

Институт геологии Коми филиала АН СССР

103574  
1975

# ГЕОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

Фур

ЕЖЕГОДНИК — 1975



Сыктывкар 1976

103544  
1975

*Демкина В. И.*

Академия наук СССР  
Коми филиал  
Институт геологии

ГЕОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ  
СЕВЕРО-ВОСТОКА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

(Ежегодник-1975)

*Пр 2020  
наша - переплетена*

Сыктывкар 1976



Освещаются основные результаты работ Института геологии Коми филиала АН СССР за 1975 г. в области стратиграфии, палеонтологии палеозойских и кайнозойских отложений Северо-Востока европейской части СССР, дается их литологическая и геохимическая характеристика. Приводятся новые данные по тектонике севера Урала, описываются магматические комплексы Полярного Урала и Тимана, а также некоторые минералы из этих комплексов и руд. Рассматриваются соотношения статистических характеристик минералогического и химического состава горных пород и руд.

Книга рассчитана на широкий круг геологов.

Редакционная коллегия

М.В.Фишман (отв.ред.), В.А.Дедеев, А.И.Елисеев, В.И.Есева, В.А.Молин, Н.И.Тимонин, Я.Э.Юдович, Н.П.Юшкин

ЕЖЕГОДНИК - 1975

Института геологии Коми филиала АН СССР

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ В 1975 г.

М.В.Фишман

В 1975 г. согласно плану в институте разрабатывалось четырнадцать тем. Закончены исследования по шести темам.

Продолжались работы по изучению истории геологического развития северных территорий европейской части страны, особенностей размещения и генезиса основных формаций осадочных, магматических, метаморфических горных пород и связанных с ними полезных ископаемых для совершенствования их научного прогноза и поисков. В аспекте указанного общего научного направления работ основные силы и средства института концентрировались на исследованиях, связанных с решением наиболее актуальных сейчас народнохозяйственных проблем: перспективы открытия новых крупных месторождений нефти и газа, бокситов, меди и других руд цветных и редких металлов.

Над решением вопросов, связанных с изучением перспектив нефтегазоносности Европейского Северо-Востока страны работали коллективы отдела геологии горючих ископаемых, стратиграфии, палеонтологии и геологии четвертичных отложений и геоморфологии.

В истекшем году был завершен первый этап исследований по оценке перспектив нефтегазоносности западного склона севера Урала. Дан детальный анализ состояния вопроса и рекомендации по направлению дальнейших работ. Проведено изучение литологии карбонатных формаций среднего-верхнего палеозоя восточных районов Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции и исследована геохимия органического вещества в палеозойских отложениях восточного обрамления Верхне-Печорской впадины. В результате удалось установить существенные литолого-формационные и геохимические закономерности, имеющие важное значение для понимания процессов нефтегазонакопления, а также и для выбора направлений поисковых и разведочных работ и их обоснования.

В составе мощной существенно карбонатной толщи верхнего девона

— нижней перми Елецкой структурно-формационной зоны севера Урала выделено четыре крупные формации. На генетической основе был проведен анализ всех изученных карбонатных пород как возможных коллекторов нефти и газа. Установлено, что восточные градации всех выделенных формаций являются наиболее интересными для поисков нефтегазовых структур. Был разработан новый эмпирический критерий диагностики нефтепроизводящих отложений; впервые проведенное изучение сингенетической газовой фазы в осадочных породах расширило возможности для прогнозирования при поисках газовых месторождений.

Завершены работы по изучению структурных ограничений Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. В результате составлена тектоническая карта фундамента северо-восточной окраины Восточно-Европейской платформы. Проведена типизация структур западного склона Урала и Пай-Хоя. Намечены структуры, перспективные для поисков нефтяных и газовых месторождений. Составлен макет карты разломной тектоники для Тимано-Печорской провинции, вошедший в качестве фрагмента в новую карту разломов территории СССР и сопредельных стран, составляемую ВСЕГЕИ и ВНИИГеофизика.

Новые данные, имеющие существенное практическое и научное значение, были получены в области разработки методики оценки параметров залежей и месторождений нефти с применением математических методов для целей подсчета запасов и обоснования его точности. Составлен алгоритм для расчета количества ядерного материала, необходимого для оценки среднего значения параметров с заданной точностью; разработаны и апробированы общая схема, алгоритмы и комплекс программ для подсчета запасов на ЭВМ — "ЗАПНЕФ-1". Подготовлены исходные материалы для подсчета на ЭВМ запасов нефти двух основных залежей Усинского нефтяного месторождения.

Указанные исследования проводились в контакте с заинтересованными предприятиями — объединениями Коминнефть, Комигазпром и УТГУ.

Продолжалось изучение закономерностей образования и размещения бокситовых месторождений Тимана. Проведен сравнительный анализ особенностей строения бокситовых залежей верхнедевонских латеритных кор выветривания на Среднем Тимане и нижнекаменноугольных образований на Южном Тимане. Выделены и охарактеризованы минеральные типы руд, установлены первичные источники глинозема. Выяснена зависимость формирования ряда редких элементов в бокситах и накопления их в глиноземном производстве в зависимости от минерального состава бокситов; показана возможность их попутного извлечения. Анализ палеофациальных особенностей бокситоносных отложений позволил выявить новые поисковые критерии бокситов определенного генезиса. Намечены площади, перспективные для поисков бокситов.

В 1975 г. завершен первый промежуточный этап изучения фаций и

закономерностей формирования терригенных отложений ордовика западного склона севера Урала в связи с их меденосностью. Исследованы состав отложений и особенности распределения в разрезе различных фаций. Установлена цикличность строения терригенной толщи ордовика и возможность корреляции отложений на основе выделенных циклов; описаны основные типы медной минерализации.

В процессе литолого-геохимических исследований в южной части Печорского Урала установлены средние химические составы основных формаций осадочных пород палеозоя и фоновые содержания в них малых и редких элементов. Выявлены некоторые индикаторные признаки изученных элементов, которые могут быть использованы для диагностики условий формирования осадочных толщ.

Обнаружены и изучены проявления нового для Урала генетического типа оолитовых железных руд в отложениях среднего ордовика. Они, вероятно, были синхронны процессам размыва континентальных кор выветривания, в связи с чем становится принципиально возможным прогноз бокситоносности отложений среднего ордовика, выраженных в наиболее мелководных фациях.

Продолжалась разработка принципов корреляции разнофациальных разрезов палеозоя и нижнего мезозоя Северо-Востока европейской части СССР, в первую очередь в связи с перспективами нефтегазоносности. Изучались наиболее интересные разрезы как естественных обнажений, так и по скважинам. В процессе этих исследований на западном склоне севера Урала (в бассейне р.Кожим) в ордовике были выделены биостратиграфические горизонты международной стратиграфической шкалы, уточнены граница девона и силура и объем нижнего силура. Впервые удалось расчленить до горизонтов девонские отложения юго-восточного Пай-Хоя.

Детальному изучению подвергались каменноугольные отложения Среднего Тимана.

Проведена межрегиональная корреляция отложений казанского яруса на обширной территории от берегов Белого и Баренцева морей на севере до Южного Урала. На границе уфимского и казанского ярусов выделен и прослежен новый опорный горизонт, что открывает возможность для сопоставления разрезов различных литолого-фациальных зон. Завершено монографическое описание моллюсков, ракообразных и растений из стратотипических и опорных разрезов уфимского яруса нефтегазоносных районов Тимано-Печорской провинции и составлена первая сводка по неизвестным ранее микроорганизмам татарского века.

Завершены запланированные работы по стратиграфии плейстоценовых отложений бассейна нижней Печоры. На основании изучения остатков мелких млекопитающих, спор и пыльцы, диатомовых водорослей и других органических остатков удалось выделить все основные горизонты плейстоценовых отложений. Применение разработанного в институте нового метода поисков остатков ископаемых грызунов и выделения их из осад-



ков позволило выделить комплексы копытных леммингов, дающие возможность для дробной и надежной стратификации и, что особенно важно, корреляции изученных отложений. Комплексные исследования с применением палеонтологических, литологических и изотопных методов позволили составить стратиграфическую схему четвертичных отложений для значительной части Большеземельской тундры, увязав ее с единой стратиграфической шкалой.

Проводилось детальное изучение магматических формаций севера Урала, Пай-Хоя и Тимана.

Исследовались геохимические особенности гранитоидов Приполярного Урала, базальтоидные формации севера Урала и Пай-Хоя, щелочно-ультраосновная формация Тимана. В результате были изучены особенности состава и эволюции исследованных магматических комплексов, условия их локализации и металлогенические особенности, исследован минеральный состав метаморфических пород приосевой зоны Приполярного Урала и установлены термодинамические условия их формирования, охарактеризованы границы распространения метаморфических фаций. Продолжались и региональные минералогические исследования. Детально изучались минералогия и условия формирования гидротермальных месторождений севера Урала, Пай-Хоя, Тимана, Вайгача и Новой Земли.

В пределах Илычского полиметаллического рудного поля на западном склоне Урала были изучены вещественный состав, структурно-текстурные особенности и физико-механические свойства нижнесилурийской толщи, вмещающей оруденение. Получены количественные данные о термодинамических условиях и эволюции процессов рудогенеза.

Изучено медное и полиметаллическое оруденение северной части острова Вайгач, выявлены основные закономерности его локализации.

Продолжались исследования флюоритовых месторождений северной части Югорского полуострова. Собран материал для сравнительных исследований флюорита из различных минералогических зон. Обнаружено несколько новых флюоритопоявлений на южном окончании зоны Вайгачских разломов и прослежены пространственные особенности перехода от полиметаллической к флюоритовой и от флюоритовой к кальцит-антраксолитовой минерализации. На основе детального изучения проведена переоценка перспектив флюоритоносности Югорского полуострова.

Получены новые данные для прогноза качества кристаллосырья на хрусталеносных месторождениях Приполярного Урала. На ряде хрусталеносных месторождений продолжалась апробация разработанного в институте метода векторного морфометрического анализа кристаллов. Теоретические основы этого метода и особенности его применения были доложены и обсуждены на X Международном кристаллографическом конгрессе в Копенгагене.

По договору с Архангельским территориальным геологическим уп-

равлением проводилось изучение рудных формаций Тимана и полуострова Канин. Был изучен минеральный состав сурьмяно-мышьяковой сульфидной минерализации на полуострове Канин и выявлены закономерности ее локализации.

Продолжалось изучение рудных формаций Полярного Урала. Основное внимание в истекшем году было обращено на железорудную и полиметаллически-колчеданную формации. Установлены наиболее распространенные типы оруденения, их генетические связи и основные закономерности локализации.

Проводились теоретические и экспериментальные исследования роста кристаллов на стадии регенерации, представляющие интерес для разработки новых методов выращивания кристаллов.

Продолжалось лабораторное моделирование процессов кварц-флюоритового метасоматоза по карбонатным породам в гидротермальных условиях. Установлена зависимость метасоматоза от температуры, состава, кислотности-щелочности воздействующих растворов и исследована морфология метасоматитов, намечена схема эволюции форм кристаллов флюорита в процессе их роста.

Изучались процесс обрастания твердых частиц растущим кристаллом в условиях конвекционного потока и влияние механических включений на степень совершенства кристаллического материала.

Проведены эксперименты по выращиванию кристаллов в гравитационно-расслоенных растворах, изучался механизм формирования блочности кристаллов, а также взаимодействие центров роста, регенерированных дефектами.

Начаты исследования изменения физических свойств минералов при сверхвысоких давлениях.

С помощью специальных методов электронной микроскопии установлена форма частиц твердой фазы алого-железистых сульфатно-фосфатных гелей. Изучены структурные преобразования геля в условиях высоких температур и давлений. Методами термогравиметрии и двойного спинового эха установлены формы связи воды с твердой фазой и получены количественные данные о фазовой устойчивости геля.

Систематически проводилась работа по совершенствованию связей с производственными геологическими организациями. В 1975 г. институт имел 18 договоров о творческом содружестве.

Значительно шире проводились совместные работы с научно-исследовательскими институтами и экспедициями системы Министерства геологии (ВСЕГЕИ, ВИМС и др.).

Существенное значение в повышении уровня научной и научно-организационной деятельности в институте имело социалистическое соревнование с геологическими институтами Кольского и Карельского филиалов АН СССР.

Десять сотрудников института приняли участие в международных совещаниях, где ими было сделано восемь докладов, девятнадцать — участвовали во всесоюзных совещаниях с двенадцатью докладами.

В течение 1975 г. было опубликовано в издательстве "Наука" и местных изданиях 14 работ общим объемом более 120 печ.листов, а в различных журналах и сборниках 45 статей.

Сотрудниками института в 1975 г. было получено два авторских свидетельства на изобретения, одиннадцать человек удостоено медалей ВДНХ.

В 1975 г. при институте было организовано Сыктывкарское отделение Всесоюзного минералогического общества.

В целях пропаганды и популяризации научных и политических знаний сотрудниками института было прочитано более 400 лекций.

ЕЖЕГОДНИК-1975

Института геологии Коми филиала АН СССР

СТРАТИГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА

ЦИКЛИЧНОСТЬ И ЭТАПЫ ОРДОВИКСКОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ  
НА ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

Э.С.Щербаков, С.В.Мельников

В настоящее время ордовикские отложения западного склона Приполярного Урала привлекают к себе внимание исследователей в связи с меденосностью терригенной толщи. Последняя почти лишена фаунистических остатков и только в самой верхней своей части содержит раковины ангарелл и остатки мшанок и криноидей. Расчленение и корреляция разрезов терригенной толщи ордовика до последнего времени проводились на основе стратиграфической схемы К.А.Львова [3], который выделял красноцветную тельпосскую и зеленоцветную хыдейскую свиты. Однако после работ Б.Я.Дембовского (1974 г.) стало ясно, что в западных разрезах хыдейская свита чаще всего не может быть выделена и схема К.А.Львова нуждается в существенных уточнениях. В связи с тем, что биостратиграфическое расчленение терригенной толщи практически невозможно, корреляция ее разрезов может быть проведена на основе изучения цикличности осадконакопления.

Изучением цикличности ордовикской терригенной толщи занимались независимо друг от друга Э.С.Щербаков, Б.Я.Дембовский, В.Ф. Петров (1975 г.), предложившие схемы корреляции разрезов, которые отличаются разными предпосылками выделения циклов и проведения их границ.

Наиболее удобным для изучения цикличности в отложениях ордовика западного склона Приполярного Урала является Косью-Вангырский район, где можно проследить изменения ордовикской толщи как на площади, так и по вертикали в хорошо увязываемых разрезах.

