структурой уплотнения в известняках являются стилолитовые швы. Последние в серпуховских известняках на р.Песчаной образуют две системы: первая из них параллельна слоистости, вторая направлена под косым углом к ней. Вряд ли образование системы косо направленных стилолитовых швов могло произойти вследствие простого уплотнения пород в катагенезе. Скорее всего, их происхождение объясняется тектоническими причинами.

На крыльях складок часто наблюдается будинаж слоев компетентных пород в сланцевых пачках (рис.1). Длина будин до-

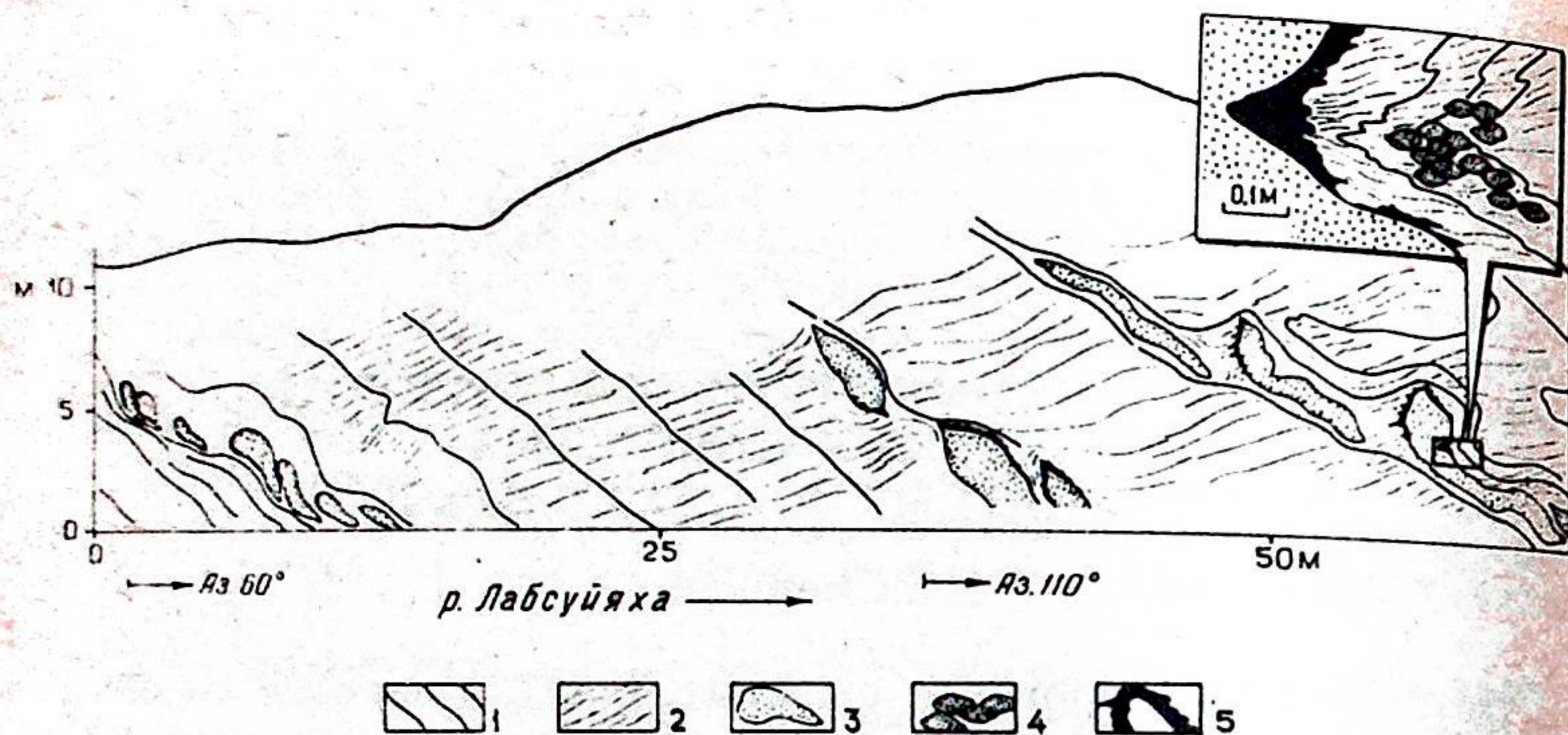


Рис.1. Зарисовка обнажения 204 по левому берегу р.Лабсуйяха. Показана деформация мегаконкреций кремнистых доломитов в пачке углисто-глинистых сланцев, затушевывание слоистости кливажем. На врезке — скучивание конкреций в замковой части мелкой складки. 1 — слоистость, 2 — кливаж, 3 — деформированные мегаконкреции, 4 — мелкие фосфоритовые конкреции, 5 — эпигенетические кварцевые жилы. Из материалов А.А.Бедяева.

стигает 6 м, расстояние между ними может быть много больше. На стадии зачаточного будинажа межбудиные промежутки выполняются агрегатами шестовато-волкнистого кварца (рис.5а).

Включения в породах также реагируют на воздействие стресса. В известняковых конглобрекциях деформируются гальки. Наблюдения в обнажениях позволяют восстановить последовательность этого процесса. Сначала гальки ориентируются субпараллельно своими длинными осями, затем у них появляются хвостики и, наконец, возникает милонитовая текстура, когда говорить о природе исходной породы можно только по ее положению в разрезе, или проследив по простиранию в менее напряженную часть структуры.

Аналогично реагируют на стресс раковины брахиопод (рис.3). Сначала раковина распрямляется, а затем вытягивается в кальцитовую линзу. При наличии в породе брахиоподовых банок иногда возникают крупные (до 7 м по простиранию) кальцитовые линзы с рваными краями. Интересна, однако, избирательность этого процесса, замеченная в обнажении на левом берегу р.Сибирчатаяхи. На одном квадратном метре здесь были встречены перекристаллизованная, но сохранившая свою форму раковина,

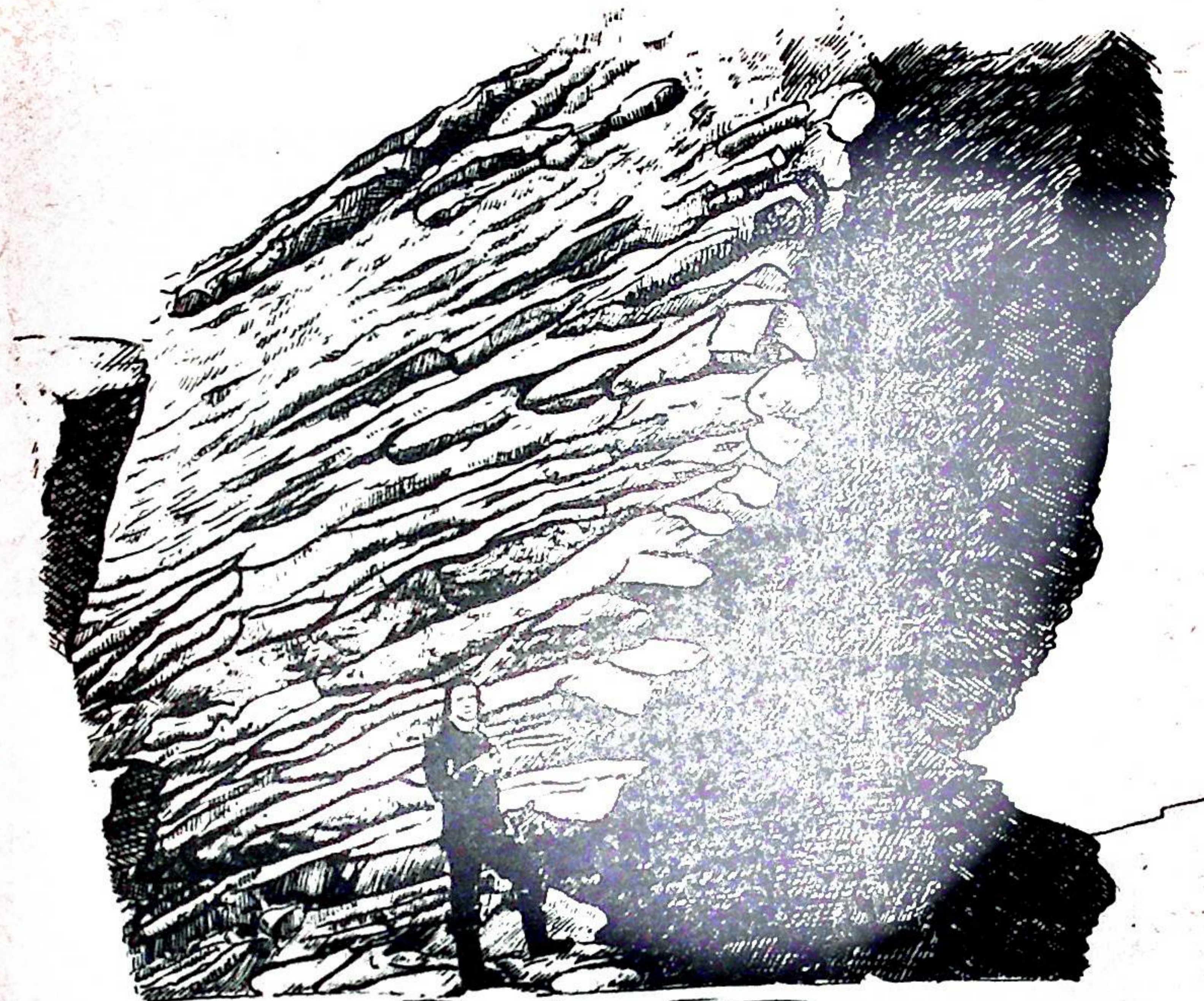


Рис.2. Мультион-структура в пласте известняка в обнажении сопчинской свиты O_3 на левом берегу р.Хенгурью. Рисунок по фотографии. Из материалов Я.Э.Юдовича.

кальцитовая линза и ряд промежуточных разновидностей.