Вслед за Н.Б.Бассоевичем [2] авторы под циклом понимают про-



цесс осадконакопления, в результате которого возникает геологическое тело. Как и всякий процесс, геологический цикл должен иметь начальную и конечную точки своего проявления, которым могут соответствовать размыты или резкая смена условий осадконакопления. Естественно, что циклы и соответствующие им тела могут быть разных масштабов. Выделяются циклы I порядка — элементарные циклы, действие которых было обусловлено главным образом экзогенными факторами, циклы II порядка, прямым образом связанные с проявлением тектонических движений, но ограниченные небольшими площадями, и циклы III порядка, связанные с тектоническими движениями, охватывавшими всю территорию Косью-Вангырского района. Геологические тела, отвечающие циклам III порядка, прослеживаются повсеместно и потому являются основой корреляции разрезов и предметом обсуждения в данной статье (см. рисунок).

Первый цикл охватывает время накопления конгломератов, гравелитов и песчаников толщ  $A_1$  и  $A_2$  (по И.В.Фомишину, 1971, 1973 гг.). Мощность осадков этого цикла незначительно сокращается от 350 м в среднем течении р.Хароты до 300 м на водоразделе рр.Хароты и Б.Вангыра, т.е. с северо-запада на юго-восток. Напротив, к юго-западу (водораздел рр.Вангыр-Сыня) и северо-востоку (водораздел рр.Харота-Косью) мощность осадков цикла сокращается до 80-120 м в связи с выпадением из разреза конгломератов, а на юго-западе и гравелитов. Конгломераты образуют выпуклую вверх линзу, к периферийным частям которой приурочиваются максимальные мощности гравелитов (до 200 м) и песчаников (до 150 м). Падение косой слоистости веерообразно окаймляет линзу конгломератов. Перечисленные признаки характерны для отложений крупных конусов выноса.

Второй цикл в основном отвечает времени накопления осадков толщи В. Отложения этого цикла также начинаются конгломератами, сменяются гравелитами, песчаниками и алевролитами. Конгломераты второго цикла с размывом залегают на песчаниках первого цикла. Они непрерывно связаны с гравелитами и песчаниками с обломками алевролитов, которые образуют языкообразную полосу, вытянутую от верховий рр.Войвож-Сыня в северо-восточном направлении. По периферии этой полосы, параллельно уменьшению мощностей гравелитов и песчаников с обломками алевролитов, возрастают мощности песчаников и алевролитов. Падение косой слоистости указывает на перенос материала с юго-запада на северо-восток и веерообразное распределение его на площади. Все это в совокупности также указывает на отложение осадков в обстановке конусов выноса, но со сменой направления течения потоков. Мощность отложения II цикла меняется от 120 м на водоразделе рр.Вангыр-Сыня до 300-350 м в верховьях р.Косью.

Третий цикл III порядка охватывает время накопления осадков толщи

С, без ее пестроцветной части. Третьему циклу отвечает переслаивание пачек гравелитовых песчаников и разнозернистых песчаников и алевролитов. Анализ распространения типов песчаников показывает, что они накапливались в условиях зоны небольших конусов выноса и прилегающей к ней аллювиально-дельтовой равнины. При этом происходила постепенная смена ориентировки прогибания территории с северо-восточного на юго-восточное и, соответственно, изменение сноса обломочного материала. Изменение мощностей отложений такое же, как и у отложений I цикла. Они максимальны в центральной части района (до 400-450 м) и сокращаются до 200 м на водоразделе рр.Вангыра, Сыни, Б.Патока и до 100 м на водоразделе рр.Нидысей и Хамболью.

Отложения IV цикла третьего порядка отличаются от подстилающих неравномерностью окраски, значительно большим количеством алевролитов и сланцев, относительно симметричной гранулометрической кривой, появлением и широким распространением ангарелл, присутствием медной минерализации.

В восточных разрезах (р.Нидысей, г.Капканвож) отложения IV цикла окрашены в зеленые тона, но уже в разрезах руч. Водопадного и Зеленого нижняя часть отложений цикла (100 м по мощности) становится пестроцветной, еще западнее, в разрезах хребта Курсамбай и горы Маяк, всему циклу отвечает чередование красноцветных и серовато-зеленых пород. Пестроцветная 100-метровая пачка в начале цикла присутствует только в

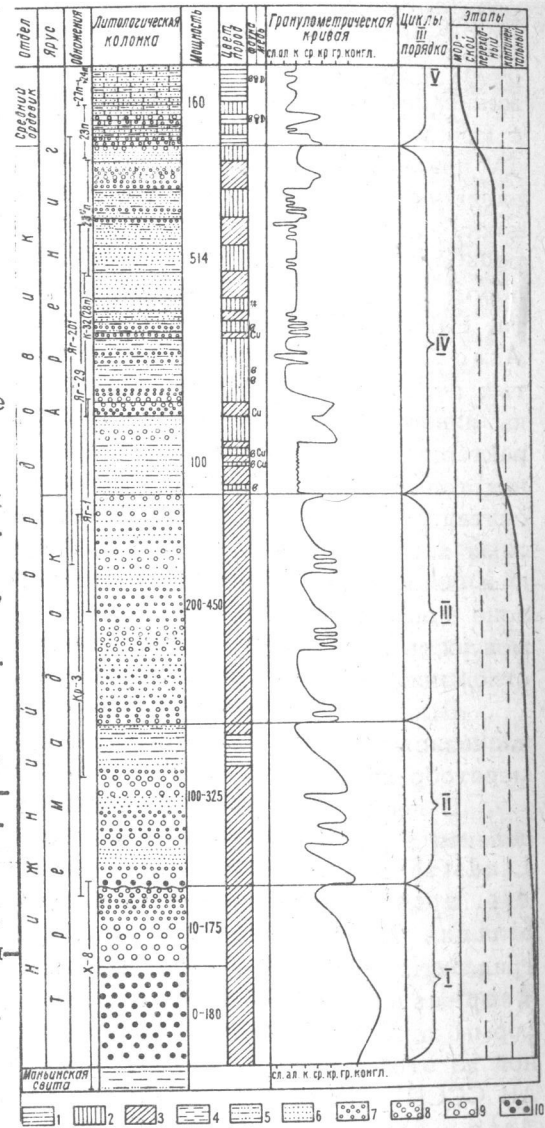


Рис. Цикличность и этапы ордовикской седиментации на западном склоне Приподнятого Урала.

1-3 — цвета пород: 1 — серый, 2 — зеленый, 3 — красный, 4 — сланцы; 5 — алевролиты; 6-8 — песчаники: 6 — мелкозернистые, 7 — среднезернистые, 8 — крупнозернистые; 9 — гравелиты; 10 — конгломераты.

разрезах с повышенной мощностью предыдущего III цикла и выпадает из разрезов с сокращенной его мощностью (р.Нидысей), отчего в этих разрезах сокращается и общая мощность IV цикла. Таким образом, скольжение цветовой границы происходит не только с востока на запад, но и с юга на север. Так же неустойчива и гранулометрия осадков в начале IV цикла. Пестроцветная пачка сложена мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и сланцами, тогда как в разрезах р.Нидысей с началом цикла связаны серо-зеленые крупно- и среднезернистые песчаники и редко сланцы. В общем строении осадков цикла тонкозернистые породы играют весьма заметную роль, приурочиваясь к средней его части. Раковины ангарелл *Angarella lopatini Assat.*, *A. obzutschewi Assat.* и их отпечатки встречаются в виде блочков среди мелкозернистых песчаников по всему разрезу цикла. С этими банками часто связаны линзовидные скопления убогой медной минерализации. Последние характерны для пестроцветных отложений и встречаются на разных уровнях толщи. Мощность зоны минерализации составляет до 200–250 м, считая от начала цикла. Наоборот, в разрезах с сокращенными мощностями контакт красноцветов III цикла и зеленоцветов IV цикла резкий и с ним связано промышленное оруденение зеленоцветов в приконтактной зоне мощностью от первых метров до первых десятков метров. Общая мощность цикла 500–600 м. По комплексу генетических признаков эти отложения отнесены к заливно-лагунным.

Выше залегают карбонатные отложения V цикла, начинающиеся песчанистыми известняками и заканчивающиеся карбонатными конгломератобрекчиями с фауной верхов ордовика [4].

В песчанистых известняках начала цикла найдены конодонты (определения В.А.Наседкиной, СГУ) *Acodus sp. nov.*, *Acontiodus cf. arcuatus Lindström*, *Drepanodus ex gr. pandus Branson et Mehl*, *Scandodus aff. unistriatus Sweet et Bergström*, *Scandodus (?) ex gr. sibiricus Moskalenko*, *Scandodus sp. 1 Lindström*, *Scandodus sp. nov.*, трилобиты (определения Н.Я.Анцигина, СГУ), *Acanthoragypa sp.* и рода *Asaphus*, брахиоподы *Angarella sp.*, *Vellamo sp.* Все перечисленные формы характерны для низов среднего ордовика. Кроме того, А.И.Першиной из этой же толщи собраны мшанки (определения Г.Г.Астровой, ПИН АН СССР) *Cyphotrypa kossjensis (Astrova)*, *Dianulites borealis Astr.*, *Constellaria sp.*, *Nicholsonella sp.* Мощность цикла 1250–1300 м.

Если справедливо представление о том, что расцвет ангарелл приходится на арениг, то граница между IV и V циклами совпадает с границей между нижним и средним отделами ордовика, а IV цикл отвечает аренигу. В таком случае I, II, и III циклы соответствуют тремадоку и, может быть, самому началу аренига. Отсюда следует, что с тремадоским веком на западном склоне Приполярного Урала совпадает конти-

пентальный этап осадконакопления, с аренигским – переходный, лагунно-заливный и отчасти морской, а с наступлением среднеордовикской эпохи на всей рассматриваемой территории распространился морской режим осадконакопления. Медное оруденение типа медистых песчаников и сланцев связано с осадками первой половины аренигского переходного этапа.

Дальнейшее изучение цикличности и этапов ордовикской седиментации на западном склоне Северного и Полярного Урала позволит уверенно коррелировать разрезы указанных и прилегающих территорий. В частности, уже сейчас можно сопоставлять переходные отложения аренига Приполярного Урала с терригенными отложениями нелидовской подсерии о-ва Новой Земли, тем более, что на Новой Земле и Пай-Хое с началом среднего ордовика совпадает начало седиментации самого длительного ордовикского цикла, включающего юноягский, югорский и стадольский горизонты среднего и верхнего ордовика [1].

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бондарев В.И. и др. Ордовик Советской Арктики. – В.кн.: Стратиграфия, палеогеография и полезные ископаемые Советской Арктики. Л., 1972, с.10–17.
2. Вассоевич Н.Б. О периодичности, ритмичности, цикличности, этапности и других связанных с этими явлениями понятиях и о соответствующей номенклатуре. – Препринт № 1 Конференции "Цикличность осадконакопления и закономерности размещения горючих полезных ископаемых." Новосибирск, 1975, с.7–20.
3. Львов К.А. Стратиграфия протерозоя и нижнего палеозоя Приполярного и Полярного Урала. – В кн.: Сборник статей по геологии Арктики, 1959, вып. 11, с. 51–73. (Труды НИИГА. Т. 105).
4. Щербаков Э.С. Литология пограничных слоев ордовика и сингура бассейна рек Косью и Кожим. – В кн.: Вопросы геологии северо-востока Русской платформы, Печорского Урала и полуострова Канин. Сыктывкар, 1964, с. 69–80. (Труды Института геологии Коми филиала АН СССР. Вып. 4).



ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГРЕБЕНСКОГО ГОРИЗОНТА СИЛУРА СЕВЕРНОГО ПРИУРАЛЬЯ

А.И.Антошкина, Т.М.Безносова

Литология верхнесилурийских отложений Приполярного Урала до сих пор слабо изучена. Настоящее сообщение посвящено литолого-фациальной характеристике гребенского горизонта (верхнелудловский подъярус) в объеме, принятом по стратиграфической схеме А.И.Першиной [1]. Нами изучены разрезы рр.Кожима (западный склон Приполярного Урала), Изъяю (гряда Чернышева) и скв.51-Возей, 37-Уса (Колвинский мега-вал).

Нижняя граница гребенского горизонта в разрезах рр.Кожим и Изъяю проводится по подошве брахиоподовых слоев с массовыми *Atrypella scheii* (Molt), *A. phoca* (Salt) и крупными *Delthyris* sp.; в разрезе скв. 51-Возей - по кровле известковых доломитов с узорчатой "червяковой" текстурой и по появлению комковатых известняков с *Atrypella phoca* (Salt) и *Collarothyris canaliculata* (Wen.). Верхняя граница в разрезах рр.Кожима и Изъяю проведена по подошве аргиллитов с прослоями известняков, заключающих типичную нижнедевонскую фауну: *Protathyris praecursor* Kozl., *Howellella angustiplicata* (Kozl.), *Frichonodella symmetrica* Mosk., *Ozarkodina* cf. *yoegeri* Wall.; в разрезе скв. 51-Возей - в основании пачки известняково-глинистых брекчий растрескивания, выше которой появляются известняки с лингулами.

В рассматриваемых разрезах выделяются четыре пачки (см. рисунок), которые с востока на запад по простиранию претерпевают следующие изменения.

Первая пачка прослеживается на всей территории Северного Приуралья и Советской Арктики [2] и носит название брахиоподовых слоев, являющихся маркирующими.

В разрезе р.Кожима она представлена переслаиванием серых и тем-

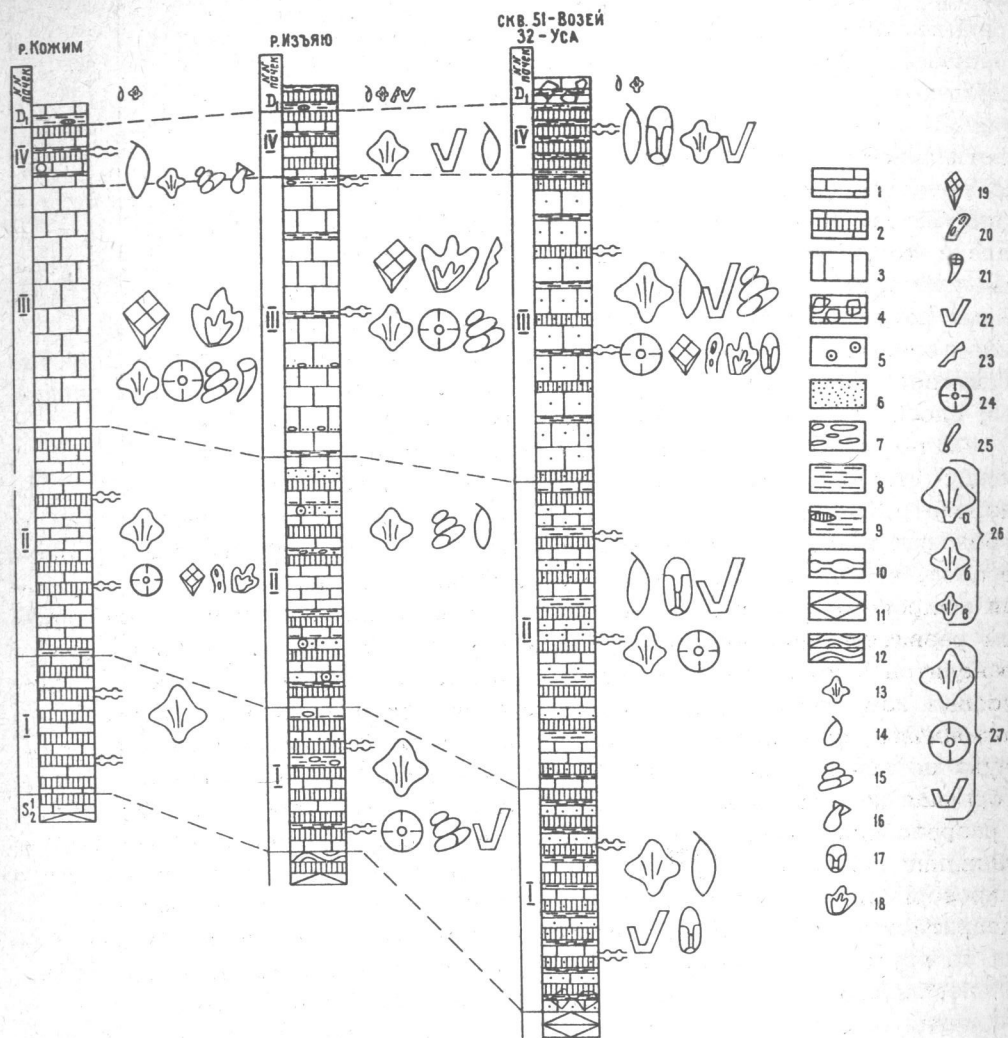


Рис. Схема сопоставления разрезов гребенского горизонта. (Вторичные изменения сняты).

1-3 - известняки: 1 - детритусовый, 2 - микрозернистый, 3 - массивный коралловый; 4 - известняковая брекчия растрескивания; 5 - оолиты; 6 - алевритистость; 7 - известковый гравелит и конгломерат; 8 - аргиллит; 9 - желваки известняка в аргиллите; 10 - комковатая отдельность; 11 - доломиты; 12 - известняк строматолитовый; 13 - брахиоподы; 14 - остракоды; 15 - гастроподы; 16 - пеллециподы; 17 - трилобиты; 18 - строматопороидеи; 19-20 - табуляты: 19 - массивные, 20 - ветвистые; 21 - ругозы; 22-23 - мшанки: 22 - ветвистые, 23 - корковые; 24 - членики криноидей; 25 - водоросли известковые; 26 - количественное распределение фауны: а - преобладают, б - довольно много, в - мало; 27 - порядок распределения фауны по убыванию.

но-серых микрозернистых и детритусовых известняков, переполненных брахиоподами. Глинисто-доломитовый материал образует тонкие пропластки, пятна. Характерна комковатая отдельность пород. В разрезе р.Изяю пачка сложена зеленовато-серыми микрозернистыми и детритусовыми известняками с прослоями зеленовато-желтых аргиллитов и известняковых гравелитов. Фауна более разнообразна, чем на р.Кожиме. Комковатость подчеркивается большим количеством глинисто-доломитового материала и алевритистой примеси. В разрезе скв.37-Уса преобладают темно-серые микрозернистые известняки с прослоями детритусовых известняков и аргиллитов, в нижней части — с известняковыми брекчиями растрескивания. В комплексе органических остатков появляются синезеленые проблематичные водоросли. Характерно большое количество пелитовой и алевритистой примеси, комковатость. Мощность брахиоподовых слоев изменяется от 29 (р.Кожим) до 48 м (скв.37-Уса).

Вторая пачка выделяется по стратиграфическому положению между брахиоподовыми слоями и вышележащей коралловой пачкой. В разрезе р.Кожима пачка сложена серыми детритусовыми известняками с прослоями темно-серых микрозернистых комковатых. Фауна более разнообразна, чем в брахиоподовых слоях. Развита доломитизация и вторичная микрокомковатость. В разрезе р.Изяю пачка характеризуется широким развитием прослоев зеленовато-серых аргиллитов, известняковых гравелитов и конгломератов (галыки аргиллита до 10 см). Среди детритусовых известняков подчиненные прослои микрозернистых. Отмечены линзовидные пропластки оолитовых известняков и алевритистая примесь. Фауна по групповому составу беднее, чем на р.Кожиме. Доломитизация и вторичная микрокомковатость преобладает в детритусовых известняках. В разрезе скв.37-Уса пачка представляет довольно равномерное переслаивание серых детритусовых известняков и комковатых темно-серых микрозернистых с подчиненными прослоями темно-серых аргиллитов. Алевритистый материал встречается по всей пачке, но неравномерно. Фауна по групповому составу сходна с комплексом брахиоподовых слоев, но преобладающими являются остракоды и трилобиты. Доломитизация и вторичная микрокомковатость выражены слабее, чем в других разрезах. Мощность пачки изменяется от 50 (р.Кожим) до 66 м (скв.37-Уса).

Третья пачка массивных светлых известняков с обильными кораллами прослеживается по всему Печорскому Уралу. Ее также можно назвать маркирующим горизонтом. В разрезе р.Кожима пачка сложена светло-серыми и серыми крупнодетритусовыми известняками с редкими тонкими прослоями микрозернистых. Характерны массивные колонии фавозитид и сирингопорид (до 20 см). Сопутствующая фауна разнообразна и обильна. Доломитизация пятнистая. Далее на запад в разрезе р.Изяю среди серых крупнодетритусовых известняков наблюдаются тонкие прослои аргиллитов и известняковых гравелитов. Наряду с широким распро-

странением фавозитид (размер колоний не превышает 12-15 см) здесь много строматопороидей и мшанок. Фауна разнообразная и массовая. В отдельных прослоях отмечена комковатая отдельность и алевритистая примесь. Доломитизация пятнисто-полосчатая. Самый западный разрез пачки (скв.51-Возей) характеризуется крупнокомковатой отдельностью серых детритусовых известняков с тонкими прослоями темно-серого аргиллита и микрозернистого известняка. Кораллов хотя мало, но встречаются они только в этой пачке. Преобладающими группами являются брахиоподы, остракоды, мшанки. Отмечена алевритистая примесь, а в верхней части пачки — увеличение количества прослоев аргиллита. Доломитизация в основном рассеянная. Мощность пачки изменяется от 56 (р.Кожим) до 67 м (скв.51-Возей).

Четвертая пачка распространена во всех разрезах; характеризуется темно-серым цветом пород, плитчатостью, значительным содержанием глинистого и алевритистого материала и бедным комплексом органических остатков. В разрезе р.Кожима пачка сложена микрозернистыми и детритусовыми известняками с прослоями аргиллитов, линзовидными оолитовых известняков. В верхней части преобладают микрозернистые известняки и аргиллиты. Из фауны характерны остракоды, в меньшей мере брахиоподы, появляются пелециподы. В пограничных пластах наблюдаются текстуры взмучивания, повышенная алевритистость (до 25-30%) и обилие органогенного шлама. Доломитизация рассеянная. В разрезе р.Изяю преобладают детритусовые известняки с прослоями микрозернистых и желтовато-серых аргиллитов, которые в верхней части увеличиваются в мощности. Комплекс фауны более разнообразен, чем на Кожиме. Превалирующие группы — брахиоподы и мшанки. В пограничных слоях возрастает алевритистость, глинистость, присутствуют текстуры взмучивания и ходы илоедов. Доломитизация пятнистая. Далее на запад в разрезе скв.51-Возей пачка представлена чередованием микрозернистых известняков и аргиллитов с тонкими прослоями детритусовых известняков. Отмечена слабая комковатость. Фаунистический комплекс довольно разнообразен, преобладают остракоды и трилобиты, филлокариды. Брахиоподы образуют линзовидные скопления. Доломитизация слабая. Мощность пачки изменяется с востока на запад от 13 (р.Кожим) до 14,3 м (скв.51-Возей).

В гребенском горизонте наиболее широко распространены брахиоподы, которые встречаются во всех разрезах и по всему горизонту, тогда как кораллы приурочены в основном к восточной зоне, а мшанки — к западной. Полный список брахиопод и их распределение по площади представлены на таблице, на которой видно, что общее число видов брахиопод уменьшается с востока на запад с 10 до 5. Параллельно с этим несколько уменьшается размер раковин и изменяется их форма, что хорошо выражено в их биометрических показателях (отношение длины к



Комплекс брахиопод гребенского горизонта силура  
Печорского Урала

ВИД	р. Кожим, обн. 236		р. Изъяр, обн. 480-481		скв. 37- Уса		Скв. Возей-51	
	●	⊕	●	⊕	●	⊕	●	⊕
<i>Collarothyris canaliculata</i> (Wen.)	●		●		●		●	
<i>C. canaliculata trapezoides</i> T. Modz.	⊕							
<i>C. canaliculata lata</i> (Tschern. et Yak.)	●		⊕		⊕		⊕	
<i>Atrypella phoca</i> (Salt.)	●		⊕		●		○	
<i>A. scheili</i> (Holt.)	●		○				○	
<i>A. insigne</i> Nikif.	⊕							
<i>A. ex gr. camelina</i> (Buch)	○		○				○	
<i>A. alata</i> Nikif.			○				○	
<i>Deltthyris elevatus</i> (Dalm.)			⊕				⊕	
<i>Howellella parvula</i> (Tschern. et Yak.)	⊕		●		⊕			
<i>H. pseudogibbosa auricus</i> Nikif.	⊕		⊕					
<i>Fardenia attenuata</i> (Amsd.)	○		○		○			
<i>Pseudohomoospira polaris</i> Nikif.	●				●		●	

Примечание. ○ - единично встречающиеся экземпляры (до 5); ⊕ - редко (до 15);  
● - часто (несколько десятков); ● - очень часто (более сотни).

ширине - преобладающие размеры). Для *Atrypella phoca* (Salt) они равны 17,1/22,0 на Кожиме и 15,0/15,3 в скв. 51-Возей, а для *Collarothyris canaliculata* (Wen.) в тех же пунктах - 13,0/15,8 и 9,5/10,1.

Из выделенных пачек гребенского горизонта наименьшие фациальные изменения претерпевают первая, вторая и четвертая пачки, в которых по простирацию на запад лишь увеличивается примесь глинистого и алевролитистого материала. Третья пачка, коралловая, наиболее фациально изменчива. В западном направлении массивные чистые известняки сменяются известняками крупнокомковатыми с прослоями аргиллитов. Одновременно резко уменьшается количество кораллов, а господствующими становятся мшанки и остракоды, т.е. эврифациальные группы. Изменение характера седиментации во времени подчеркивается распределением микрозернистого кальцита. В нижней пачке везде развиты микрозернистые известняки, и, кроме того, в детритусовых известняках микрозернистый цемент составляет до 40% породы. Во второй и особенно в третьей пачках суммарное количество тонкодисперсного карбоната заметно уменьшается, а в четвертой снова возрастает. Наиболее отчетливы эти изменения на востоке (р.Кожим), тогда как на западе даже в третьей пачке много микрозернистого кальцита, к которому добавляется еще глинистый материал. Как по составу фауны, наиболее богатой и стенофациальной, так и по типу осадков третья (коралловая) пачка отражает оптимальные условия максимальной трансгрессии в мелком бассейне гребенского времени. Первая и вторая пачки отвечают началу трансгрессивного цикла, а четвертая - началу регрессии и преобладанию мелководных условий. Перекрывающие четвертую пачку слои характеризуют максимум мелководья, выраженный наиболее отчетливо в западных разрезах появлением брекчий растрескивания (Возейская площадь).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Першина А.И. и др. Биостратиграфия силурийских и девонских отложений Печорского Урала. Л., "Наука", 1971.129 с.
2. Черкесова С.В. Гребенский горизонт силура Вайгача. - В кн.: Стратиграфия и фауна силурийских отложений Вайгача. Л., 1970, с.5 - 24. (НИИГА).

## ЕЖЕГОДНИК - 1975

Института геологии Коми филиала АН СССР

### СИЛУРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПОЛУОСТРОВА КАНИН

В.Г.Гецен, В.М.Пачуковский, Н.А.Боринцева

На п-ове Канин ранее был известен лишь один изолированный выход силурийских отложений в нижнем течении р.Б.Ельгоряки, обнаруженный В.Рамзаем [3]. Позднее более подробно его описал Е.М. Люткевич [2] и отнес к позднему лландовери. В процессе проведения авторами тематических и геологосъемочных работ были обнаружены новые участки распространения силурийских отложений и получены палеонтологические данные, свидетельствующие о их более широком стратиграфическом диапазоне. Геологическая интерпретация разреза дана В.Г.Геценым, брахиоподы изучены А.И.Першиной, остракоды - Г.Н.Солопекиной, табуляты - Н.А.Боринцевой, криноидеи - В.С.Милициной.

Силурийские отложения обнаружены в виде отдельных небольших выходов на северо-западном склоне Канина Камня по рр.Б.Надтею, Рыбной, Нехатояхе, Б.Ельгоряке. Они залегают с резким угловым несогласием на подстилающих сланцах табуевской серии рифея. Непосредственный контакт силурийских отложений с метаморфическими сланцами обнажен на правом берегу р.Рыбной, в 6,2 км выше устья р.Нехатояхи. По самой р.Нехатояхе непосредственный контакт скрыт под щебнем и валунами в русле ручья. Силурийские отложения смяты в складки с углами падения от 2-4 до 40-50° и разбиты крутопадающими трещинами скальвания северо-западного и северо-восточного простирания или образуют по чте моноклинали. По р.Б.Надтею контакт силурийских отложений с рифейскими сланцами не обнажен, расстояние между ближайшими выходами с слура и метаморфических сланцев составляет около 1 км. Вероятно, здесь обнажена верхняя часть разреза слура, а по р.Рыбной видна его нижняя часть, непосредственно залегающая на метаморфических сланцах. Фаунистически охарактеризованы силурийские отложения по рр.Рыбной, Б.Ельгоряке, Б.Надтею, описание разрезов которых приво-

дится ниже.

Сводный разрез по р.Рыбной. 1) В основании разреза непосредственно на метаморфических сланцах залегают пачка бурых и зеленовато-бурых песчаных известняков и разнозернистых песчаников, с галькой жильного кварца и остроугольными обломками темно-серых метаморфических сланцев (0,6 м). Известняки выполняют трещины в подстилающих сланцах, проникая на глубину до 10 см. Погружение сланцев в западном направлении под углом 40°. Падение силурийских известняков в северо-восточном направлении под углом 36°. Известняки зеленовато-серые, с ходами илоедов и криноидеями. Среди криноидей определены *Vystrowicrinus compositus* Yelt., *V. ex gr. bilobatus* Yelt.

2) Известняки пятнистые, кирпично-красные и зеленые, глинистые, участками песчаные с желваковидной текстурой; перекристаллизованные (около 3 м).

3) Переслаивающиеся мергели и глинистые известняки голубовато- и зеленовато-серые с ходами илоедов; содержат слойки зеленовато-серой глины (0,6 м).