Конкреции, являясь наиболее жесткими включениями, тем не менее несут следы деформации. Из-за своей жесткости они более склонны к будинажу, нежели к пластической деформации (рис.4). При этом пиритовые конкреции, встреченные на р.Силоваяхе, со стороны действия стресса несколько утолщены, а в теневой — наоборот, сужены, т.е. приобретают яйцеобразную форму. Будинаж развит именно в теневой части конкреции. Здесь поперечных трещин больше и они наиболее широки. Трещины

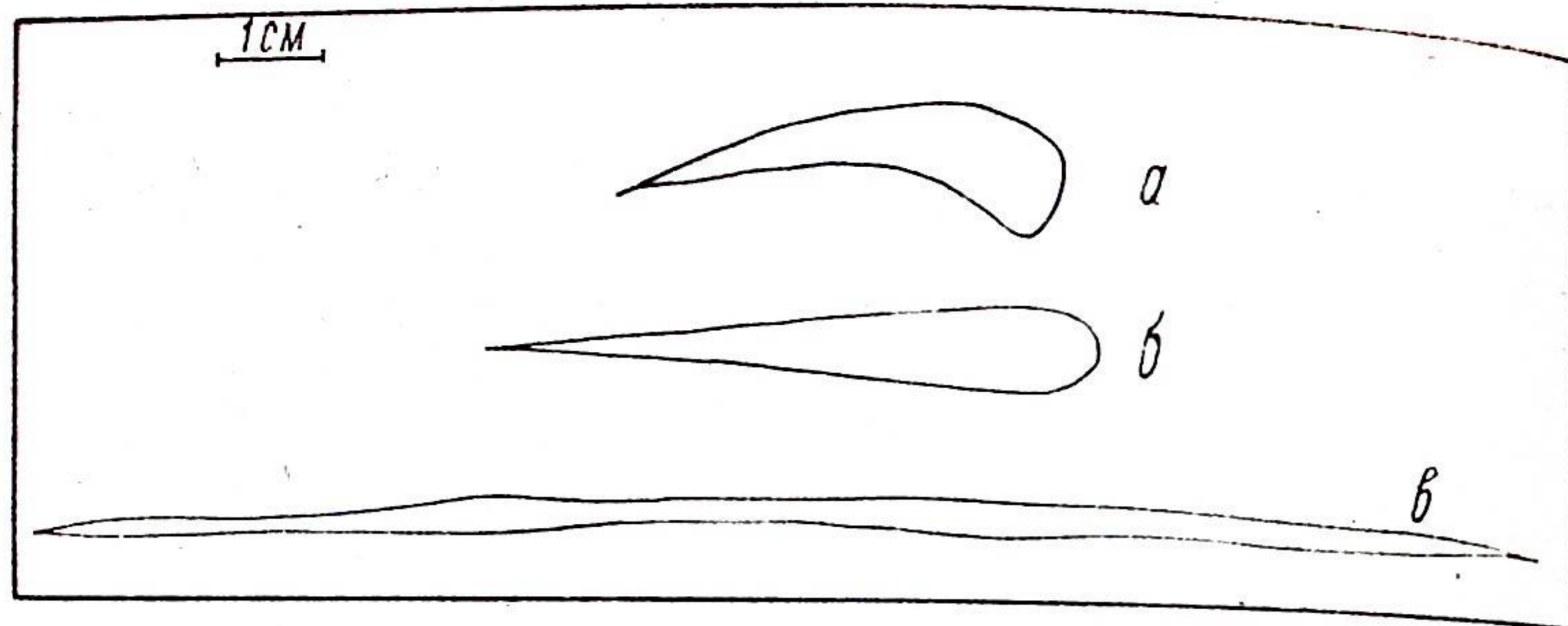


Рис.3. Стадии преобразования раковин брахиопод: а — перекристаллизованная, но сохранившая свою форму раковина; б — распрямленная раковина; в — кальцитовая линза.

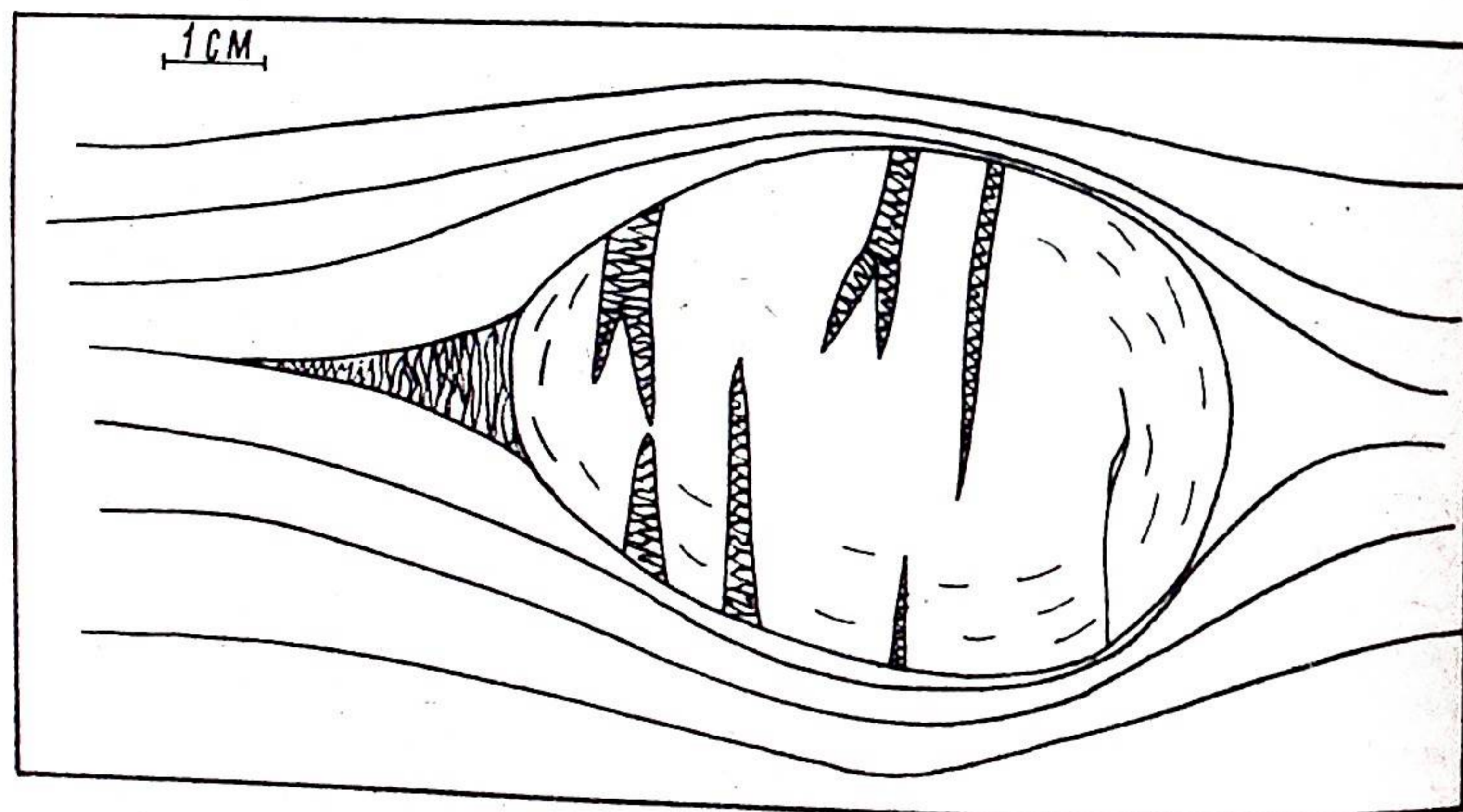


Рис.4. Образование агрегата шестовато-волокнистого кварца в тени давления пиритовой конкреции. Внутри конкреции кварцевые жилки утолщаются к ее теневой стороне.

выполнены агрегатом шестовато-волокнистого кварца. В тени давления конкреции также сформировался агрегат шестовато-волокнистого кварца. Генетическая сторона этого процесса хорошо освещена Н.С.Скрипченко (1980). Кроме внутриконкреционного будинажа, отмечается перетекание конкреций по слою в апикальные части складок (рис.1). Подобный процесс характерен и для

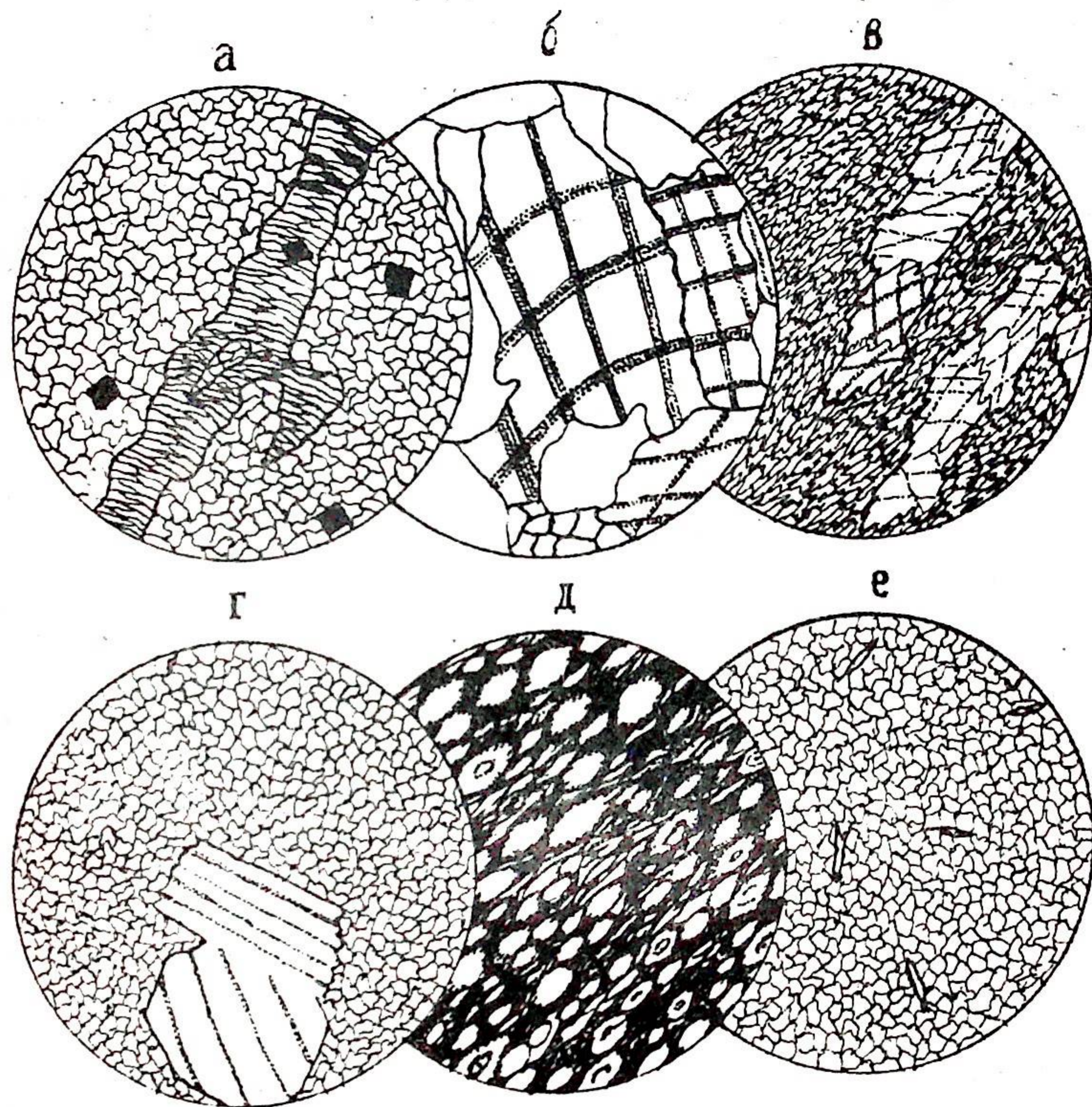


Рис.5. Зарисовки шлифов: а — будинаж тонкого (2 см) слоя известняка, межбудинное пространство выполнено агрегатом шестовато-волокнистого кварца; х 72, шл. 58/1299; б — двойникование кальцита, видно изгибание плоскостей двойникования, х 72; шл. 58/1316; в — характер стрессовой перекристаллизации известняков, х 72; шл. 17; г — крестообразный агрегат двух порфиробластовых зерен кальцита, х 72; шл. 14/924; д — углито-глинистый радиолярит, радиолярии вытянуты в направлении стресса, х 72; шл. 84/1037 к; е — характер соприкосновения зерен кварца в силиците, х 480; шл.85/992. Из материалов А.А.Беллева.