4) Глины зеленовато- и голубовато-серые, участками пестроокрашенные, известковистые. Содержат прослойки глинистых известняков с желваковидной текстурой (5,2 м).

5) Известняки серые и зеленовато-серые, перекристаллизованные, участками песчаные, с редким гравием кварца (9 м). Отмечены ходы илоедов и членики криноидей.

6) Известняки серые, желтовато- и зеленовато-серые, тонкоплитчатые, в различной степени перекристаллизованные (10 м). Отмечены табуляты, остракоды плохой сохранности, многочисленные следы илоедов. В средней части пачки присутствуют тонкие прослойки мшанково-строматопоровых известняков.

7) Известняки зеленовато- и буровато-серые, перекристаллизованные, тонкоплитчатые; содержат прослойки песчаных и глинистых известняков (12 м). На отдельных поверхностях напластования наблюдаются отпечатки кристаллов гипса. Присутствуют остракоды и брахиоподы плохой сохранности.

8) Глины голубовато- и зеленовато-серые, с прослоями зеленовато-серого известняка (9,9 м).

9) Известняки буровато-серые, плотные, толстоволнисто-слоистые, водорослевые, с пластовыми строматолитами (1,3 м).

10) Известняки буровато-серые, тонкоплитчатые, наблюдаются следы илоедов и остракоды плохой сохранности (10 м).

11) Известняки желтовато-серые, криноидные (1 м).

12) Известняки светло-серые, прослоями водорослевые, строматолитовые (2,2 м).

Перерыв в обнажении 10 м по мощности.

13) Известняки светло- и зеленовато-серые с обильной фауной

строматопор, табулят, криноидей, мшанок (около 20 м). Из криноидей определены *Obuticrinus ex gr. bilobatus* Yelt., *Bustrowicrinus compositus* Yelt., *B. angustilobatus* Yelt., *Tetragonocyclicus* sp., свидетельствующие, по заключению Р.С.Милициной, о принадлежности отложений к нижнему силуру, вероятно, лландоверийскому ярусу.

14) Доломитизированные известняки зеленой и пестрой окраски, тонкослоистые, с отпечатками кристаллов гипса на плоскостях напластования, с резким размывом перекрытые девонскими базальтами (около 4 м).

Из нижней части этого разреза Н.А.Боринцевой определены табуляты *Catenipora* sp., характерные для отложений лландоверийского яруса. Помимо криноидей и табулят были определены остракоды *Leperditia* sp., *Racharachites* sp., *Arachitellina* sp., не дающие, однако, точной датировки возраста. Разрез силурийских отложений по р.Рыбной обладает большим литологическим сходством с отложениями черноречкой и хальмерской свит лландоверийского возраста на Северном Тимане, подробно описанными Л.С.Коссовым [1]. По комплексу определенной фауны возраст этих отложений нами датируется нижним силуром.

В средней части Канина Камня по р.Б.Надтею, в 3 км выше устья р.Тальпези, на протяжении 4 км наблюдаются отдельные коренные выходы пород силура среди поля четвертичных отложений. Разрез силурийских отложений здесь следующий:

1) Доломиты желтовато- и буровато-серые, толстоплитчатые, с ходами илоедов и редкими перекристаллизованными створками брахиопод и остракод (0,6 м).

2) Известняки глинистые, зеленовато-серые с прослоями мергелей (0,9 м).

3) Глины зеленовато-, голубовато-серые, алевролитовые, пиритизированные с линзами и прослоями (от 5 до 25 см) розового и белого волокнистого гипса (2,8 м).

4) Известняки желтовато- и зеленовато-серые, глинистые, плитчатые, с ходами илоедов, в средней части пачки с обломочной текстурой (0,5 м).

5) Глины алевролитистые желтовато-, зеленовато-серые и пестроцветные, прослоями слабо известковистые (6,3 м). Содержат прослой и пачки светло-серых доломитизированных известняков с плитчатой и комковатой текстурой.

6) Известняки желтовато-, зеленовато-бурые, глинистые, доломитизированные, прослоями криноидные, с мелкими брахиоподами и многочисленными ходами илоедов (1,8 м).

7) Известняки серые, глинистые, обладающие комковатой текстурой; с ходами илоедов и тонкими прослоями глин (5 м).

8) Известняки желтовато-серые, серые, прослоями доломитизированные, с обломочной и комковатой текстурой (2,2 м). Наблюдаются

ходы илоедов, многочисленные остракоды и криноидей.

9) Известняки серые и желтовато-серые, доломитизированные, переслаивающиеся с сильно выщелоченными доломитами, содержат прослой глин. Органические остатки, представленные остракодами, редкими створками брахиопод и члениками криноидей, перекристаллизованы (24 м).

Перерыв 6-10 м по мощности.

10) Известняки желтовато-серые, доломитизированные, неправильно-слоистые, переслаивающиеся с доломитами (14 м). В нижней части пачки - прослой глинистых известняков и зеленых глин.

11) Гипсы черного, белого, темно-серого цвета, крупнокристаллические и волокнистые (0,4 м).

12) Пелитолиты и глинистые известняки с ходами илоедов и редкими брахиоподами (10,3 м).

13) Доломитизированные известняки желто-бурые, толстослоистые, с прожилками кальцита и барита (около 3 м).

Общая мощность разреза около 80 м.

Из вышеописанного разреза определены остракоды *Healdinella aff. inornata* Abushik, *Daleiella* sp., *Leperditia turca* (F. Schmidt), *Ochesatina variolaris* Neskaja, указывающие на лудловский возраст пород. В слое 6 присутствуют брахиоподы *Zygospiriferella* (?) sp., обычно распространенные в лландоверии.

Разрез силурийских отложений по р.Б.Надтею (Северному) во многом отличается от разреза по р.Рыб-

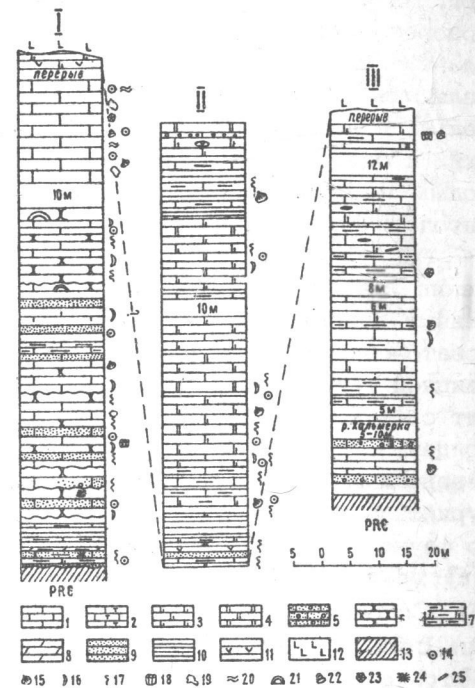


Рис. Сопоставление разрезов силурийских отложений. I - р.Рыбная, II - р.Б.Надтея (Северный), III - Северный Тиман, побережье Баренцева моря восточнее р.Хальмерки.

1 - известняки, 2 - известковые туфы, 3 - доломитизированные известняки, 4 - доломиты, 5 - песчаные известняки с гравием и галькой, 6 - перекристаллизованные известняки, 7 - глинистые и доломитизированные известняки, 8 - мергели, 9 - алевролиты, 10 - глины, 11 - гипсы, 12 - девонские базальты, 13 - породы рифея, 14 - криноидей, 15 - брахиоподы, 16 - остракоды, 17 - ходы илоедов, 18 - табуляты, 19 - мшанки, 20 - строматопоры, 21 - строматолиты, 22 - гастроподы, 23 - ругозы, 24 - пиритизация, 25 - включения барита.



ной. На р.Б.Надтее нет светло-серых строматопоровых, коралловых и водорослевых известняков, широко развитых в верхней части первого разреза. Возрастает роль тонкозернистого терригенного материала и появляются прослой гипса. Литологические различия и присутствие значительного перерыва в обнажениях между полем распространения рифейских и силурийских пород дают основание считать их возраст более молодым по сравнению с разрезом силура р.Рыбной. Имеющиеся же палеонтологические данные не дают определенной датировки их возраста.

Силурийские отложения на р.Б.Ельгоряке прослеживаются на протяжении 200 м в русле реки и по ее берегам в обломках и мелких коренных выходах. Породы представлены известняками желтовато- и зеленовато-серыми, глинистыми, прослоями сильновыщелоченными, с брекчиевидной текстурой. В обломках встречен органогенно-обломочный гравелит с фауной брахиопод, мелких остракод, ортоцератид и члеников криноидей. В средней части обнажения известняки с размывом перекрыты девонскими базальтами. Видимая мощность известняков около 8 м. Силурийский возраст рассматриваемых отложений установлен В.Рамзаем [3] по фауне *Favosites gotlandicus* Lam., *Orthis* sp., *Meristella nitida* Hall., *Leperditia nisingeri* Sch., *Encrinus punctatus* Wahlb.

Б.С.Соколов по сборам Е.М.Люткевича [2] определил *Favosites gotlandicus* Lam., *F. hisingeri* M. Edw. et Haime, *F. aff. fungites* Sok., *Aulopora placita* Tchern., *Clathrodictyon* cf. *variolata* (Rosen) — фауну, свидетельствующую о нижнесилурийском возрасте заключающих ее отложений. Из наших сборов Н.А.Боринцева подтвердила присутствие *Favosites gotlandicus* Lam., а А.И.Першина определила брахиоподы *Atrypella* sp., *Atrypella* aff. *penites* (Khod), *Didymothyris didima* (Daln.). Последние характерны для гердьюского горизонта нижней части лудловского яруса восточного склона Урала. Брахиоподы обнаружены в верхней части разреза в пачке темно-серых известняков, отдельные прослой которых представлены известняковым гравелитом. Е.М.Люткевич на основании приведенной выше фауны считал возраст силура р.Б.Ельгоряки верхнелландоверийским. Обнаруженная нами фауна брахиопод позволяет рассматривать возраст этих отложений в пределах позднего лландоверираннего лудлова.

Изложенный выше материал свидетельствует о широком возрастном диапазоне силурийских отложений п-ова Канин, несмотря на их небольшую видимую мощность (около 200 м). Формирование силурийских отложений происходило в условиях мелководного, часто пересыхавшего островного бассейна, которые на отдельных этапах сменялись лагунной и континентальной обстановкой. Перед накоплением силурийских отложений произошел значительный, но спокойный подъем региона. О нем свидетельствует непосредственное налегание карбонатных и карбонатно-терригенных отложений лландовери на метаморфические сланцы без заметной коры выветривания, несмотря на громадный перерыв во времени (около 200 млн.лет), а также отсутствие сколь-либо значительной по мощнос-

ти пачки конгломератов в основании силурийских отложений. Силурийский морской бассейн, вероятно, перекрывал всю территорию Северного Тимана и Канина Камня, но в процессе длительных неоднократных перерывов отложения силура сохранились от размыва лишь по окраинам выступов фундамента. Силурийское море широко распространялось на восток и юго-восток. Здесь, в районах Малоземельской тундры и северо-восточного Притиманья силурийские отложения обладают более полным, преимущественно карбонатным разрезом значительной мощности. Он охватывает период от лландовери до лудлова (Н.Омра) или от лландовери до венлока включительно (Нарьян-Мар).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Коссовой Л.С., Бархатова В.П. Тиманское поднятие (Тиман и полуостров Канин). — В кн.: Стратиграфия СССР. Силурийская система. М., "Недра", 1965, с.95-101.
2. Люткевич Е.М. Геология Канина полуострова. М.-Л., 1953. 94 с. (Труды ВНИГРИ, вып.4).
3. Ramsay W. Beitrage zur Geologie der Halbinsel Kainin. — Fennia, 31, Helsingfors, N 4, 1911.



выходит по обоим берегам в тех же обнажениях и представлена серыми и желтовато-серыми известняками детритусовыми, иногда водорослевыми — ми, нередко доломитизированными. Встречены *Pseudostaffella gorskyi* (Dutk.), *P. ozawai* Kir., *P. sofronizkyi* Saf., *P. antiqua* (Dutk.), *Eostaffella postmosquensis acutiformis* Kir. Мощность верхней части башкирского яруса около 60 м.

Московский ярус в разрезе Средних Ворот (обн.29, 31) представлен лишь нижней частью.

Верейский горизонт (25–37 м) в связи со складчатостью обнажается трижды. Горизонт представлен светло-серыми известняками детритусового состава, включающими стяжения темно-бурого кремня и внутрипластовые брекчии. В известняках определены *Profusulinella prisca* (Deprat), *P. parva robusta* Raus. et Bel., *P. rhombiformis nibelensis* Raus., *Pseudostaffella subquadrata* Grozd. et Leb., *P. gorskyi* (Dutk.).

Каширский горизонт в районе Средних Ворот имеет неполную мощность за счет трансгрессивного контакта с отложениями нижней перми. Горизонт обнаружен в двух выходах по правому берегу. В обн.31 каширские отложения представлены светло-серыми известняками шламовой и детритусовой структуры с *Profusulinella pseudolibrovichi* Saf., *P. prolivrovichi* Raus., *P. ovata nytvica* Saf., *Ozawainella mosquensis* Raus., *Schubertella borealis* Raus. и кремнистыми известняками с *Lissochonetes geinitzianus* (Waag.), *L. sp. nov.*, *Attenuatella cf. convexus* Armst., *Martinia* sp., ходами *Taonurus*. В обн.29 к каширскому горизонту отнесены известняки с *Ozawainella cf. praestellae* Raus. Мощность сохранившейся нижней части каширского горизонта 2–4 м.

#### Нижняя пермь

Нижнепермские отложения представлены в разрезе Средних Ворот всеми ярусами: ассельским, сакмарским, артинским и кунгурским. Ассельские отложения трансгрессивно залегают на каширских и, возможно, на верейских известняках среднего карбона.

Ассельский ярус (20–22 м) представлен необычными для средней Печоры породами: глинистыми и мелкозернистыми известняками и известковистыми глинами. Своеобразие литологического состава и фауны послужило основанием для В.П.Горского выделить здесь шеркыртинскую свиту, равную по объему ассельскому ярусу [2]. С предложением В.П.Горского вряд ли можно согласиться, поскольку а) ярусы, как широко географически распространенные стратиграфические подразделения, являются полифаціальными и выделение свиты, равной по объему известному ярусу, не целесообразно, б) нашими исследованиями установлено соответствие шеркыртинской свиты двум ярусам: ассельскому и сакмарскому (по-видимому, средней и верхней частям ассельского яруса и всему объему сакмарского яруса). В обн.31 на правом берегу ассельский воз-

раст нижней части шеркыртинской свиты доказываются находками аммонойдидей *Neoprotonites tenuis* Kapr., *Prostacheoceras juresanensis* Max., *Somoholites arctus* Ruzh., *Eosianites subhanieli* Ruzh., *Glyphyrites rarus* Max. В.П.Горский наряду с первыми тремя формами приводит для этой части разреза *Artinskya kazakhstanica* Ruzh., *Agathiceras uralicum* Kapr., *Marathonites (Almites) sp.*, *Neoglyphyrites rarus* Max., *Eosianites vodogozovi* Ruzh. В этих же слоях В.П.Горским была найдена *Schwagerina* sp. [2]. Нашими исследованиями установлено присутствие в ассельских отложениях большого количества фораминифер *Schubertella sphaerica* Sul., *Sch. sphaerica staffelloides* Sul., *Sch. kingi exilis* Sul., *Sch. transitoria* Staff et Wed., *Daixina* sp., *Lasiodiscus tschernovi* Z. Mikh., *L. petchoricus* Z. Mikh., *Geinitzina indepressa* Tscherd. Обнаружены кораллы *Lophophyllidium stchugorense* (Soshk.), *Soshkineophyllum schematicum* (Soshk.), *Calophyllum gerthi* (Soshk.). На левом берегу р.Шугора (обн.31) в ассельском ярусе встречено аналогичное сообщество шубертелл и многочисленные мелкие фораминиферы *Nodosaria elabugae* Tscherd., *N. clavatoides* Raus., *N. netschajewi subquadrata* Lip., *N. netschajewi ronda* Lip., *Ammodiscus semiconstrictus* Waters, *Hemigordius* sp. Первые две формы встречены в цементе брекчии, залегающей в основании разреза ассельского яруса в обн.32 на левом берегу. В обломках светло- и темно-серых известняков встречены фораминиферы и водоросли как нижнего карбона (*Archaediscus cf. moelleri* Raus., *Fasciella kizilica* Ivan.), так и среднего.

Сакмарский ярус (35–38 м) литологически сходен с нижележащим ассельским. Он представлен зеленоватыми и коричневыми глинистыми известняками мелкодетритусового состава и мергелями. Граница сакмарского и ассельского ярусов проводится на основании изменений в комплексах мелких фораминифер. На мергели и глинистые известняки ассельского яруса с *Nodosaria netschajewi ronda* Lip., *N. cf. clavatoides* Raus., *Lasiodiscus* sp. налегают зеленоватые мергели с *Ammodiscus semiconstrictus curvata* Lip., *A. semiconstrictus maxima* Lip., *A. semiconstrictus regularis* Lip., *Bradyina compressa* Morzh., *Geinitzina spandeli plana* Lip., *Hemidiscus carnicus spiralis* Lip., *Hemigordius* sp., *Nodosaria elabugae* Tscherd., *N. netschajewi subquadrata* Lip. и другие. Четыре первые формы встречаются только в тастубских и более молодых отложениях [5]. Из фузулинид встречены *Schubertella sphaerica* Sul.

Артинский ярус. Непосредственное налегание отложений артинского яруса на отложения сакмарского в районе Средних Ворот наблюдалось в обн.30 на левом берегу. Здесь выходит только их нижняя часть,



представленная переслаиванием глинистых известняков и мергелей. Возраст отложений определяется находками в нижней части разреза аммонитид *Medlicottia artiensis* Karp., *Parapronotites* sp., *Paragastrioceras* sp. Выше по течению как на правом, так и на левом берегу между выходами сакмарского и артинского ярусов наблюдается перерыв в обнаженности, что затрудняет установление истинной мощности пропущенных толщ. В целом отложения артинского возраста отличаются первым значительным развитием полимиктовых песчаников, которые преобладают в разрезе. В подчиненном количестве встречены аргиллиты, алевролиты и известняки. В песчаниках в виде банок обнаружены *Spiriferella satanae* Vern., *Linoproductus cora d'Orb.*, *L. lineatus* (Waag.), *L. aagardi* (Toula), *Cancrinella koninkianus* (Keys.), *Neospirifer fasciger* (Keys.), в известняках и известковистых песчаниках — *Fenestella retiformis* Schloth., *F. basleoensis* Baeel. В породах обн.28 содержится комплекс спор и пыльцы, характерный, по заключению Л.М.Варюхиной, для артинского яруса. Видимая мощность артинских отложений в районе Средних Ворот 120–620 м.

**Кунгурский ярус.** Нижняя граница яруса проводится по появлению своеобразного микрофаунистического комплекса, включающего фораминиферы *Frondicularia chernovi* Z. Mikh. (in litt.), *F. partita* Sol., *Dentalina ampula* Raus., *D. petchorica* Z. Mikh. (in litt.) и мшанки *Fenestella stschugorensis* Sch.-Nest., *F. stschugorensis irregularis* Sch.-Nest., *Polypora elegantissima* Stuck. В комплексе брахиопод отмечены *Rhynchopora variabilis* Stuck., *Waagenoconcha irginae* (Stuck.), *Horridonia borealis* (Haught). Ярус слагается в основном песчаниками, конгломератами и редкими прослоями известняков, иногда оолитовых. Для песчаников характерны сферические формы выветривания и частые следы ползания *Taopirus*. Мощность кунгурского яруса в нижней части обнажения около 300 м, в верхней — около 500 м.

Приведенные выше новые результаты исследования опорного разреза верхнего палеозоя "Средние Ворота" свидетельствуют о следующем.

В разрезе "Средние Ворота" обнажаются фаунистически охарактеризованные карбонатные отложения нижнего и среднего отделов карбона. Утверждения некоторых исследователей о том, что в среднекаменноугольных известняках "характерных органических остатков не найдено" [7, с.59] и что шеркыртинская свита залегает на известняках не только среднекаменноугольного, но и верхнекаменноугольного возраста [2], не обосновано. Ранее нами указывалось [8] и в настоящей работе подтверждено, что наиболее молодыми образованиями карбона в районе Средних Ворот являются известняки каширского горизонта среднего карбона.

Нижняя часть разреза пермской системы Средних Ворот представлена мергелистой фацией, широко развитой в пределах Косью-Роговской

впадины, восточной части горста Чернова (Воркутинский район), на Пай-Хое [1], на Новой Земле [4]. В перечисленных районах мергели нижней перми известны под названием сезымской свиты (или "мергелистого горизонта"), отвечающей, согласно представлениям А.В.Македонова и В.В.Погоревича, верхней части ассельского яруса и сакмарскому ярусу [6]. В связи с повышенной мощностью и лучшей охарактеризованностью фауной вышеописанный разрез ассельского и сакмарского ярусов Средних Ворот р.Щугора является ключевым для познания возраста и строения сезымской свиты.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас литолого-палеогеографических карт палеозоя и мезозоя Северного Приуралья. Карты 29–30. Л., "Наука", 1972, с.58–62.
2. Горский В.П. Стратиграфия пермских отложений правобережья Средней Печоры. — "Труды ВСЕГЕИ. Новая серия", 1964, т.119, с.70–91.
3. Добролюбова Т.А., Сошкина Е.Д. Общая геологическая карта европейской части СССР (Северный Урал). Лист 123. Л.-М., 1935. 189 с.
4. Калашников Н.В., Михайлова З.П., Чермных В.А. Новые данные по стратиграфии среднего и верхнего карбона Новой Земли. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник—1974. Сыктывкар, 1975, с.47–53. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).
5. Липина О.А. Мелкие фораминиферы погребенных массивов Башкирии. — "Труды ИГН.Сер.геол.", 1949, №35, вып.105, с.198–235.
6. Македонов А.В., Погоревич В.В. Северная часть Предуральяского прогиба и Пай-Хой (пермская система). — В кн.: Стратиграфия СССР. Пермская система. М., "Недра", с.151–153.
7. Муравьев И.С. Стратиграфия и условия формирования пермских отложений Печорского Приуралья. Казань, 1972. 202 с.
8. Чермных В.А., Есева В.И., Михайлова З.П. К стратиграфии среднего карбона западного склона Северного Урала. — "ДАН СССР", 1966, № 4, с.919–922.
9. Чермных В.А., Михайлова З.П., Саятина Т.А., Енокян Н. Нижние Ворота — опорный разрез карбона в бассейне р.Щугор (Северный Урал). — В кн.: Стратиграфия каменноугольных отложений западного склона Северного и Приполярного Урала, 1970, с.41–56. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР. Вып.11).

ЕЖЕГОДНИК - 1975

Института геологии Коми филиала АН СССР

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ РОДА  
*SINOMYA* POGOREVITSCH

Г.П.Канев

Род *Sinomya* был установлен В.В.Погоревичем на материале неморских двустворчатых моллюсков из лекворкутской свиты нижней перми Печорского угольного бассейна. Описание этого рода, с согласия В.В.Погоревича, впервые опубликовано О.А.Бетехтиной [2]. В.В.Погоревич [9] признавал раннепермский возраст синомий и включал в состав этого рода, кроме четырех эндемичных видов и одного варианта из кунгурских отложений Печорского бассейна, также виды *Sinomya rhomboidalis* (Lutkevitsch), *S. diagonalis* (Lutkevitsch) из соколинского горизонта (лемберовской свиты) нижней перми Западного Таймыра. Состав рода *Sinomya* был увеличен О.А.Бетехтиной [2] за счет отнесения к указанному роду *Sinomya (?) ivanovi* (Tschernyshev) - вида, впервые описанного из безугольной свиты среднего (?) карбона Минусинского бассейна [15]. При этом стратиграфическое распространение рода *Sinomya* было принято от карбона до нижней перми включительно [2, 3].

Автор имел возможность ознакомиться с голотипами вышеуказанных видов Е.М.Люткевича и Б.И.Чернышева, хранящихся в коллекциях ЦГМ, сравнить их с типовым видом *S. kriegeri* Pogorevitsch - колл. ЦГМ № 15 (10072) - и пришел к заключению, что отнесение, хотя и условное, вида *S. ivanovi* из карбона Минусинского бассейна к роду *Sinomya* является ошибочным. Рассматриваемый вид Б.И.Чернышевым [15]

\* Е.М.Люткевич [6] данные виды относил к роду *Antraconauta* Truvost.

\*\* Б.И.Чернышевым [15] указанный вид условно отнесен к роду *Antraconaita* Trueman et Weir (syn *Antraconya* Salter.).

был установлен всего по одному экземпляру ядра маленькой раковины с несохранившимся задним краем, поэтому трудно судить, имелся ли синус на заднем крае - наиболее характерном признаке рода *Sinomya*. На брюшном крае раковины также не видно синусовидной вогнутости, последняя не прослеживается и на знаках роста, хорошо сохранившихся на указанном экземпляре раковины. Кроме рассматриваемого типового экземпляра в литературе больше нет изображения этого вида. Общие очертания изображенной раковины свидетельствуют о принадлежности данного образца из карбона Минусинского бассейна к роду *Massiella* Ragozin, довольно обильно представленному в безугольной свите рассматриваемого региона [2, 10, 12, 13].

Таким образом, приведенные данные позволяют принять нижнюю пермь нижней границей возрастного распространения рода *Sinomya* Pogorevitsch.

Относительно верхней границы стратиграфического распространения синомий отметим, что первые находки раковин позднепермских синомий были сделаны в отложениях верхней перми района Средней Печоры [4]. В составе неморских двустворок вертнинской свиты верхней перми указанного района А.К.Гусевым были установлены *Sinomya gemina* Pogorevitsch, *S. bella* Gusev, *S. gracilentia* Gusev. Имеющийся в распоряжении автора палеонтологический материал из вертнинской свиты Большесынинской впадины (южная часть Печорского бассейна) позволил выделить, кроме указанных видов синомий, еще два позднепермских вида *Sinomya angusta* Kanev, sp. nov., *S. alta* Kanev, sp. nov.

Таким образом, на современном этапе изучения позднепалеозойских неморских двустворок можно с уверенностью говорить о существовании рода *Sinomya* Pogorevitsch в поздней перми, хотя присутствие остатков синомий в верхнепермских отложениях признается не всеми палеонтологами.

Ареалом массового развития синомий является территория Печорского угольного бассейна. Так, в северо-восточной части этого бассейна синомии средних и крупных размеров (L = 10-55 мм) характеризуют нижнепермские отложения лекворкутской свиты, где они встречаются в углистых аргиллитах совместно с отпечатками крупных антраконавт и конциннелл. Каждый из четырех эндемичных видов синомий маркирует очень узкий стратиграфический диапазон разреза и приурочен к определенному пакету лекворкутской свиты. Площадь распространения этих раннепермских синомий в пределах Печорского бассейна достигает 500 км<sup>2</sup> [1, 8]. В южной части Печорского бассейна (Большесынинская впадина) раковины синомий встречаются только в верхней перми, а именно в верхней части вертнинской свиты. Здесь в сероцветных аргиллитах найдены синомии средних размеров (L = 7-23 мм) в виде скульптурных ядер и отпечатков вместе с двустворками антраконавт небольших разме-

ров, прилукиелл, палеомутел и фауной остракод. Этот прослой с *Sinomya* является очень выдержанным по площади и с максимальной мощностью в 10 м хорошо прослеживается в разрезах верхней перми Большесынинской впадины. С севера на юг он прослеживается почти на 100 км — от среднего течения р.Б.Сыни до обн.17а, расположенного на левом берегу р.Печоры (южнее с.Усть-Шугор). С востока на запад этот верхнепермский синомиевый слой протягивается от верховьев р.Вертной до скв.124 и 15у, расположенных на левобережье р.Печоры (юго-западнее г.Печоры), т.е. более чем на 60 км. Таким образом, площадь распространения позднепермских синомий в рассматриваемом регионе, по моим данным, составляет около 600 км<sup>2</sup> [14, рис.1-4]. Следует отметить, что представители рода *Sinomya* в пермоких отложениях Печорского бассейна характеризуются массовым развитием особей, и в разрезах они появляются в момент наибольшего родового и видового разнообразия неморских двустворчатых моллюсков, т.е. в момент расцвета этой фауны. Вопрос фациальной приуроченности, а также экология рода *Sinomya* являются предметом особого рассмотрения. Здесь необходимо отметить, что синомии относятся к стенобионтным организмам и их появление в конце палеозоя связано с особенностями гидрохимического режима пермских континентальных бассейнов. Находки синомий приурочены к глинистым разностям пород, т.е. можно предположить, что они обитали на илистом дне и захоронялись в илистых осадках. Наличие зияния у раковин синомий говорит о развитом сифоне, что свидетельствует о зарывающем или полузарывающем образе жизни синомий.

За пределами Печорского бассейна отмечаются лишь единичные находки синомий в пермских угленосных отложениях Таймыра и Средней Сибири (см.таблицу). Из печорских синомий в Сибири известны три вида: *Sinomya cf. kriegei* Pogorevitsch, *S. cf. longissima* Pogorevitsch, *S. cf. gemina* Pogorevitsch, установленные О.А.Бетехтиной [3] из самых верхов балохонской серии кузнецкой свиты Кузбасса. *Sinomya rhomboidalis* (Lutkevitsch), *S. diagonalis* (Lutkevitsch) впервые описаны из ефремовской и убойнинской свит соколиного горизонта перми Западного Таймыра [6]. Первый из них наиболее широко распространен и впоследствии был обнаружен в соколиной свите нижней перми Восточного Таймыра [7], в талнахской свите перми Норильского района [5], в бургуклинской свите нижней перми Тунгусского угольного бассейна — разрез р.Горбьячин [2].