будин. В этих случаях между будинами или конкрециями создается сложная дисгармоничная складчатость. Иногда можно наблюдать раскливаживание конкреций, когда, наряду с септарной трещиноватостью, имеется система микротрещин, субпараллельных рассланцованности вмещающей породы. Появление таких

микротрещин сопровождается, как правило, образованием "хвостиков", ориентированных в том же направлении. Эти "хвостики", наблюдавшиеся автором на р.Каре, выше устья р.Бруссяха и на руч.Морейшор, являются результатом пластического течения вещества в конкреции.

Структуры пород, наблюдаемые в шлифах, практически все можно отнести к разряду бластических. Известняки всегда перекристаллизованы. По границам зерен, подвергшихся наименьшему давлению, наблюдается эпитацитовое дорастание с формированием микростилолитовых швов между ними. Иногда на фоне микрозернистой массы встречаются участки (пятна, линзы), сложенные крупнокристаллическим агрегатом зерен кальцита (рис. 5в). Подобные микротекстуры могут быть связаны с различной первичной ориентировкой зерен внутри и вне линз (Мамет, д'Альбиссин, 1971). Такое различие легко объяснимо при предположении, что это перекристаллизованные и деформированные фаунистические остатки. Эти текстуры могут объясняться также различным содержанием глинистой примеси в линзах и основной массе породы. Х.Вильямс, Ф.Тернер, Ч.Гилберт (1985) связывают такую текстуру с постдеформационным отжигом известняков.

Реже встречаются другие структуры. Среди них выделяются структуры тектонического двойникования кальцита (рис.5б) и кинкинга. Иногда процесс такого двойникования захватывает достаточно большие объемы породы. При этом возникает множество тонких двойниковых пластин, круто наклоненных к главной оси сжатия. Встречаются искривленные двойниковые пластинки, что отражает внутреннюю кривизну кристаллической решетки. В результате трансляционного скольжения внутри зерна с элементами вращения возникают полосы излома, или кинкзоны. Также были отмечены крестообразные агрегаты зерен кальцита в известняках (рис.5г). Для них характерно преимущественное развитие границ встречи зерен, а не их взаимного приспособления. Такие агрегаты присущи анизотропным минералам в условиях метаморфизма (Вернон, 1980).

О структурных перестройках кремнистых пород на микроуровне судить гораздо сложнее, так как они сложены микрозернистым агрегатом. Иногда, однако, удается наблюдать резкую деформационную полосчатость с весьма различной ориентировкой. Изредка можно видеть слабо деформированные глазки с волнистым погасанием, а также наблюдать зубчатые границы между зернами (рис.5е). Встречаются в кремнистых породах и остатки радиоларий, как правило, деформированные (рис.5д). Это весьма показательно, так как обычно они очень устойчивы к действию

стресса.

Таким образом, в карбонатных и кремнистых породах Пай-Хоя установлены явные структурные признаки стрессового метаморфизма. Необходимо продолжить изучение метаморфических преобразований в осадочных комплексах региона. В качестве главных направлений исследований можно назвать изучение минеральных преобразований и выделение метаморфических фаций, выяснение метаморфической зональности.

Автор признателен А.А.Беляеву, Я.Э.Юдовичу за предоставленные зарисовки и шлифы, В.А.Носкову — за оформление графики.

ЛИТЕРАТУРА

- Вернон Р.Х. Метаморфические процессы. — М.: Недра, 1980. — 226 с.
Вильямс Х., Тернер Ф., Гилберт Ч. Петрография. Т.2. — М.: Мир, 1985.
Мамет Б.Л., д'Альбиссин М. Влияние давления и температуры на известняки. — В кн.: Карбонатные породы. М.: Мир, 1971, с.154-165.
Скрипченко Н.С. Гидротермально-осадочные полиметаллические руды известняково-сланцевых формаций. — М.: Недра, 1980. — 215 с.

ГЕОХИМИЯ ПИРИТОВ ИЗ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ФОРМАЦИЙ ПАЙ-ХОЯ И СЕВЕРА УРАЛА

М. П. Кетрис, Г. Е. Юшкова

Пирит — характерный минерал палеозойских черных сланцев Пай-Хоя и Урала. Обычно содержания его акцессорные (менее 0,5%), но встречаются пласты сланцев с содержаниями пирита до 2-3% от породы. Кроме того, в некоторых горизонтах разреза Пай-Хоя (хенгурская свита O_2^1 , падейская свита D_2 , основание визейских слоев S_1^{2-1}) встречаются пиритовые конкреции величиной от долей сантиметра до полуметра. Наиболее внушительный горизонт таких конкреций описан в глинистых сланцах падейской свиты на р. Каре (Новые данные... , 1979).

Как правило, пирит можно считать сингенетичным, хотя не вызывает сомнения образование поздних генераций пирита в процессах ката- и метагенеза путем переотложения вещества сингенетичного пирита. Очень часто в шлифах можно видеть прекрасно образованные кристаллы пирита с односторонне ориентированными оторочками "бородатого" кварца. Это доказывает, что к моменту возникновения в толще стрессовых напряжений кристаллы пирита уже имелись.

В этой работе мы попытаемся выяснить:

- а) в какой степени пирит является концентратором халькофильных элементов черных сланцев;
- б) имеются ли систематические отличия содержаний элементов-примесей в пиритах из разновозрастных толщ (иными словами, имеют ли геохимические особенности пиритов какое-то стратиграфическое значение).

Для решения этих задач геологом Я. Э. Юдовичем готовились в поле протоочки из пород с макроскопическим пиритом, из которых впоследствии нами и В. П. Давыдовым выделялись монофракции пирита для анализа. Анализ выполняли на ряд элементов количественным спектральным методом, специально разработанным для этих целей (Юшкова, Антонова, 1981). Кроме того, в лаборатории ИГО Полярноуралгеология И. Г. Фридендер выполнил определение Hg в наших пиритах.

В настоящей статье приведены анализы пиритов из более чем 50 монофракций: материал представляет два крупных региона массового развития черных сланцев — Пай-Хой и Лемвинскую зону севера Урала. В табл. 1 даны содержания отдельных элементов.

Титан (35)*. При определении Ti по линии 3088,02 Å его можно открыть в любом из наших пиритов; анализировали только пай-хойские образцы, в которых содержания Ti сильно колеблются — от 80 до 1000 г/т, в одном образце даже более 1000 г/т. Поскольку Ti не может входить в структуру пирита ни изоморфно, ни в виде эпитаксических сростаний минералов (Бадалов, Поваренных, 1967), приходится допускать примесь в пиритах частиц вмещающей породы. Видимо, не случайно наивысшие содержания Ti найдены в пиритах из среднедевонских глинистых сланцев на Пай-Хое, а минимальные — в пиритах из кремнистых сланцев. Однако столь высокие содержания Ti, как 500-1000 г/т, требуют присутствия не менее 5-10% примеси со средним содержанием Ti 1%. Такое содержание можно встретить далеко не в каждом глинистом сланце, не говоря уже о кремнистых, обычно бедных титаном. Поскольку столь сильная контаминация пиритов как будто не находит микроскопического подтверждения, нельзя исключить все же примеси собственных минералов титана. Заметим, что максимальные содержания Ti обнаружены в пиритовых конкрециях; может быть, процесс диагенетического сульфидообразования сопровождался и миграцией титана (восстановленного до Ti^{3+} ?) с фиксацией его в конкрециях.

Никель (55). Содержания изменяются в пределах двух порядков: от первых до 500-600 г/т. Пирит из конкреций намного богаче никелем, чем пирит, рассеянный в породе; в свою очередь пириты-конкрециеобразователи богаче никелем, чем пириты в виде примеси в конкрециях:

	Ni, г/т
Ка 52/920 — пирит из черных сланцев.....	50
— 926 — пирит из крупной фосфоритовой конкреции в этих сланцах.....	300
Ка 16/302 — пирит из шамозит-карбонат-кремнистой конкреции.....	30
— 303 — пирит из пирит-кремнистой конкреции.....	550

Поразительны резкие скачки содержаний Ni в, казалось бы, однотипных пиритах. Так, пириты из хлоритово-кремнистых конкреций кечпельской свиты S_3-P_1 на Урале очень бедны никелем

* В скобках — число проанализированных монофракций, так как ряд элементов определялся только в части коллекции.

Таблица 1

Элементы-примеси в пиритах из черносланцевых палеозойских отложений Пай-Хоя и севера Урала, г/т

Но-мер образ-ца	Воз-раст	Ti	Ni	Cu	Zn	Pb	As	Ag	Hg	V	Cr
Пай-Хой											
2593	O ₂ ^{1b}	He опр.	60	30	65	200	220	0,15	0,08	He опр.	He опр.
2696	O ₂₋₃ ^{sp}	"	80	170	100	380	300	0,3	0,09	"	"
102	Sojs	80	150	220	He опр.	He опр.	100	0,8	He опр.	-	-
1568	"	130	300	300	"	"	100	2,0	"	-	-
1593	"	150	300	200	"	"	100	2,0	"	-	-
1385	D ₁ ¹ Nv	600	80	220	"	"	200	0,9	"	-	-
82	D ₂ ^{pd}	480	200	900	"	"	-	0,4	"	-	-
192	"	600	100	>1000	"	"	450	1,0	"	15	90
233	"	300	90	150	"	"	-	0,3	"	13	80
235	"	>1000	65	20	"	"	100	0,8	"	20	85
237	"	900	15	10	"	"	-	0,2	"	20	-
238	"	500	90	100	"	"	-	0,1	"	15	65
269	"	550	270	20	"	"	200	0,2	"	15	110
283	"	1000	85	20	"	"	-	0,1	"	30	150
302	"	900	30	20	"	"	-	0,1	"	35	140
303	"	300	550	100	"	"	200	0,2	"	20	85
1326	"	500	80	30	"	"	He опр.	0,2	"	-	-
1349	"	400	170	20	"	"	"	0,2	"	-	-
1483	"	100	380	360	"	"	100	0,4	"	10	-
1484	"	120	600	200	"	"	150	0,6	"	-	-
329	D ₃ ¹	130	20	400	"	"	-	0,5	"	-	-
330	"	He опр.	He опр.	He опр.	40	"	He опр.	He опр.	"	He опр.	He опр.
456	D ₃ ²	150	180	160	He опр.	"	600	1,0	"	-	-
586	"	100	160	550	"	"	150	1,0	"	80	-
1298	"	180	50	50	"	"	-	0,2	"	-	-
455	D ₃ ² -C ₁ ^t	250	50	45	"	"	100	0,5	"	5	Сл.
452	C ₁ ^t	80	150	70	"	"	200	0,5	"	-	-
457	"	400	180	50	"	"	250	0,8	"	-	-
754	C ₁ ^v	80	10	220	"	"	100	2,0	"	10	Сл.
1068	"	100	12	200	500	"	100	1,0	"	20	Сл.
2710	"	He опр.	15	170	20	10	230	1,0	0,096	He опр.	He опр.
2715	"	"	60	150	750	10	200	2,0	0,07	"	"
678	C ₂	100	160	85	He опр.	He опр.	100	3,0	He опр.	-	-
685	"	430	200	40	"	"	100	3,0	"	-	-
686	"	370	200	90	"	"	100	9,0	"	-	Сл.
920	"	200	50	310	"	"	-	0,6	"	-	-
926	"	80	300	300	"	"	сл.	3,0	"	-	-
1121	"	110	200	150	"	"	60	2,0	"	-	-
1140	"	150	70	250	"	"	100	0,3	"	6	-
1226	"	100	200	150	"	"	400	0	"	-	-

Но-мер образ-ца	Воз-раст	Ti	Ni	Cu	Zn	Pb	As	Ag	Hg	V	Cr
-----------------	----------	----	----	----	----	----	----	----	----	---	----

Лемвинская зона Урала

3242	S-D ₁ hr	He опр.	260	60	430	10	-	0,2	0,544	He опр.	He опр.
3250	"	"	90	25	70	240	170	0,2	12,80	"	"
6830	"	"	60	65	150	10	-	1,5	He опр.	"	"
5754	D ₂ ¹⁻¹	"	15	30	20	290	160	0,15	3,94	"	"
6140	D ₂	"	250	140	300	175	100	0,35	1,5	"	"
3281	D ₃ fr	"	50	80	85	10	-	0,15	8,57	"	"
3634	C ₁ serp	"	300	40	300	15	-	0,1	3,41	"	"
3991	C ₃ -P ₁	"	1,5	50	-	50	400	0,1	0,097	"	"
3995	"	"	6,5	90	-	150	200	0,2	0,35	"	"
4008	"	"	4,0	120	-	150	250	0,3	0,65	"	"
4032	C ₃ -P ₁	"	4,0	60	-	125	200	0,2	0,55	"	"
4079	"	"	3,0	45	-	55	100	0,15	0,56	"	"
4081	"	"	6,0	300	-	240	150	0,25	0,142	"	"
4337	"	"	75	70	100	300	130	0,2	0,625	"	"
4497	"	"	320	270	-	20	100	0,2	0,65	"	"
4597	"	"	4,0	40	-	500	100	0,2	12,08	"	"

(< 10 г/т), но в двух образцах (X16/4337, X23/4497) мы находим аномальные и резко аномальные содержания: 75 и 320 г/т.

Какой-либо "стратиграфической" зависимости в содержаниях Ni заметить не удастся. Между тем, по результатам изучения геохимического фона черносланцевых толщ Пай-Хоя, установлено накопление Ni в интервале D₃² - C₁¹; можно было ожидать систематического обогащения никелем пиритов из этих слоев. Однако данные табл.1 не дают оснований для такого вывода.

Медь (55). Содержания Cu сильно колеблются, от 10-20 до 1000 г/т и более. Медь может входить в пирит изоморфно, а также в виде гетероструктурных эпитаксических сростаний с халькопиритом. Видимо, первому варианту отвечают невысокие содержания, второму — все высокие. Четкой стратиграфической закономерности распределения Cu в пиритах не заметно; высокие содержания 300-500 г/т встречаются на Пай-Хое в пиритах из отложений S-D₁, D₃-C₁, C₁²⁻¹. Также и на Урале в кечпельских конкрециях, наряду с содержаниями 40-120 г/т, встречаются содержания 270-300 г/т, которые не удастся увязать с какими-либо характеристиками конкреций.

Несмотря на видимую хаотичность распределения Cu, все же можно думать, что содержания 300-1000 г/т, зафиксированные в

пиритах из отложений D_2 , отвечают определенным меденосным уровням в падейских глинистых сланцах. Таким же образом интерпретируем и резкие аномалии Cu в отложениях $D_3^2-C_1^1$, ибо здесь установлен меденосный горизонт по анализам пород.

Цинк (14). К сожалению, материал по цинку небольшой. Но даже из этих ограниченных данных видно, что в харотской свите $S-D_1$ на Урале, в некоторых разрезах надотамылькской свиты D_2 , в яйюской свите C_{1-2} , а на Пай-Хое в визейской толще концентрации Zn в пиритах настолько высоки, что требуют присутствия сфалерита. Для Пай-Хоя этот вывод согласуется с наличием обильного сфалерита в кварц-кальцитовых жилах с сульванитом (Юшкин, 1980), для Урала же наши данные имеют прогностическое значение как индикаторы возможной сфалеритовой минерализации.

Свинец (19). Распределение Pb напоминает распределение цинка: при ограниченном числе анализов выявлен ряд аномальных содержаний 200-500 г/т, размещенных без видимой закономерности. Они встречены в отложениях тальбейтывисской и сопчинской свит O_{2-3} на Пай-Хое, в отложениях харотской $S-D_1$ и кечпельской $C_3(?) - P_1$ свит на Урале. Особенно любопытно постоянное присутствие Pb в пиритах из хлоритово-кремнистых конкреций кечпельской свиты, где содержания его достигают 500 г/т. В этом можно видеть отражение специфики самих конкреций, которые считают литологическими индикаторами пирокластической примеси в породах (Юдович, 1983).

Мышьяк (50). Из 50 проанализированных проб в 10 содержания As оказались ниже аналитического порога (10 г/т), а в остальных попадают в интервал 60-600 г/т, с модой в интервале 100-300 г/т. Аномальные содержания As встречены в карбонатно-пиритовых конкрециях падейской свиты D_2 (450 г/т), в поздних пиритах из кварцевых жил, рассекающих верхнедевонские яшмоиды (600 г/т), а также в мелких пиритовых конкрециях из кремнистых сланцев C_2 (400 г/т). Горизонт $D_3^2-C_1^1$ несомненно заражен мышьяком, но об отложениях D_2 или C_2 этого сказать нельзя. На Урале сильные аномалии As, составляющие 400 г/т, отмечены в пиритах из кечпельских конкреций, но зато и сама эта толща явно заражена мышьяком; здесь даже полуколичественным спектральным анализом в сланцах очень часто отмечаются содержания As 10-20 г/т, а нередко и 50-100 г/т.

В целом же по совокупности анализов никакой простой закономерности в содержаниях As заметить не удастся.

Серебро (55). Содержание Ag в пиритах обычно не превышает 1 г/т, но на этом фоне выделяются пириты оюской (на Пай-Хое) и харотской (на Урале) свит $S-D_1$, где содержания Ag в пиритах не-

Таблица 2
Параметры геохимического сопоставления пирита из палеозойских отложений Лемвинской структурно-формационной зоны Урала

Номер пробы	Возраст	Концентрация элементов, г/т				J_3+J_4	$\frac{Pb}{Cu}$	$\frac{As}{Ni}$
		J_1	J_2	J_3	J_4	J_1+J_2		
3242	S- D_1^{hr}	320	430	0,74	10	0,01	0,17	0
3250	"	115	70	183	240	2,29	9,60	1,89
6830	"	125	150	1,50	10	0,04	0,15	0
Среднее	S- D_1	187	217	62	87	0,78	3,31	0,63
5754	D_2^{1-1}	45	20	164,09	290	6,99	9,67	10,67
6140	D_2	390	300	101,85	175	0,40	1,25	0,40
3281	D_3^{fr}	130	85	8,72	10	0,09	0,13	0
3634	C_1^{serp}	340	300	3,42	15	0,03	0,38	0
Среднее	D_2-C_1	226	176	70	123	1,88	2,86	2,77
3991	C_3-P_1	51,5	0	400,197	50	8,47	1,0	266,67
3995	"	96,5	0	200,55	150	3,63	1,67	30,77
4008	"	124	0	250,95	150	3,23	1,25	62,50
4032	"	64	0	200,75	125	5,09	2,08	50,00
4079	"	48	0	100,71	55	3,24	1,22	33,33
4081	"	306	0	150,39	240	1,28	0,80	25,0
4337	"	145	100	130,83	300	1,76	4,29	1,73
4497	"	590	0	100,85	20	0,20	0,37	0,31
4597	"	44	0	112,28	500	13,92	12,05	25,0
Среднее	C-P	163	11	183,0	177	4,56	2,80	55,03

Примечание. J_1 — сумма центростремительных элементов; J_2 — сумма минимально-центробежных элементов; J_3 — сумма дефицитно-центробежных элементов; J_4 — сумма центробежных элементов.

редко составляют 1-2 г/т. По данным массовых полуколичественных спектральных анализов, в углеродистых сланцах харотской свиты на р. Большая Хойла-ю (Полярный Урал) содержания Ag достигали 20 г/т, причем корреляция этих аномалий с аномалиями по Ni позволяла предполагать присутствие в породах сульфидов Ni и Ag. Высокие содержания Ag отмечены и в пиритах из черносланцевой толщи C_{1-2} на Пай-Хое — до 9 г/т.

Ртуть (18). Распределение этого элемента отличается громадной дисперсией: от содержаний, близких к кларку Hg в осадочных породах (0,07-0,09 г/т), до "ураганных" содержаний 12-13 г/т; модальные содержания явно повышены (в сравнении с кларком) и составляют 0,5-1,0 г/т. Таким образом, пирит выступает как силь-

нейший концентратор ртути. Можно предположить, что важным фактором распределения Hg в пирите является расстояние точки опробования от тектонических нарушений, которые могли быть проводниками ртутоносных газов или гидротерм. Заметим также, что в пяти случаях из шести содержания Hg, превышающие 1 г/т, сочетаются с аномалиями либо Pb, либо Zn. Возможно, это указывает на нахождение Hg не только в пирите, но также и в сульфидах Pb и Zn.