Из рассмотренного обзора видно, что основным ареалом распространения рода *Sinomya* является Печорский бассейн и этот род можно считать характернейшим элементом Печорской провинции Тунгусской палеобиогеографической области, выделенной Л.А.Рагозиным [11] для позднего палеозоя по фауне неморских двустворчатых моллюсков.

Изложенное позволяет сделать следующие выводы. 1) Вид Б.И.Чер-

Таблица

Стратиграфическое распространение рода *Sinomya* Pogorevitsch

Виды	Печорский бассейн		Таймыр		Тунгусский бассейн		Кузнецкий бассейн
	южная часть	северо-восточная часть	западный	восточный	норильский район	р.Горбьячин	
<i>Sinomya bella</i> Gusev	+						
<i>S. gracilenta</i> Gusev	+						
<i>S. angusta</i> Kanev, sp. nov.	+						
<i>S. alta</i> Kanev, sp. nov.	+						
<i>S. gemina</i> Pogorevitsch	+						
<i>S. kriegei</i> Pogorevitsch	+						
<i>S. kriegei</i> var. <i>maxima</i> Pogorevitsch	+						
<i>S. biconcava</i> Pogorevitsch		+					
<i>S. longissima</i> Pogorevitsch		+					
<i>S. rhomboidalis</i> (Lutkevitsch)		+	++	+	+		+
<i>S. diagonalis</i> (Lutkevitsch)		+					++



нышева, первоначально описанный им как *Anthracomya(?)ivanovi* и условно отнесенный О.А.Бетехтиной к роду *Sinomya*, по мнению автора, принадлежит к роду *Massiella Ragozin*. 2) Стратиграфическое распространение рода *Sinomya Pogorevitsch*, согласно накопившимся палеонтологическим данным, ограничивается пермью. 3) Географическое распространение этого рода оконтуривается территорией Северо-Востока европейской части СССР и Сибирью. Род *Sinomya* является, по-видимому, одним из немногих родов двустворок, характеризующих тунгусский тип фауны среди неморских двустворчатых моллюсков.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Александри – Садова Т.А. и др. Палеофаунистические методы корреляции. – В кн.: Методы корреляции угленосных толщ и синониимики угольных пластов. Л., "Наука", 1968, с.51–79.
2. Бетехтина О.А. Верхнепалеозойские неморские пелециподы (двустворки) Сибири и Восточного Казахстана. М., "Наука", 1966.220 с.
3. Бетехтина О.А. Биостратиграфия и корреляция угленосных отложений позднего палеозоя по неморским двустворкам. Новосибирск, "Наука", 1974.178 с. (Труды ИГиГ СО АН СССР. Вып.170).
4. Гусев А.К., Муравьев И.С. Стратиграфия верхнепермских отложений Большесынинской впадины Предуральяского прогиба. – Итоговая науч.конф.Казанск.гос.ун-та за 1961 г. Секция геогр.–геол.–минерал.наук.Казань, 1962, с.50–55.
5. Лобанов О.В. Пермские пластинчатожаберные моллюски Норильского района и их стратиграфическое значение. Автореф. на соиск. учен.степени канд. геол.–минерал.наук. 18 с. (Ленингр. гос.ун-т).
6. Люткевич Е.М. Пелециподы пермских отложений Западного Таймыра. М.–Л., 1951.166 с. (Труды НИИГА. Т.33).
7. Люткевич Е.М., Лобанова О.В. Пелециподы перми Советского сектора Арктики. Л., 1960.294 с. (Труды ВНИГРИ. Вып.149).
8. Македонов А.В. Угленосная формация и ее основные признаки. – В кн.: История угленакопления в Печорском бассейне. М.–Л., "Наука", 1965, с.47–129.
9. Погоревич В.В. Опыт биофациального изучения воркутской свиты северо-восточной части Печорского бассейна. – "Труды Лаб.геологии угля АН СССР", 1956, вып.5, с.227–238.
10. Рагозин Л.А. Нижнебалохонские пелециподы Минусинского и Тунгусского бассейнов. – В кн.: Материалы по геологии Красноярского края. М., Госгеолтехиздат, 1960, с.63–67.
11. Рагозин Л.А. Двустворчатые моллюски позднепалеозойских провинций Тунгусской палеобиогеографической области. – В кн.: Геология

угленосных формаций и стратиграфия карбона СССР. М., "Наука", 1965, с.293–297.

12. Спасская И.С. О комплексах двустворчатых моллюсков угленосных отложений Изыхского месторождения Минусинского угольного бассейна. – В кн.: Континентальный верхний палеозой Сибири и Центрального Казахстана. Биостратиграфия и палеонтология. М.–Л., "Наука", 1966, с.5–39.

13. Спасская И.С. Пелециподы угленосных отложений Черногорского месторождения Минусинского бассейна. – "Геология и геофизика", 1972, № 9, с.57–64.

14. Чалышев В.И., Варюхина Л.М. Биостратиграфия верхней перми Северо-Востока европейской части СССР. Л. "Наука", 1968.243 с.

15. Чернышев Б.И. О новых антракомиях из угленосной толщи Минусинского бассейна. – "Изв.Главного геолого-разв.упр.," 1930, т.49, вып.19, с.101–113.

## НОВЫЕ ПЕРМСКИЕ РАСТЕНИЯ ПРЕДУРАЛЬСКОГО ПРОГИБА

Л.А.Фефилова

В пермской флоре Предуральского прогиба значительное место занимали мхи. В результате изучения этих растений на севере и в средней части Предуральского прогиба был уточнен их систематический состав, а также выяснено стратиграфическое и географическое распространение [4, 5]. В статье приводится описание новых видов мхов рода *Salaisia*, остатки которых до последнего времени были известны лишь из Кузнецкого бассейна [2], и нового вида рода *Entsovia*, найденного в отложениях соликамского горизонта стратотипических разрезов Соликамской впадины прогиба. Все новые виды выделены, главным образом, на основании изучения клеточной структуры листьев.

Коллекции № 306, 308 хранятся в Институте геологии Коми филиала АН СССР.

Род *Salaisia* Neuburg, 1960

Типовой вид: *Salaisia longifolia* Neuburg, 1960, нижняя пермь, верхнебалахонская свита, усятский горизонт; Кузнецкий бассейн, Прокопьевское месторождение.

Диагноз. Листья длинные, неширокие, суживаются к основанию и к закругленной верхушке. Средняя жилка резкая, сложена длинными узкими клетками с косыми поперечными перегородками. Клетки листовой пластинки крупные, полигональные, однотипные. Край листа из одного-трех рядов клеток, зубчатый.

Видовой состав: *S. longifolia* Neub., *S. confinis* sp. nov., *S. singularis* sp. nov. из перми Кузнецкого бассейна и севера Предуральского прогиба.

Замечания. Для типового вида *S. longifolia* неизвестно клеточное строение верхушки и основания листа, не известен и самый край листа, а в связи с этим и нет данных о наличии каймы. Поэтому прове-

дение более полного сравнения с типовым видом не представляется возможным. Описываемые ниже мхи из пермских отложений севера Предуральского прогиба я считаю новыми на основании сходства с *p. Salaisia* очень своеобразной клеточной структурой листа, резко отличающейся от других известных палеозойских родов мхов.

*Salaisia confinis* Fefilova, sp. nov.

Табл. I, фиг. 2а, 2б, 3, 4

Название вида от *confinis* (лат.) - смежный, сопредельный.

Голотип. Институт геологии Коми филиала АН СССР, № 306/124. Север Предуральского прогиба, р. Косью, обн. 306; пермь, уфимский ярус\*

Диагноз. Листья продолговатые, крупные, с закругленной верхушкой, основание не известно. Средняя жилка постепенно утончается, не доходит до верхушки. Сложена она длинными толстостенными клетками с косыми поперечными перегородками. С обеих сторон к жилке примыкают по одному-три ряда узких прямоугольных клеток до 10x80 мк величиной. Листовая пластинка сложена однотипными полигональными пяти-шестиугольными продолговатыми клетками, которые по направлению к краю становятся более вытянутыми. Край с каймой из двух-трех рядов прозенхиматических толстостенных клеток, с нечастыми острыми зубчиками.

Описание. Остатки описываемых мхов представлены фрагментами отпечатков листьев и фитолеймами. В расположении клеток листовой пластинки иногда намечаются как бы косые ряды. Кайма однослойная из двух-трех рядов клеток. Жилка, по-видимому, многослойная и в большей части препаратов не просвечивает. Клетки имеют размеры (в мк): в верхней части листа 10 x 15 - 40 x 60, в средней - 10 x 20 - 25 x 60, в нижней - 20 x 25 - 25 x 60. Преобладают клетки 30-50 x 15-20 мк, жилка шириной от 15-40 мк на верхушке до 170-200 мк в нижней части листа. Край шириной 20-55 мк, зубчики длиной 10-25 мк, преобладают 10-15 мк длиной.

Сравнение. От *S. longifolia* [2, табл. XIX-XXI] описываемый вид отличается более мелкими размерами клеток, более тонкой в верхней части и более мощной в основании средней жилкой, от которой отходят короткие из двух клеток зачаточные боковые жилки; у нового вида имеется зубчатая кайма, не наблюдаемая у кузнецкого вида.

Геологическое и географическое распространение. Север Предуральского прогиба. Уфимский ярус, р. Косью и руч. Юсьель, обн. 305, 306, 312, 320, 321, 323; р. Б. Паток, обн. 202, 205; р. Щугор

\* Номера обнажений, образцов, их местонахождение и стратиграфическая привязка по В.И. Чалышеву [6].

обн.180. Казанский ярус, р.Печора, обн.17а. Татарский ярус, р.Адзэва, обн.4-29.

Материал. 15 препаратов с репликами и фитолеймами из 11 местонахождений, в 13 образцах.

### *Salairia singularis* Fefilova, sp. nov.

Табл. I, фиг. 1, 5, 6а, 6б

Название вида от *singularis* (лат.) — особый, своеобразный.

Голотип: Институт геологии Коми филиала АН СССР, № 306/165. Север Предуральского прогиба, руч. Юсьель (приток р. Косью), обн. 319; пермь, уфимский ярус.

Диагноз. Листья крупные, постепенно сужающиеся к верхушке. Средняя жилка резко обрывается не доходя до верхушки, сложена в основной части более длинными толстостенными клетками с косыми поперечными перегородками. К жилке примыкает один-два ряда узких прямоугольных клеток, сменяющихся однотипными полигональными, преимущественно шестиугольными клетками листовой пластинки. К краю листа клетки мало изменяются, лишь иногда становятся более вытянутыми, а к верхушке они приобретают чаще изодиаметрические очертания. Край с каймой из одного-двух рядов прозенхиматических клеток с острыми зубчиками.

Описание. Остатки мхов встречены в виде фрагментов листьев и фитолейм вместе с *Intia* и *Vocutannularia*. Клетки листовой пластинки продолговатые, часто изодиаметрические, иногда создается видимость расположения их косыми рядами под разными углами к средней жилке. Жилка, видимо, многослойная. Клетки ее в центре с косыми, а по краю с прямыми поперечными перегородками. Клетки имеют размеры (в мк): в верхней части листа 30 x 55 — 15 x 30, в средней — 20 x 50 — 30 x 75, в нижней — 40 x 110 — 15 x 40, преобладают клетки 15-20 x 40-60. Жилка шириной 50-80 мк в верхней части листа и более 200-250 мк — в нижней; кайма шириной 15-30 мк, преобладают зубчики длиной до 10 мк.

Сравнение. От *S. longifolia* [2, табл. XIX-XXI] описываемые мхи отличаются большими размерами клеток, более мощной средней жилкой; местами, особенно в нижней части, как бы намечается ориентировка клеток в косые ряды. Кайма у кузнецкого вида не наблюдалась, а у описываемого вида она узкая, зубчатая. От *S. confinis* sp. nov. (табл. 1, 2а, 2б, 3, 4) отличается значительно большими размерами клеток, иным очертанием их, более мощной средней жилкой, которая к тому же резко обрывается на верхушке и почти в два раза более узкой каймой.

Геологическое и географическое распространение. Север Предуральского прогиба. Уфимский ярус, р. Косью и руч. Юсьель,

обн. 302, 306, 312, 319, 323, р. Б. Паток, обн. 202, р. Щугор, обн. 180, р. Адзэва, обн. 4-41. Казанский ярус, р. Печора, обн. 17а.

Материал. 25 препаратов с фитолеймами и репликами из девяти местонахождений, в 17 образцах.

### Род *Entsovia* S. Meyen, 1969

Типовой вид: *Entsovia varisulcata* S. Meyen, 1969; верхняя пермь, восток европейской части СССР.

Диагноз. Листья линейные или продолговатые; жилки выходят в края только в верхушке, параллельные. Устьица гаплогейльные, собраны в дорзальные желобки, проходящие попарно между жилками только на нижней стороне листа.

Видовой состав: *E. varisulcata* S. Meyen, *S. kungurica* S. Meyen, *E. locata*, sp. nov. из уфимских отложений Прикамья и верхней Печоры, казанских отложений Коми АССР, Оренбургской области и Татарии; из верхнего кунгура и соликамского горизонта уфимского яруса стратотипических разрезов Среднего Приуралья.

### *Entsovia locata* Fefilova, sp. nov.

Табл. II, фиг. 1-5, рис.

Название вида от *locatus* (лат.) — ремневидный.

Голотип. Институт геологии Коми филиала АН СССР, № 308/139. Предуральский прогиб, Соликамская впадина, р. Кама, д. Бараново; пермь, уфимский ярус, соликамский горизонт.

Диагноз. Листья линейные, продолговатые, с одной жилкой. Устьица гаплогейльные, находятся только на нижней стороне листа, собраны в дорзальных желобках, проходящих попарно между краем листа и жилкой.

Описание. Целых листьев в коллекции нет, они представлены фрагментами различных частей листа, преимущественно средней и нижней, с углистыми корочками и желтовато-бурыми фитолеймами. Длина фрагментов 12-27 мм при ширине 2,75-4,5 мм. Края ровные, к основанию листа слегка сужаются. Основание листа широкое, видимо, лист был сидячим. Верхушка листа неизвестна. С нижней поверхности листа довольно отчетливо выделяются парные дорзальные желобки, которые проходят в разных листьях на различном расстоянии от края листа и параллельно ему. В основании листа дорзальные желобки начинаются почти с одного уровня. На некоторых отпечатках местами видна жилка, которая, вероятно, была одна и проходила между парами дорзальных желобков. На отпечатках верхней стороны листа дорзальные желобки и жилка не видны (см. рисунок).

Клетки верхней и нижней сторон листа незначительно отличаются друг от друга. Верхняя эпидерма состоит из однообразных преимущест-



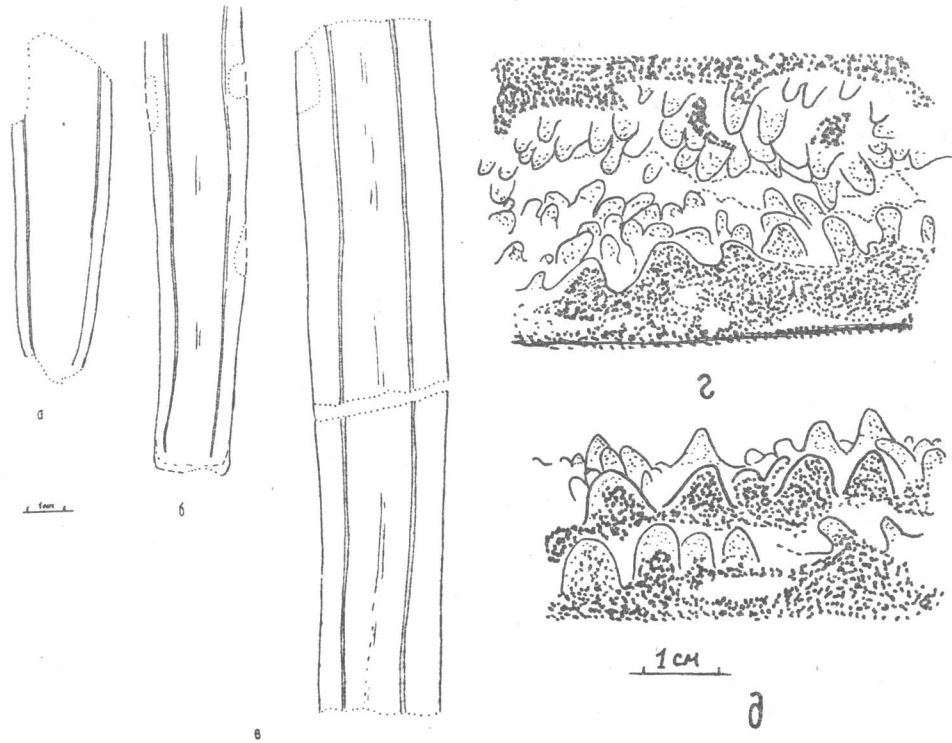


Рис. *Entsovia lorata* Fejilova, sp. nov.

а — часть листа близ основания, увел.5. Экз.308/231. Р.Вишера, д.Кондратьево; б — нижняя часть листа с основанием, увел.5. Там же. Экз.308/229; в — средняя часть листа, увел.5. Экз.308/139, голотип (фитолейма его изображена на табл. II, фиг. 5а). Р.Кама, д.Бараново; г-д — дорзальный желобок с папиллами, увел. 212. Экз.308/132, голотип (изображено на табл. II, фиг. 5б, 5в). Предуральский прогиб, Соликамская впадина; пермь, уфимский ярус, соликамский горизонт.

венно четырехугольных, квадратных или прямоугольных и полигональных клеток, расположенных правильными рядами. На 0,5 мм ширины приходится 15–20 клеток, 0,5 мм длины — 30–32 клетки. Стенки клеток довольно сильно кутинизированы. К основанию листа клетки становятся шире и короче и длинной осью ориентированы поперек листа. Нижняя эпи-

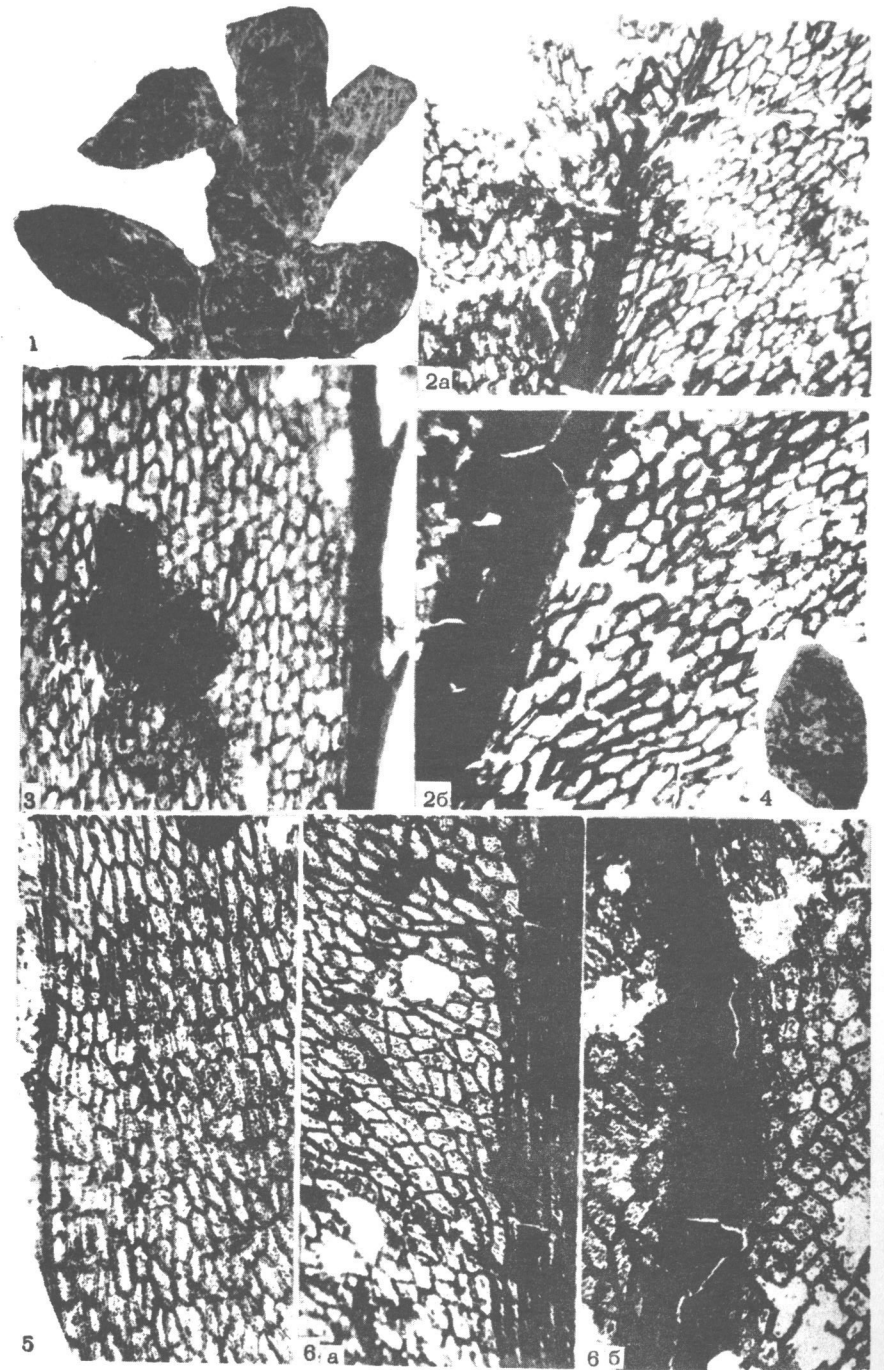


ТАБЛИЦА II

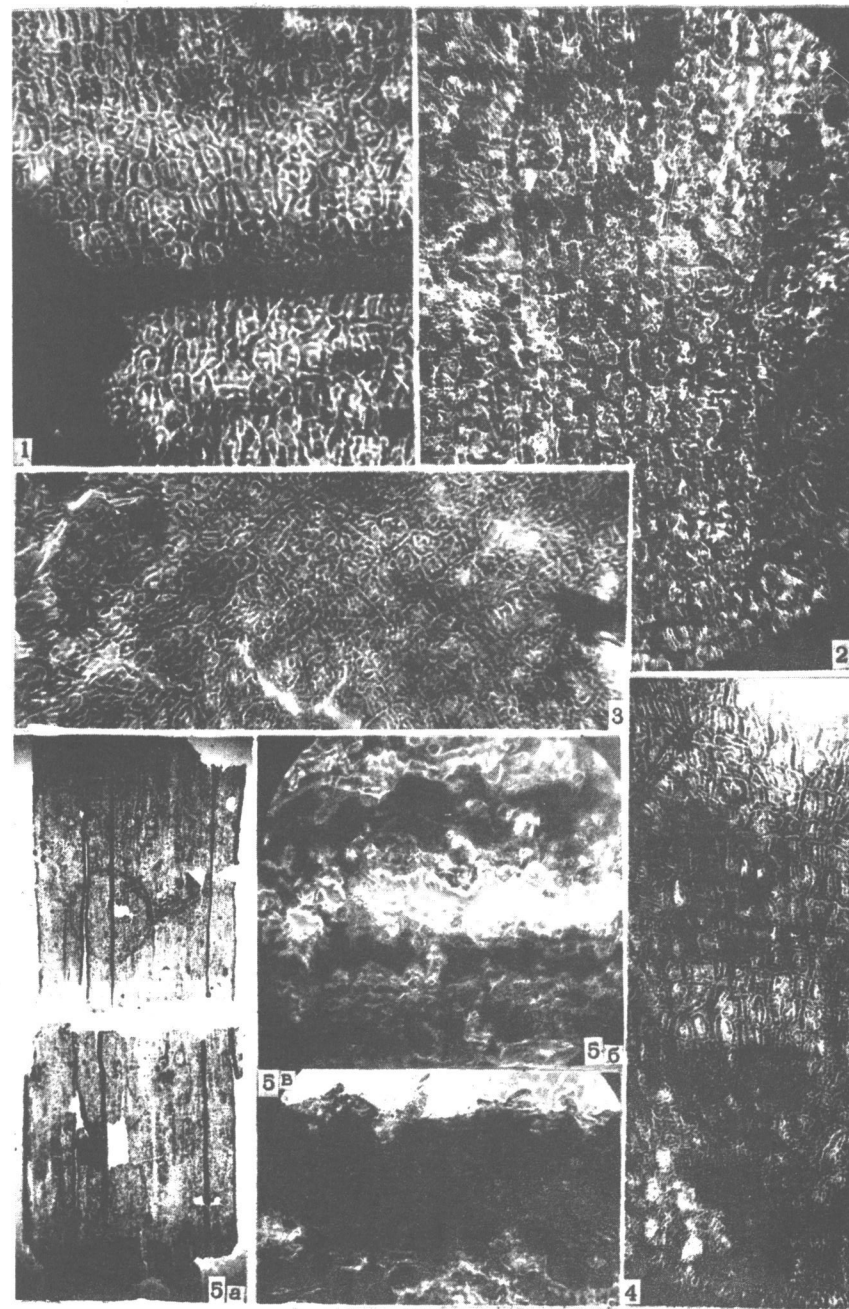


Таблица I

Фиг.2, 3, 4. *Salaizia confinis* Fejilova, sp. nov.

2а - верхушечная часть листа с жилкой; 2б - нижняя часть того же листа со средней жилкой; 4 - реплика с фитолеймой того же листа, увел.8. Голотип, препарат 306/124. Р.Косью, обн.306, обр.2; 3 - средняя часть листа с зубчатым краем. Препарат 306/202. Руч.Юсьель, обн.323, обр.27.

Фиг.1, 5, 6. *Salaizia singularis* Fejilova, sp. nov.

1 - реплика с фитолеймой листа, увел.8; 6а - нижняя часть листа со средней жилкой и зачаточными боковыми, 6б - верхняя часть того же листа с жилкой. Голотип, препарат 306/165. Руч.Юсьель, обн.319, обр.7; 5 - средняя часть листа с зубчатым краем. Препарат 306/136. Руч.Юсьель, обн.312, обр.5.

Север Предуральяского прогиба; пермь, уфимский ярус.

Таблица II

Фиг.1-5. *Entsovia boruta* Fejilova, sp. nov.

1 - кутикула нижней части листа с одним из желобков на нижней стороне. Препарат 308/289. Р.Вишера, правый берег, д.Кондратьево; 2 - нижняя кутикула средней части листа между желобками. Препарат 308/140. Р.Кама, правый берег, д.Бараново; 3 - верхняя кутикула. Клетки ориентированы поперек листовой пластинки. Препарат 308/315. Р.Вишера, правый берег, д.Кондратьево; 4 - кутикула нижней части листа, клетки одинаковые с верхней и нижней стороны листа; ориентированы поперек листа. Препарат 308/292. Там же, что фиг.3. 5а - фрагмент фитолеймы листа в развернутом виде: линия разрыва проходит по желобку, увел.4,5. Голотип, препарат 308/139. Р.Кама, правый берег, д.Бараново. 5б, в - желобок с папиллами, увел.212. То же и там же, что фиг.5а.

Предуральский прогиб, Соликамская впадина; пермь, уфимский ярус, соликамский горизонт.

Все изображения, за исключением отмеченных, даны с увеличением в 140 раз.



дерма кутинизирована больше верхней. Клетки в пространстве между дорзальными желобками такие же, как и на верхней эпидерме. Длина их 20–30 мк и ширина 30–50 мк. По краю листа в месте перехода с верхней стороны на нижнюю клетки эпидермы почти в два раза мельче; они образуют два–три ряда как с одной стороны, так и с другой стороны листа. Дорзальные желобки шириной 120–150 мк, по обе стороны окончатрены кутинизированными тяжами, от которых внутрь к желобку отходят довольно крупные папиллы длиной 15–35 и шириной 15–20 мк в основании. Дно желобка сложено тонкостенными клетками, среди которых, видимо, располагались устья. Строение устьиц рассмотреть не удалось, так как пространство желобка заполнено переплетающимися папиллами.

Сравнение. Описанный вид морфологически отличается от *Entsovia rarisulcata* и *E. kungurica* [1] присутствием только одной жилки; листья нового вида узкие, длинные и оставляют отпечатки, морфологически сходные с *Viatscheslaviophyllum varcutense* [3, табл. VI, I; VI, 3–5], и только при наличии хорошего отпечатка и фитолеймы обнаруживается присутствие дорзальных желобков, которые попарно проходят между жилкой и краем листа. Но в отличие от *E. rarisulcata* [1, табл. XIV, 1–6] у нового вида более мелкие клетки (на 0,5 мм ширины листа приходится 15–20, а не 14 клеток), дорзальные желобки более узкие (120–150 мк вместе 100–190 мк), папиллы более короткие – до 35 мк длиной, но преобладают длиной 15–20 мк; более длинные папиллы располагаются по краю желобков, а более короткие внутри последних; кроме того, нижняя эпидерма кутинизирована больше верхней. В отличие от *E. kungurica* [1, табл. XIV, 7–11] у нового вида более мелкие папиллы и наиболее крупные из них располагаются по краю желобков, внутри желобков папиллы более мелкие и густые; кроме того, клетки эпидермы как с верхней, так и с нижней стороны листа более крупные (на 0,5 мм ширины листа приходится 15–20 клеток, а не 26–28). У нового вида отсутствуют папиллы на покровных клетках эпидермы между желобками.

Геологическое и географическое распространение. Уфимский ярус, соликамский горизонт. Предуральский прогиб, Соликамская впадина, р. Кама у д. Бараново; р. Вишера у д. Кондратьево.