Прочие элементы. Небольшие примеси ванадия, на уровне 10-20 г/т, могут быть связаны с включениями вмещающей породы: в тех же редких случаях, когда содержания V достигают 80 г/т и вдобавок сочетаются с аномалиями Cu, можно предположить примесь сульванита Cu_3VS_4 — обычного рудного минерала в жилах среди черных сланцев C_{1-2} на Пай-Хое. Что касается примесей хрома, достигающих в пиритовых конкрециях из сланцев падейской свиты D_2 140-150 г/т, то их происхождение плохо понятно. В некоторых из этих конкреций был также определен германий, тогда как в других пиритах его обнаружить не удается.

Также не удалось найти сурьму, при пороге анализа около 10 г/т, в 23 проанализированных пиритах. Только в небольшой пиритовой конкреции из отложений $D_2^2-D_3^1$ обнаружено исключительно высокое содержание Sb — 200 г/т. Здесь не вызывает сомнения присутствие собственной сурьмяной минерализации (Юшкин, 1980).

Заключение

Анализы пиритов, выделенных из самих черных сланцев или из конкреций (карбонатных, фосфатных, силикатных или существенно пиритовых) в черносланцевых толщах, показали, что для таких элементов-халькофилов, как Hg, Cu, Zn, Pb, а также Ni, Ag, As, пирит может являться не только концентратором, но и носителем. Видимо, значительная часть валовых содержаний этих элементов приходится на долю пирита. Чаще всего в случае аномальных или "ураганых" содержаний этих элементов можно предполагать наличие их самостоятельных минеральных фаз в виде эпитаксических сростаний с пиритом.

Присутствие примесей несulfидных элементов титана и хрома связано, видимо, с контаминацией пиритов вмещающими породами; последнее могло происходить при позднем росте метакристаллов пирита в литифицированной породе.

Иногда можно подметить "стратиграфическую" тенденцию в распределении примесей в пиритах — преимущественное обогащение ими (например, As, Ag) пиритов из определенного стратиграфического горизонта, породы которого в целом "заражены" дан-

ным элементом. Однако чаще всего таких простых закономерностей нет: распределение элементов-примесей не показывает явных связей ни с возрастом вмещающих пород, ни с их литологическими особенностями. Опыт подсказывает, что такая сложная картина возникает в случае взаимодействия нескольких факторов.

Эти выводы основывались на простейшей обработке результатов, но возможно, что при использовании некоторых особых приемов обработки данных удастся подметить закономерности, не бросающиеся в глаза. Одним из таких приемов является применение геохимической классификации элементов, разработанной Ю.Г. Щербаковым. Согласно этой классификации, малые элементы разделяют на центростремительные (Ni, Cu, Cr), минимально-центробежные (Ti, Zn, V), дефицитно-центробежные (As, Hg, Ag) и центробежные (Pb). Правда, наш материал не совсем хорош для применения методики Ю.Г. Щербакова, так как круг определяемых элементов не широк и в ряде проб определены не все элементы. Но все же В.И. Силаев предпринял попытку применения методики Ю.Г. Щербакова на материале выборки пиритов Лемвинской зоны (табл. 2). По мнению В.И. Силаева, данные таблицы свидетельствуют о том, что вверх по разрезу снижается относительная концентрация центростремительных и минимально-центробежных элементов и возрастает относительная концентрация дефицитно-центробежных и центробежных.

ЛИТЕРАТУРА

- Бадалов С.Т., Поваренных А.С. О формах вхождения элементов-примесей в сульфиды. — Минер. сб., 1967, № 21, вып. 1, с. 67-74.
- Новые данные о проявлениях барита и северного колчедана в среднедевонских отложениях Пай-Хоя /Я.Э. Юдович, А.Б. Юдина, Н.И. Тимонин, Л.П. Павлов. — В кн.: Литология и геохимия палеозойских формаций севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1979, с. 43-56. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 28).
- Щербаков Ю.Г. Геохимическая эволюция и рудные формации. — В кн.: Проблемы эндогенных формаций и металлогения. Новосибирск: Наука, 1967, с. 217-229.
- Юдович Я.Э. Фосфатсодержащих силикатно-кремнистые конкреции в терригенных толщах. — В кн.: Конкреции и конкреционный анализ. Тюмень, 1983, с. 84-85.
- Юшкин Н.П. Опыт среднемасштабной топоминералогии. — Л.: Наука, 1980. — 376 с.
- Юшкова Г.Е., Антонова Л.А. Определение элементов-примесей в сульфидах. — В кн.: Физические методы и математическая обработка анализов горных пород и минералов. Сыктывкар, 1981, с. 51-53. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 36).

БОР В ЧЕРНЫХ СЛАНЦАХ ПАЙ-ХОЯ

Я.Э.Юдович, Т.И.Иванова

Данных о содержании бора в черных сланцах вообще мало, а по такому малоизученному региону, как Пай-Хой, их практически нет. Только в 1969 г. Ю.В.Жуков и другие, картировавшие ряд территорий на Центральном Пай-Хое в м-бе 1:50 000, выполнили ряд определений B_2O_3 в осадочных породах и контактово-метаморфических роговиках ордовика. Это было сделано с целью прояснить генезис кварцевых жил с аксинитом, которые были встречены в экзоконтактах диабазовых интрузий. Анализы показали, что бор содержится и в самих диабазах, и в роговиках, что как будто говорило об эндогенной природе аксинитовой минерализации.

Нами впервые выполнены количественные определения бора на представительной коллекции проб "сланцевой" зоны палеозоя Пай-Хоя, включавшей 199 сборных (составленных из 1196 частных) и 55 частных проб.

С целью выбрать наиболее подходящую методику количественного спектрального определения бора, мы провели сравнительное изучение аналитических характеристик четырех серий эталонов, приготовленных на основе борных минералов ашарита, датолита, турмалина и буры, а в качестве внутренних стандартов испытывали бериллий, сурьму и медь. В итоге опытов мы выбрали эталоны на основе турмалина и медь в качестве внутреннего стандарта. Она вводилась в концентрации 0,4% в буферную смесь, составленную из 85% угольного порошка и 15% NaCl, пробы и эталоны смешивались с буферной смесью в отношении 1:1. Основа для эталонов имитировала средний состав карбонатно-глинистой породы, %: SiO_2 — 50, Al_2O_3 — 20, Fe_2O_3 — 4, MgO — 2, $CaCO_3$ — 20, Na_2CO_3 — 1, K_2SO_4 — 3.

Анализ вели экспрессным методом просыпки — вдувания на установке УСА-5 (ковш № 1), спектры фотографировали на спектрографе СТЭ-1 с кварцевой оптикой при ширине щели 20 м, однолинзовом освещении щели, с промежуточной диафрагмой 2 мм, при экспозиции 20 сек. Спектры возбуждали в дуге перемен-

ного тока силой 18 а, применяли графитовые электроды ОС-7-4, фотопластинки "спектрографические, тип II". Использовали аналитические линии: В1 — 249, 68 нм, Cu 1 — 249,81 нм, градуировочный график строили в координатах $\lg \frac{I_B}{I_{Cu}} - \lg C, \%$

Примененная методика позволяет определять бор в кларковых количествах даже в карбонатных породах (чувствительность около 0,001% В), с хорошей воспроизводимостью на уровне 4-7%. Сильное буферирование анализируемых проб позволяет подавить влияние возможной разницы формы нахождения В в пробах и эталонах и тем обеспечивает получение правильных результатов.

Распределение бора

в палеозойском разрезе (табл.1, 2)

Отложения O_{2-3} . В отложениях хенгурской свиты O_{2-3} средние содержания бора по сборным пробам нарастают параллельно нарастанию количества глинистой примеси: глинисто-кремнистые сланцы (110 ± 10 г/т) → кремнисто-глинистые сланцы (137 ± 6 г/т) → глинистые сланцы (170 ± 10 г/т)*. Это подтверждается значимой положительной корреляцией бора с элементами-индикаторами глинистого вещества: Rb, Th, F, Ba. Однако этот ряд не выдерживается в отложениях сопчинской свиты O_{1-3} , где наиболее обогащены бором не глинистые, а кремнисто-глинистые сланцы: $95 \rightarrow 195 \pm 35 \rightarrow 180 \pm 10$ г/т. Карбонатные породы O_{2-3} , несущие значительное количество глинистой или алевритовой примеси, содержат в среднем 60 ± 10 г/т В.

Отложения S-Д₁. Силициты и глинисто-кремнистые сланцы оюской свиты содержат в среднем 80 ± 13 г/т В, больше — в сланцах (111 ± 25 г/т, при аномалиях до 170 г/т) и меньше — в силицитах (48 ± 11 г/т). Четкая положительная корреляция В с Rb и Th указывает на связь В с глинистым веществом. В карбонатных породах содержания В значительно меньше (15 ± 5 г/т), причем он показывает связь с содержанием MgO.

Отложения Д₂. В среднем глинистые сланцы падейской свиты заметно богаче бором (200 ± 20 г/т), чем глинисто-кремнистые

* Используется наша классификация, построенная на значениях параметра ГМ (гидролизатного модуля): $ГМ = \frac{Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO}{SiO_2}$ (Юдович

1981, с. 29); менее 0,10 — силициты: массивные (темные фтаниты или светлые, цветные кремни) и сланцеватые (кремнистые сланцы); 0,10-0,20 — слабо глинистые силициты (глинисто-кремнистые сланцы); 0,20-0,30 — глинистые силициты (кремнисто-глинистые сланцы); более 0,30 — собственно глинистые сланцы.

Статистические характеристики содержаний бора
в черносланцевых толщах Пай-Хоя

Таблица 1

Породы	Число проб	В, г/т		Элементы, положительно коррелирующие с В (в скобках - коэффициент корреляции)
		Диапазон	$\bar{X} \pm S_{\bar{X}}$	
<u>Хенгурская свита O₂¹hg</u>				
Глинисто-кремнистые сланцы	2	100-120	110±10	Ba (0,80)
Кремнисто-глинистые сланцы	6	120-150	137±6	F (0,70)
Глинистые сланцы	2	160-180	170±10	Rb (0,87), Th (0,73)
В целом по свите	10	100-180	138±8	
<u>Тальбейтывисская свита O₂¹tb</u>				
Кремнисто-глинистые сланцы	4	96-220	152±26	
<u>Сопчинская свита O₃¹sp</u>				
Глинисто-кремнистые сланцы	1		95	P ₂ O ₅ (0,88)
Кремнисто-глинистые сланцы	2	160-230	195±35	Ba (0,91) Th (0,91)
Глинистые сланцы	2	170-190	180±10	
В целом по свите	5	160-230	169±22	
В целом по сланцам ордовика	19	96-230	149±72	P ₂ O ₅ (0,73) F (0,47) И (0,50) Rb (0,72) Th (0,75)
<u>Оюская и ливановская свиты S-D₁</u>				
Силициты	3	35-70	48±11	
То же, аномальные пробы	5	38-170		
Глинисто-кремнистые сланцы	3	86-160	111±25	Rb (0,94)
В целом по свите	12	35-170	80±13	Th (0,77)
<u>Палейская свита D₂pd</u>				
Глинисто-кремнистые сланцы	3	120-170	145±15	
То же, аномальные пробы	3	130-190		
Кремнисто-глинистые сланцы	1		120	
То же, аномальные пробы	2	120-190		
Глинистые сланцы	6	140-250	200±20	
То же, аномальные пробы	4	120-400		

Породы	Число проб	В, г/т		Элементы, положительно коррелирующие с В (в скобках - коэффициент корреляции)
		Диапазон	$\bar{X} \pm S_{\bar{X}}$	
В целом по сланцам свиты	9	120-400	145±10	
Песчаники, алевролиты	3	32-110	60±25	
<u>Отложения D₂² - D₃¹⁻¹</u>				
Силициты	5	16-85	40±10	
Глинисто-кремнистые сланцы	2	86-94	90±5	
Кремнисто-глинистые сланцы	1		110	
То же, аномалия	1		190	
Глинистые сланцы-ритмиты (туффоиды)	1		250	
То же, аномалия	1		150	
В целом по толще	11	16-250	95±20	S (0,82), Rb (0,90) Th (0,90) Hg (0,69)
<u>Отложения D₃¹⁻², D₃², C₁¹, D₃² - C₁¹</u>				
Силициты	26	5-70	25±5	И (0,42), Rb (0,83), Th (0,68)
То же, аномалия	1		5	
Глинисто-кремнистые сланцы	7	23-98	45±10	
То же, аномалия	1		39	
Кремнисто-глинистые сланцы	1		220	
То же, аномалия	2	30-63		
В целом по сланцам	11	5-220	60 ±15	
<u>Отложения C₁²⁻¹</u>				
Силициты	8	13-51	35±5	
То же, аномалия	11	30-210		
В целом по силицитам	19	13-210	55±10	Rb (0,70) Th (0,61)
Глинисто-кремнистые сланцы	1		75	
То же, аномалия	4	31-56		
Кремнисто-глинистые сланцы	1		280	
То же, аномалия	3	87-670		
Глинистые сланцы	1		210	
В целом по сланцам	7		130±40	Th (0,97)

Породы	Число проб	В, г/т		Элементы, положительно коррелирующие с В (в скобках - коэффициент корреляции)
		Диапазон	$\bar{X} \pm S_{\bar{x}}$	
<u>Отложения C₁²⁻²</u>				
Силициты	5	5-34	20±5	
Глинисто-кремнистые сланцы	2	130-160	145±15	
<u>Отложения C₁³</u>				
Глинисто-кремнистые сланцы, аномальные пробы	2	58-150		
<u>Отложения C₂-P₁</u>				
Силициты	3	38-180	90±45	
Песчаники	2	57-120	90±30	
Глинисто-кремнистые сланцы	7	61-180	120±15	
То же, бариеносные	5	88-250	140±30	
То же, аномальные пробы	9	19-280		
В целом	21	19-280	135±15	F(0,54), Rb(0,81) Th(0,68)
Кремнисто-глинистые сланцы	10	110-200	145±10	
То же, аномалии	2	240-260		
В целом	12	110-260	165±15	C _{org} (0,59) Se(0,87)
В целом по кремнистым сланцам	33	19-280	145±10	Rb(0,74), Th(0,60), Hg(0,41)
Глинистые сланцы	7	130-220	155±10	
То же, аномалия	1		130	
В целом по сланцам	41	19-280	145±10	Rb(0,64), Th(0,58)

(145±15 г/т). Максимальные содержания В достигают 400 г/т. Отложения D₂-D₃¹⁻¹. Для этой толщи характерна сильная дисперсия содержаний В — от низких (16 г/т) в некоторых фтанитах до резко аномальных (250 г/т) в полосатых глинистых сланцах-ритмитах, представляющих собою, скорее всего, туффиты. В этой толще В обнаруживает корреляцию с элементами глинистого вещества (Rb, Th), а также с S и Hg, которые, может быть, являются здесь эксгалативными компонентами.

Статистические характеристики содержаний бора в карбонатных породах черносланцевых толщ Пай-Хоя

Породы	Число проб	В, г/т		Элементы, положительно коррелирующие с В (в скобках - коэффициент корреляции)
		Диапазон	$\bar{X} \pm S_{\bar{x}}$	
<u>Тальбейтывисская свита O₂²tv</u>				
Алевромергели	5	31-160	70±25	
<u>Сопчинская свита O₃¹sp</u>				
Алевромергели	5	25-90	50±10	
В целом по ордовику	10	25-160	60±10	Rb(0,90), Hg(0,67)
<u>Оюская и ливановская свиты S - D₁</u>				
Известняки, кремнеизвестняки	6	5-36	15±5	MgO(0,86)
<u>Падейская свита D₂pd</u>				
Известняки, кремнеизвестняки	4	5-56		
<u>Отложения D₃²-C₁¹</u>				
Известняки, кремнеизвестняки	9	5-56	20±5	
<u>Отложения C₁²⁻¹</u>				
Известняки, кремнеизвестняки	6	5-23	10±5	
<u>Отложения C₁²⁻²</u>				
Известняки, доломитовые известняки	11	5-10	5	
<u>Отложения C₁³</u>				
Известняки, доломитовые известняки	9	5-10	5	
<u>Отложения C₂₋₃</u>				
Известняки	8	5-37	15±5	F(0,78), Th(0,80) H ₂ O(0,80), MgO(0,88) MgO/CaO(0,96)
<u>Отложения C₃-P₁</u>				
Мергели	3	29-39	35±5	

Отложения $D_3^2-C_1^1$. В этой существенно кремнистой толще содержания В нарастают от силицитов (25 ± 5 г/т) к глинисто-кремнистым (45 ± 10 г/т) и далее к кремнисто-глинистым сланцам (220 г/т), обнаруживая значительные колебания. Корреляция В с Rb и Th указывает, что и здесь носителем В является глинистое вещество. Среднее содержание В только в сланцах этой толщи составляет 60 ± 15 г/т, что, несомненно, повышено для пород существенно кремнистого состава. В кремнистых известняках содержится в среднем 20 г/т В, но и по сборным пробам есть аномалии до 56 г/т.

Отложения C_1^{2-1} . Отмечается сильный разброс содержаний бора: от 10 г/т в известняках до 670 г/т в некоторых сланцах, но в целом силициты значительно беднее бором (55 ± 10 г/т), чем сланцы (130 ± 40 г/т). Резко аномальное содержание — 670 г/т — обнаружено в прослое светлого сланца — туфа или туффита. Ряд аномалий В имеют скорее всего эпигенетическую природу. Они встречаются в высокоуглеродистых пористых породах и в генетически с ними связанных обожженных, сильно брекчированных фтанитах. В последних, по единичным определениям, содержания В достигали 1000 г/т, что требует присутствия самостоятельных борных минералов.

Отложения C_1^{1-2} . В этой существенно карбонатной толще средние содержания В в известняках и доломитовых известняках близки к аналитическому порогу; намного выше они в подчиненных здесь черносланцевых пачках: 20 ± 5 г/т — во фтанитах и 145 ± 15 г/т в углеродистых кремнисто-глинистых сланцах.

Отложения C_1^3 . Хотя средние содержания в этой (серпуховской) существенно карбонатной толще как будто не выше, чем в нижележащей окской, есть предварительные данные об аномальных содержаниях В, которые могут быть встречены и в карбонатных породах, и в пластовых баритах из кровли пачки. Ощущается недостаток аналитических данных для этого важного рудоносного интервала разреза.

Отложения C_2-P_1 (?). В черносланцевых отложениях средние содержания В устойчиво высокие — около 90 г/т в кремнистых и $120-140$ г/т — в смешанных кремнисто-глинистых и глинисто-кремнистых породах. Заметим, что собственно глинистые сланцы несут в среднем 155 ± 10 г/т В, а глинисто-кремнистые могут содержать и до 260 г/т. В силицитах и смешанных породах В коррелирует не только с компонентами глинистого вещества (Rb, Th), но также иногда и с $C_{орг}$, Se, Hg. В карбонатах этого интервала средние содержания В растут от известняков ($5-37$ г/т) к мергелям (35 ± 5 г/т), причем связь В с выходом нерастворимого остат-

ка и с "терригенными" элементами Th, F может указывать на тяготение В к глинистой части карбонатных пород.

Обсуждение данных

Несмотря на большое число исследований, оценка кларка бора в "глинистых сланцах", равная 100 г/т, представляется все же завышенной. Вероятно, истинное значение этого кларка ниже и составляет $70-80$ г/т. Но даже если пользоваться значением 100 г/т в качестве кларкового, мы можем утверждать, что черносланцевые толщи Пай-Хоя обогащены бором против кларка, по меньшей мере, в $1,5-2$ раза.

Обычно можно заметить отчетливую связь содержаний бора с содержаниями глинистого вещества, что доказывает роль последнего как основного носителя бора, — факт, хорошо известный по работе X. Хардера (1965). Однако в ряде случаев кремнисто-глинистые сланцы оказываются богаче бором, чем глинистые. Это значит, что в распределение В вмешивается какой-то дополнительный фактор. Как мы знаем из работ Хардера, таким фактором может быть низкая скорость седиментации. В этих условиях даже небольшие количества дисперсного глинистого вещества (по-видимому, в значительной степени аутигенного) "успевали" поглотить значительные количества бора из морской воды. Напомним, что современные пелагические глины заметно богаче бором, чем глинистые осадки шельфов.

Итак, можно думать, что одним из основных факторов, обусловивших повышенный кларк бора в сланцевых формациях Пай-Хоя, была глубоководность бассейна и связанная с этим замедленная скорость седиментации.

Только предположительно можно говорить о связи бора с содержаниями органического вещества (ОВ): эта связь отмечается редко, и при этом она заметно слабее, чем связи В с глинистым веществом. С ОВ как реальным носителем бора приходится считаться лишь в высокоуглеродистых породах, содержащих более 10% $C_{орг}$. Однако необходимо иметь в виду, что, как известно из геохимии углей (Юдович, 1978, с.158), бор подвергается сильному выносу из угольного вещества в процессах катагенеза. Этих процессов не могли избежать и пайхойские сланцевые толщи с их сильным метаморфизмом, почти повсеместно превратившим ОВ в антрацит или даже графит. Поэтому можно предположить, что бор первоначально содержащийся в битуминозном ОВ черных сланцев, был в значительной мере утрачен, и в настоящее время мы имеем дело в основном с бором, занимающим прочные структурные позиции в составе глинистого вещества и, может быть, аути-

генного турмалина. Последний иногда отмечался А.Н.Шулеповой при описании шлифов пайхойских сланцев.

В нижневизейских отложениях устанавливаются также аномалии бора, связанные с вторичными процессами гидротермального (?) выщелачивания фосфатсодержащих кремнистых сланцев и фтанитов. Видимо, в момент развития этих процессов, сопровождаемых мощными миграциями P, Zn, Cu, Se, в породах еще сохранялись подвижные формы бора, способные к миграции.

Наконец, мы должны считаться еще с одним фактором. Резкие аномалии бора в прослоях туфов или туффитов, а также иногда заметная связь бора с Hg, Se, F (элементами, которые можно считать в какой-то мере индикаторами эксгальтивных процессов) подсказывает, что вспышки вулканизма в соседней геосинклинали могли сопровождаться заносом бора в бассейн и поглощением его глинистыми осадками.

Можно себе представить ситуацию, когда все три фактора бороносности сочетались. Именно с таким случаем мы сталкиваемся, по-видимому, на примере среднедевонской толщи падейской свиты. Во-первых, сланцы Д₂ наиболее глинистые (о чем можно судить как по абсолютным содержаниям SiO₂, Al₂O₃, K₂O, так и по значениям модулей ГМ и др.), следовательно, здесь наивысшее содержание минерального носителя бора — гидрослюд; во-вторых, они накапливались в глубоководном бассейне, о чем можно судить по ряду геологических признаков (небольшой мощности, отсутствию фауны и др.)*, в-третьих, в падейской свите с ее характерной рудоносностью (Ba, Mn, колчеданы) имеются явные признаки вулканогенно-осадочного процесса (Петрохимическая диагностика... , 1984). Сочетание этих факторов приводит к повышенному среднему содержанию В во всех падейских сланцах, вместе взятых (145 ± 10 г/т), и обуславливает мощные аномалии в бариеносных сланцах, достигающие 400 г/т.

Выводы

1. Впервые на представительной коллекции, насчитывающей 199 сборных (составленных из 1196 частных) и 55 частных проб, определены средние содержания бора в основных типах пород 10 стратиграфических подразделений палеозоя сланцевой зоны Пай-Хоя.

2. В целом изученные отложения заметно обогащены бором против кларкового уровня. Средние содержания В в сланцах, как правило, превышают 100 г/т, составляя 130-145 г/т в сланцах С₁-С₂ и около 150 г/т в сланцах О₂₋₃ и Д₂. Такое накопление бора в

*См. статью А.Б.Юдиной в настоящем сборнике.

черносланцевых миогеосинклинальных толщах, по-видимому, в основном обусловлено замедленным темпом седиментации в глубоководном бассейне. В таких условиях возможно образование аутигенных гидрослюд, богатых бором (Хардер, 1965).

3. Распределение бора по типам пород конкретного стратиграфического интервала зависит в основном от их глинистости. Поэтому чистые силициты и карбонатные породы без значительной терригенной примеси значительно беднее бором, чем сланцы: 5-20 и 30-50 г/т соответственно.

4. Аномальные содержания В в сланцах некоторых интервалов разреза (Д₂, Д₃, С₁) можно связывать с вулканизмом, синхронным седиментации. Следовательно, в сингенетическом распределении бора так же, как и ряда других элементов (Mn, Ba, Sr, U, F, Se, Hg), видно влияние двух факторов: литогенного (состав пород) и ксеногенного (вулканизм) (Юдович, Кетрис, 1984).

5. Кроме сингенетических, существуют, по-видимому, и эпигенетические аномалии бора. Они отмечены в визейских черных сланцах и связаны с мощными процессами гидротермального (?) выщелачивания этих пород, где могла происходить локальная концентрация бора до рудогенного уровня.

Не исключено также, что и аксинитовая минерализация в экзоконтактах диабазовых интрузий на Центральном Пай-Хое связана не с эндогенным привносом бора, а с мобилизацией бора из вмещающих сланцев О₂₋₃, где даже средние содержания бора могут превышать 200 г/т.

ЛИТЕРАТУРА

- Петрохимическая диагностика вулканогенных продуктов в черносланцевых отложениях Пай-Хоя. /Я.Э.Юдович, М.П.Кетрис, А.В.Мерц, А.А.Беляев. — Геохимия, 1984, № 6, с. 868-882.
- Хардер Г. Геохимия бора. /Пер. с нем. — М.: Недра, 1965. — 136 с.
- Юдович Я.Э. Геохимия ископаемых углей. (Неорганические компоненты). — Л.: Наука, 1978. — 262 с.
- Юдович Я.Э. Региональная геохимия осадочных толщ. — Л.: Наука, 1981. — 276 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Селен в черных сланцах Пай-Хоя. — Геохимия, 1984, № 11, с. 1767-1774.

К МЕТОДИКЕ ХИМИЧЕСКОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ СВОБОДНОЙ SiO_2 (КВАРЦА)

Л.П.Павлов

Осадочные формации палеозоя сланцевой зоны Пай-Хоя, как и гомологичные им толщи Лемвинской зоны севера Урала, отличаются широким развитием кремнистых пород (силицитов) — как массивных (черных фтанитов, светлых и цветных кремней, яшмовидов), так и сланцеватых — различных кремнистых сланцев (Осадочные формации. . . , 1984). В этих породах свободный кремнезем в виде кварца или халцедона часто является преобладающим компонентом. Однако петрографическое изучение силицитов осложняется их тонко- или крипстокристаллическими структурами, а также часто обилием дисперсного углеродистого вещества. Поэтому литолог часто затрудняется в точной оценке по шлифу минерального состава породы. Хорошим вспомогательным средством изучения силицитов является фазовый химический анализ — отдельное определение кварца (халцедона) — SiO_2 св. К определению SiO_2 св. прибегала, например, И.В.Хворова (1968), изучавшая геосинклинальные силициты Южного Урала. Особо важным является знание величины SiO_2 св. при нормативном пересчете анализов. Показывая, какая доля от валового SiO_2 связана в силикатах, она позволяет подобрать правильную схему пересчета. Так, нормативный состав железистого хлорита в специфичных шамозит-кремнистых конкрециях удалось вычислить только с помощью величин SiO_2 св. (Юдович, 1983).

В то же время геологов не всегда удовлетворяют результаты определения SiO_2 св., по тем или иным мотивам они находят их малодостоверными. Бывает, например, что в высококремнистых фтанитах, с валовыми содержаниями SiO_2 свыше 90%, количества SiO_2 св. оказываются не меньшими, а даже большими (!), чем валовые. В большинстве сомнительных случаев геолог считает определение SiO_2 св. завышенным и гораздо реже — заниженным.

Лаборатория химического анализа Института геологии Коми филиала АН СССР накопила значительный опыт определения SiO_2 св. в геологических пробах. Изложению этого опыта и посвящено данное сообщение.

За основу нами была взята известная методика (Практическое руководство. . . , 1960), в которую мы внесли изменения: а) в операцию сплавления породы с пиросульфатом калия; б) в операцию окончательного выделения SiO_2 св. для взвешивания.

Ход анализа

В тигель из прозрачного кварца (высотой 52 мм, диаметрами нижним 20 и верхним 48 мм) помещаем 0,5 г порошка породы, высушенного при 110°C . Добавляем 15 г пиросульфата калия и сплавляем в муфеле при 450°C в течение 35-40 мин. Муфель отключаем, тигель вынимаем и энергичными вращательными движениями тщательно перемешиваем расплав так, чтобы дно тигеля стало свободным от осевших из расплава, несплавившихся частиц породы. Тигель охлаждаем на асбесте 5-7 мин., добавляем 15-20 капель конц. H_2SO_4 и вновь ставим в муфель, повторяя описанные операции (сплавление, перемешивание, добавление конц. H_2SO_4). Третий раз помещаем тигель в муфель, постепенно доводим температуру до 900°C , выдерживаем при ней 10-15 мин., следя за тем, чтобы плав оставался жидким. Затем из охлажденного тигеля плав количественно переносим в стакан горячей водой, доводим объем ее до 180-200 мл и нагреваем стакан на воздушной бане до полного диспергирования плава. Затем порциями по 2-3 гранулы добавляем 17 г гранулированной NaOH . При этом освобожденная при сплавлении SiO_2 растворяется, окислы Fe, Ti и другие остаются в осадке. После этого переносим стакан на плитку и 30 мин выдерживаем при $85-90^\circ$. Затем быстро фильтруем через фильтр с белой лентой. Остаток содержимого стакана количественно переносим горячей водой на фильтр, фильтр с осадком не менее 10 раз промываем горячей водой и возвращаем его в стакан. Эта процедура необходима для более полного растворения возможных примесей к осадку SiO_2 св. Приливаем 50 мл горячей HCl 1:1, нагреваем до кипения. Фильтр при этом распадается, полторные окислы растворяются. Теперь в осадке теоретически должна остаться только SiO_2 св. Приливаем в стакан 25-30 мл горячей воды и фильтруем через фильтр с белой лентой, количественно перенося весь осадок на фильтр. Фильтр с осадком 4-5 раз промываем кипящей HCl 1:5, затем 4-5 раз — горячей водой. Фильтр с осадком подсушиваем, переносим во взвешенный платиновый тигель, прокаливаем при 1000° , охлаждаем и взвешиваем. По разности весов тигля находим вес SiO_2 св., которую мы называем "грязной".

Далее производим отгонку осадка SiO_2 св. от примесей, остающихся на фильтре. Для этого в тигель добавляем 4-5 капель

конц. H_2SO_4 , 8-10 мл HF, нагреваем на воздушной бане до прекращения выделения паров SO_3 , прокаливаем при 1000° , охлаждаем и взвешиваем. По разности весов находим "чистую" SiO_2 св. То, что заключительная процедура далеко не лишняя, показывает наш опыт, когда разница в содержаниях "грязной" и "чистой" SiO_2 св. могла достигать 7-8% от веса породы!

Резюмируя наш опыт, можно сказать, что получение правильных, непротиворечивых результатов определения SiO_2 св. возможно при следующих условиях:

1. Сплавление породы с пиросульфатом калия должно произойти полностью;
2. После третьего сплавления ($900^\circ C$) плав не должен содержать на своей поверхности кристалликов солей;
3. Отделение SiO_2 св. от оставшихся примесей полуторных окислов, а также от возможных примесей сульфатов Ca, Ba, Sr необходимо произвести достаточно полно.

ЛИТЕРАТУРА

Осадочные формации Пай-Хоя и перспективы их рудоносности /А.И.Елисеев, Я.Э.Юдович, А.А.Беляев, Г.Ф.Семенов. — Сыктывкар, 1984. — 50 с. (Сер. препринтов сообщ. "Науч. рекомендации — нар. хоз-ву" / АН СССР, Коми филиал, вып. 48).

Практическое руководство по неорганическому анализу /В.Ф.Гиллебранд, Г.Э.Лендель, Г.С.Брандт, Д.И.Гофман. — М.: Госхимиздат, 1960. — 1016 с.

Хворова И.В. Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого. — В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. Т.1 М.: Наука, 1968. — 138 с.

Юдович Я.Э. Фосфатсодержащие силикатно-кремнистые конкреции в терригенных толщах. — В кн.: Конкреции и конкреционный анализ. Тюмень, 1983, с. 84-85.

СОДЕРЖАНИЕ

А.И.Елисеев. Формационный анализ палеозойских отложений Пай-Хоя	3
А.Б.Юдина. Кремнисто-терригенная среднедевонская формация Пай-Хоя	11
А.И.Елисеев, Г.Ф.Семенов. Карбонатные среднедевонско-каменноугольные формации Пай-Хоя	20
А.А.Беляев. Фтанитовая верхнедевонско-нижнекаменноугольная формация Пай-Хоя.	27
А.А.Беляев, Г.Ф.Семенов. Толеровая верхнедевонско-среднекаменноугольная формация Пай-Хоя	38
В.Э.Сметанин. Стрессово-метаморфогенные структуры и текстуры в кремнистых и карбонатных породах Пай-Хоя	49
М.П.Кетрис, Г.Е.Юшкова. Геохимия пиритов из черносланцевых формаций Пай-Хоя и севера Урала	56
Я.Э.Юдович, Т.И.Иванова. Бор в черных сланцах Пай-Хоя	64
Л.П.Павлов. К методике химического определения свободной SiO_2 (кварца)	74

ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПАЙ-ХОЯ. Елисеев А.И. — В кн.: Осадочные палеозойские формации Пай-Хоя. Сыктывкар, 1986, с. 3 - 10. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 56).

В карбонатной зоне за период ордовик-пермь выделены следующие формации: фалаховая нижне-среднеордовикская, платамовая среднеордовикская, калейдовая верхнеордовикско-нижнедевонская, фалаховая эйфельская, платамовая среднедевонская, калейдовая франско-турнейская, платамовая средне-верхневизейская, калейдовая серпуховско-касимовская. В сланцевой зоне формационный ряд образуют формации: палиноровая ордовикская, толеровая силурийско-нижнедевонская, кремнисто-терригенная среднедевонская, фтанитовая франско-турнейская, толеровая верхнедевонско-среднекаменноугольная, флишевая верхнекаменноугольно-нижнепермская. Формационный анализ показал резкое отличие карбонатной и сланцевой зон Пай-Хоя.

Библиогр. — 12.

УДК 551.263.036:552.51 552.55:551.734.3 (234.82)

КРЕМНИСТО-ТЕРРИГЕННАЯ СРЕДНЕДЕВОНСКАЯ ФОРМАЦИЯ ПАЙ-ХОЯ. Юдина А.Б. — В кн.: Осадочные палеозойские формации Пай-Хоя. Сыктывкар, 1986, с. 11 - 19. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 56).

На основании находок конодонтов возраст формации определяется как раннеэйфельский (эмский) — раннефранский. Выделены две градации: песчаниково-сланцевая (марейшорская) и сланцево-песчаниковая (амдерминская). Для каждой из них описаны элементарные породные ассоциации. Показано, что отложения формации образовались в относительно глубоководных условиях. Область сноса в это время находилась западнее и севернее Пай-Хоя.

Библиогр. — 10.

УДК 551.26 + 552.54 (234.82)

КАРБОНАТНЫЕ СРЕДНЕДЕВОНСКО-КАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ФОРМАЦИИ ПАЙ-ХОЯ. Елисеев А.И., Семенов Г.Ф. — В кн.: Осадочные палеозойские формации Пай-Хоя. Сыктывкар, 1986, с. 20 - 26. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 56).

В карбонатной (Елецкой) зоне Пай-Хоя за период средний девон-карбон выделены четыре формации: платамовая среднедевонская, калейдовая франско-турнейская, платамовая средне-верхневизейская, калейдовая серпуховско-касимовская. Описаны типы пород, породные ассоциации и градации. Дано строение формаций и выяснены условия их образования.

Библиогр. — 6.

УДК 551.26:552.55:551.734.735 (234.82)

ФТАНИТОВАЯ ВЕРХНЕДЕВОНСКО-НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНАЯ ФОРМАЦИЯ ПАЙ-ХОЯ. Беляев А.А. — В кн.: Осадочные палеозойские

формации Пай-Хоя. Сыктывкар, 1986, с. 27 - 37. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 56).

Описаны типы карбонатных и кремнистых пород формации. В ней выделены парагенетические породные ассоциации и дана их генетическая трактовка как глубоководных образований краевой части геосинклинали зрелой стадии ее развития. Показано эпизодическое участие гидротермального и эксплозивного вулканизмов в седиментогенезе.

Рис. 2. Библиогр. — 12.

УДК 551.26:552.52/54/55:551.734/735 (234.82)

ТОЛЕРОВАЯ ВЕРХНЕДЕВОНСКО-СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНАЯ ФОРМАЦИЯ ПАЙ-ХОЯ. Беляев А.А., Семенов Г.Ф. — В кн.: Осадочные палеозойские формации Пай-Хоя. Сыктывкар, 1986, с. 38-48. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 56).

Описаны основные типы карбонатных и кремнистых пород. Выделена ассоциация карбонатных кластогенных кремнистых пород, гидротермально-осадочных карбонатов и баритов, которая соответствует предорогенной стадии развития краевой части геосинклинали и связана с незначительным поднятием дна и уменьшением уровня моря.

Рис. 2. Библиогр. — 10.

УДК 552.54/55:552.122 (234.82)

СТРЕССОВО-МЕТАМОРФОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ В КРЕМНИСТЫХ И КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ ПАЙ-ХОЯ. Сметанин В.Э. — В кн.: Осадочные палеозойские формации Пай-Хоя. Сыктывкар, 1986, с. 49-55. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 56).

В результате полевых исследований и изучения шлифов в кремнистых и карбонатных породах палеозоя Пай-Хоя установлены структуры и текстуры, явно связанные с их стрессово-метаморфическим преобразованием.

Рис. 5. Библиогр. — 4.

УДК 552 + 550.42 + 559.122

ГЕОХИМИЯ ПИРИТОВ ИЗ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ФОРМАЦИЙ ПАЙ-ХОЯ И СЕВЕРА УРАЛА. Кетрис М.П., Юшкова Г.Е. — В кн.: Осадочные палеозойские формации Пай-Хоя. Сыктывкар, 1986, с. 56 - 63. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 56).

Около 50 монофракций пирита, выделенных из черных сланцев, а также из различных конкреций в сланцах были проанализированы на Ti, Ni, Cu, Zn, Pb, As, Ag, Cr, Hg методом количественного спектрального и атомно-абсорбционного (Hg) анализа. Для элементов-халькофилов пирит оказался не только минералом-концентратором, но нередко и минералом-носителем, сосредоточивающим в себе основную долю валовых содержаний этих элементов в породах. Чаще всего в случае аномальных или "ураганных" содержаний этих элементов можно предполагать наличие их самостоятельных фаз в виде эпитактических сростаний с пиритом. Присутствие несурьфидных элементов Ti и Cr, возможно, связано с примесями вмещающих пород, хотя не исключено и присутствие в конкреционных пиритах аутигенных минералов (?) Ti.

Иногда можно подметить определенную стратиграфическую тенденцию распределения примесей в пиритах (накопление их в пиритах определенного горизонта); однако чаще таких зависимостей не видно, что объясняется влиянием на содержание примесей в пиритах целого ряда гипотетических факторов (генераций пирита, степени его дефектности, близости тектонических нарушений).

Табл. 2. Библиогр. — 6.

УДК 552 + 550.42 — 559.122

БОР В ЧЕРНЫХ СЛАНЦАХ ПАЙ-ХОЯ. Юдович Я.Э., Иванова Т.И. — В кн.: Осадочные палеозойские формации Пай-Хоя. Сыктывкар, 1986, с. 64 — 73. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 56).

Методом количественного спектрального анализа впервые определены содержания бора в 199 сборных (составленных из 1196 частных) и в 55 частных пробах, характеризующих 10 стратиграфических интервалов "сланцевой" зоны Пай-Хоя. Изученные отложения в целом заметно обогащены бором против кларкового уровня. В сланцах (глинистых, кремнисто-глинистых, глинисто-кремнистых) средние содержания В, как правило, превышают 100 г/т, составляя 130-145 г/т в сланцах S_{1-2} и около 150 г/т — в сланцах O_{2-3} и D_2 . Накопление бора, по-видимому, в основном обусловлено замедленным темпом седиментации в глубоководном бассейне. В таких условиях, как известно (Хардер, 1965), возможно формирование аутигенных гидрослюд, обогащенных бором. Двумя другими факторами бороносности являются: вулканизм, синхронный седиментации (отложения D_2 , D_3 , S_1), и эпигенетические миграции бора в процессах мощного гидротермального (?) выщелачивания углеродистых фосфатоносных сланцев S_1 .

Табл. 2. Библиогр. — 5.

УДК 552 + 550.42 + 559.122

К МЕТОДИКЕ ХИМИЧЕСКОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ СВОБОДНОЙ SiO_2 (КВАРЦА). Павлов Л.П. — В кн.: Осадочные палеозойские формации Пай-Хоя. Сыктывкар, 1986, с. 74 — 76. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 56).

При изучении кремнистых пород, подобных тем, которые широко распространены в черносланцевых палеозойских формациях сланцевых (Лемвинской, Карской) зон Пай-Хоя и севера Урала, важной характеристикой является величина $SiO_{2св}$. — содержание свободной кремнекислоты в форме кварца (или халцедона). Между тем, определения $SiO_{2св}$ в таких породах часто не удовлетворяют геологов: обычно они представляются завышенными. В статье излагается опыт работы химической лаборатории Института геологии Коми филиала АН СССР, позволяющий получать правильные результаты определений $SiO_{2св}$.

Библиогр. — 4.

ОСАДОЧНЫЕ ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ФОРМАЦИИ ПАЙ-ХОЯ

Редактор О.П.Сорокина
Художник Е.А.Мошева
Техн.редактор М.А.Сазанская
Корректор Л.П.Мосунова
Оператор А.И.Русанова

Подписано в печать 02.12.85. ЦО4086. Формат 60 x 90 1/16. Бум. типографская № 1. Печать офсетная. Усл. печ. л. 5. Уч.-изд. л. 5. Тираж 400. Заказ № 307. Цена 30 коп.

167610, г.Сыктывкар, ул. Коммунистическая, 26,
ротاپринт Коми филиала АН СССР