Материал. 18 отпечатков фрагментов средней и нижней частей листа и 5 препаратов с фитолеймами (снятыми с отпечатков и дисперсными) из трех местонахождений.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Мейен С.В. Новые роды *Entsovia* и *Slivkovia* из пермских отложений Русской платформы и Приуралья. – "Палеонт. журн.", 1969, № 4, с. 93–100.
2. Нейбург М.Ф. Листостебельные мхи из пермских отложений

Ангариды. М., 1960. 104 с. (ГИН АН СССР. Труды, вып. 19).

3. Нейбург М.Ф. Пермская флора Печорского бассейна. Часть 1. Плауновые и гинкговые. М., 1960. 99 с. (ГИН АН СССР. Труды, вып. 43)

4. Фефилова Л.А. Комплексы листостебельных мхов перми севера Предуральского прогиба. – Ежегодник – 1971 Ин-та геологии Коми филиала АН СССР. Сыктывкар, 1972, с. 56–60.

5. Фефилова Л.А. Новые роды пермских листостебельных мхов севера Предуральского прогиба. – В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник–1972. Сыктывкар, 1973, с. 85–91. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

6. Чалышев В.И., Варюхина Л.М. Биостратиграфия верхней перми Северо-Востока европейской части СССР. Л., "Наука", 1968. 243 с.

ЕЖЕГОДНИК - 1975

Института геологии Коми филиала АН СССР

ОСТРАКОДЫ УФИМСКОГО ЯРУСА ИЗ РАЗРЕЗОВ  
СТРАТОТИПИЧЕСКОЙ МЕСТНОСТИ

Е.И.Соловьева

Стратотип соликамского горизонта уфимского яруса согласно Решению межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя (1965 г.) установлен в бассейне р.Камы, в районе гг.Соликамска и Березники. Стратотип шешминского горизонта, как зафиксировано в Решении, находится в долине р.Белой на участке от г.Благовещенска до пос.Дюртюли.

В период экспедиционных работ 1973-1975 гг. В.А.Молин собрал коллекцию остракод из стратотипических разрезов соликамского горизонта в следующих пунктах: р.Колва (правый приток р.Вишеры Камокой), г.Чердынь, обн.48; р.Вишера (левый приток Камы), д.Редикор, обн.49; р.Вишера, д.Кондратьево, обн.53; р.Кама, д.Тюлькино, обн.55. Остракоды шешминского горизонта происходят из разрезов по р.Белой у с.Камышенка (обн.63), по р.Сок (левый приток Волги) у с.Чувашский Байтуган (обн.71) и по р.Шешме (левый приток Камы) у пос.Шутурово (обн.73). Коллекция остракод определена мной при консультации Н.П.Кашеваровой, за что я искренне ей благодарна.

Ранее остракоды из стратотипических разрезов определялись и монографически описывались З.Д.Белюсовой и Н.П.Жернаковой [1-4], Е.А.Гусевой [7], Р.З.Ерзиной и М.П.Жернаковой [8], М.П.Жернаковой [9], Н.П.Кочетковой [12], И.Б.Палантом [13-16]. Ими же дана стратиграфическая разбивка и корреляция разрезов уфимского яруса по остракодовой фауне. Комплексы уфимских остракод стратотипов приводятся также в обобщающих работах по геологии Башкирской АССР и Пермской области.

Цель настоящей работы заключалась в изучении остракод из стратотипических разрезов уфимского яруса и в сравнении их комплексов с одновозрастными комплексами западного Притиманья и бассейна р.Печоры.

Соликамский комплекс содержит как пресноводных, так и морских представителей остракодовой фауны. Е.А.Гусева [7] описала морские формы из широко известного геологам разреза соликамского горизонта у пос.Добрянка на Камском водохранилище. Они представлены *Kirkbya sp. indet.*, *Healdia cf. postcornuta* Schn., *Healdianella parva* Guss., *Vairidia decliva* Guss., *V. ex gr. ampla* Reuss, *V. dobrjankensis* Guss., *V. cultellata* Guss., *V. cuneiformis* Guss., *V. kamaensis* Guss., *V. keltmanensis* Mand., *V. larionovae* Guss., *V. netschaevi* Mand., *V. plebeia* Reuss, *V. placida* Guss., *V. porrecta* Guss., *V. rostowcevi* Mand. Вместе с остракодами обнаружены остатки фораминифер, брахиопод, пелеципод, гастропод. По всей вероятности, именно этот морской прослой был прослежен А.А.Болотовым [5] по многочисленным скважинам и обнажениям на территории Соликамской впадины. Мной морские формы остракод выделены из отложений соликамского горизонта у г.Чердыни, где они приурочены к верхней половине обнажения и представлены *Acstatia sp.* плохой сохранности. Второе местонахождение морских остракод расположено на правом берегу Вишеры у д.Кондратьево. Здесь определены остракоды рода *Parararchites*. По-видимому, указанные морские остракоды приурочены к прослою, находящемуся на стратиграфическом уровне добрянского прослоя IV пачки соликамского горизонта по схеме Н.Д.Кованько, Е.Н.Ларионовой, П.А.Софроницкого [11] или на уровне морского прослоя в верхах песчано-глинисто-мергельной пачки по Н.Г.Чочиа [17].

Так называемые пресноводные остракоды в соликамском горизонте (IV и V пачки) распространены или изолированно, или совместно с морскими формами. Они представлены, в основном, дарвинулиями, в меньшей мере дарвинулоидсами, березовеллиями, иниеллиями, плацидеями, фалунеллиями. В целом соликамский комплекс включает следующие виды: *Darwinula pyriformis* Kash., *D. biriensis* Pal., *D. polita* Zhern., *D. polemica* Kotsch., *Volganella laevigata* Schn., *V. spizharskyi* Mand., *V. objecta* Kash., *Beresovella solicanica* Bel. et Zhern., *Iniella beresnikensis* Kash., *I. ellipsoidae* Zhern., *Placidea volgensis* Bel., *P. compressa* Bel. et Zhern. Шешминский горизонт (камьшенские, буреавские и чекмагушские слои) содержит *Darwinula pseudogracilis* Kash., *D. timanica* Kash., *D. sindorensis* Kash., *D. inerta* Kash., *D. sobela* Kash., *D. pergusta* Kash., *D. lancetiformis* Kash., *D. scolia* Mand., *D. parphenovae* Bel., *D. inornatina* Bel., *D. serpula* Bel., *D. paralleloformis* Bel., *D. meschalkini* Pal., *D. kulikovi* Pal., *Darwinuloides oblongus* Kash., *D. surasovi* Pal., *Suchonella anybensis* Kash., *S. kamyschinlaensis* Pal. Общими для соликамского и шешминского горизонтов являются *Darwinula ovataeformis* Kash., *D. abunda* Mand., *D. angusta* Mand., *D. procera* Mand., *D. bureavoensis* Pal., *D. trita* Pal., *D. polomia* Zhern., *D. subinervis* Zhern., *Darwinuloides djurtjuliensis* Pal.,

Таблица

Распределение остракод в отложениях уфимского яруса  
европейской части СССР

Название видов	Стратотипи- ческие разрезы в бассейне р.Камы	Западное Притиманье	Печорский угольный бассейн
<i>Darwinula pseudopet- schorica</i>		X	
<i>D.pseudogracilis</i>	X		
<i>D.timanica</i>	X	X	
<i>D.sindorensis</i>	X	X	
<i>D.pyriformis</i>	X		
<i>D.inerta</i>	X	X	X
<i>D.sobela</i>	X	X	
<i>D.lubimovae</i>		X	
<i>D.pergusta</i>	X	X	
<i>D.lancetiformis</i>	X	X	X
<i>D.ovataeformis</i>	X	X	
<i>D.abunda</i>	X	X	X
<i>D.angusta</i>	X	X	X
<i>D.procera</i>	X	X	X
<i>D.scolia</i>	X		
<i>D.fainae</i>		X	
<i>D.parphenovae</i>	X	X	
<i>D.serpula</i>	X		
<i>D.paralleleformis</i>	X		
<i>D.biriensis</i>	X	X	X
<i>D.buraevoensis</i>	X		
<i>D.meschalkini</i>	X		
<i>D.trita</i>	X	X	
<i>D.kulikovi</i>	X		
<i>D.polomia</i>	X		
<i>D.subinervis</i>	X		

	1	2	3	4
<i>D.polita</i>		X		
<i>D.polemica</i>		X		
<i>D.inornatina</i>		X		
<i>Darwinuloides oblon- gus</i>		X		X
<i>D-s djurtjuliensis</i>		X		
<i>D-s urasovi</i>		X		
<i>Suchonella stelmarta</i>		X	X	
<i>S.anybensis</i>		X		
<i>S.kamyschiakaensis</i>		X		
<i>S.minima</i>			X	
<i>Sinusuella pergraphica</i>	X			X
<i>S.ingloria</i>			X	
<i>Volganella objecta</i>	X			
<i>V.spizharskyi</i>	X			X
<i>V.laevigata</i>	X			
<i>Beresovella solicamica</i>	X			
<i>Iniella cilmensis</i>			X	
<i>I.beresnikensis</i>	X			X
<i>I.ellipsoidae</i>	X			
<i>I.borealis</i>			X	
<i>Placidea volgensis</i>	X			
<i>P.compressa</i>	X			
<i>P.lutkevichi</i>			X	
<i>Faluniella prolata</i>	X			
<i>Bairdia decliva</i>			X	
<i>B.dobrzjankensis</i>	X		X	
<i>B.rostovcevi</i>	X		X	
<i>B.plebeia</i>	X		X	
<i>B.plebeia var. elongata</i>			X	
<i>B.cultellata</i>	X		X	
<i>B.cuneiformis</i>	X			
<i>B.kamaensis</i>	X			
<i>B.keltmanensis</i>	X			
<i>B.larionovae</i>	X			



1	:	2	:	3	:	4
<i>B.placida</i>		x				
<i>B.porrecta</i>		x				
<i>B.delicata</i>		x				
<i>B.netschaevi</i>		x				
<i>B.ex gr.ampla</i>		x				
<i>Healdianella parva</i>		x		x		
<i>H.procera</i>		x				
<i>Healdianella sp.</i>				x		
<i>Healdia cf.postcornuta</i>		x				
<i>Healdia sp.</i>				x		
<i>Paraparchites veberi</i>		x				
<i>Paraparchites sp.</i>		x		x		
<i>Cavellina sp.</i>				x		
<i>Acratia sp.</i>		x				
<i>Actuarina sp.</i>				x		
<i>Kirkbya sp.</i>		x				

*Suchonella stelmartha* Kash., *Sinusuella pergraphica* Mand.

В районах западного Притиманья остракоды распространены во всех свитах уфимского яруса по схеме Г.Ф.Буданова и В.А.Молина [6] - зиминской, вычегодской и вымской. Их морские представители (*Acratia*, *Actuarina*, *Bairdia*, *Cavellina*, *Healdia*, *Healdianella*, *Paraparchites*) приурочены к маркирующим карбонатным пачкам, развитым в кровле каждой свиты. Из пород зиминской свиты определены *Darwinula ovataeformis* Kash., *D.sindorensis* Kash., *D.abunda* Mand., *D.angusta* Mand., *D.procera* Mand., *D. biriensis* Pal., *Suchonella stelmartha* Kash., *Volganella laevigata* Schn. Отложения вычегодской свиты содержат *Darwinula timanica* Kash., *D.sindorensis* Kash., *D.inerta* Kash., *D.sobela* Kash., *D. lubimovae* Kash., *D.pergusta* Kash., *D.ovataeformis* Kash., *D. lancetiformis* Kash., *D.abunda* Mand., *D.angusta* Mand., *D.procera* Mand., *D.fainae* Bel., *D.parphenovae* Bel., *D.trita* Pal., *Suchonella stelmartha* Kash., *S.minima* Pal., *Iniella cilmensis* Kash., *I. borealis* Kash., *Placidea lutkevichi* (Spizh.) Аналогичный комплекс остракод с появлением в нем *Darwinula pseudopetschoriga* Kash., *Sinusuella ingloria* Kash. содержится и в вымской свите.

Как видно из приведенных списков, вымская и вычегодская свиты характеризуются типичными видами остракод, и на этом основании эти две свиты параллелизуются мной с шешминским горизонтом стратотипической местности. Зиминская свита, по-видимому, должна соответствовать соликамскому горизонту, однако по остракодам такую корреляцию провести трудно, так как в зиминской свите распространены виды, известные по всему уфимского яруса.

Остракоды уфимского возраста из месторождений Печорского угольного бассейна изучены Н.П.Кашеваровой [10]. Ею из верхней части интинской свиты воркутской серии указываются наряду с эндемичными видами и ряд форм, известных из стратотипических разрезов уфимского яруса (см. таблицу). К ним относятся *Darwinula inerta* Kash., *D.lancetiformis* Kash., *D.biriensis* Pal., *D.angusta* Mand., *D.procera* Mand., *Darwinuloides eblongus* Kash., *Sinusuella pergraphica* Mand., *Volganella spizharskyi* Mand. Эти виды позволяют сопоставить верхи интинской свиты с шешминским горизонтом уфимского яруса стратотипа.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусова З.Д. Остракоды уфимской свиты. - "Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология", 1960, № 5, с. 51-59.
2. Белоусова З.Д. Остракоды верхнепермских отложений центральных и северо-восточных областей Русской платформы. - В кн.: Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Пермская система.

М., 1962, с.139-146.

3. Белоусова З.Д. Некоторые верхнепермские пляцидеиды Русской платформы. — В кн.: Нефтегазоносные и перспективные комплексы центральных и восточных областей Русской платформы. М., 1971, с.113-118, (Труды ВНИГНИ. Т.4).

4. Белоусова З.Д., Жернакова М.П. Уфимские остракоды Русской платформы. — Там же, с. 118-128.

5. Болотов А.А. Стратиграфия верхнепермских отложений Пермского Приуралья. — Тезисы докладов расширенного пленума постоянной комиссии МСК по пермской системе (3-7 сентября 1973 г.). Казань, 1973, с. 17-20.

6. Буданов Г.Ф., Молин В.А. Уфимский ярус Западного Прикамья. — "ДАН СССР", 1971, т.196, № 6, с.1403-1406.

7. Гусева Е.А. Палеонтологическая характеристика соликамского горизонта Приуралья. — "ДАН СССР", 1967, т.172, № 6, с.1392-1393.

8. Ерзина Р.З., Жернакова М.П. Новые данные в изучении верхнепермских остракод и использовании их при расчленении разрезов. — В кн.: Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Пермская система. М., 1962, с.147-154.

9. Жернакова М.П. Дарвинулиды соликамского горизонта. — В кн.: Нефтегазоносные и перспективные комплексы центральных и восточных областей Русской платформы. М. 1971, с.128-142. (Труды ВНИГНИ. Т.4).

10. Кашеварова Н.П. Возраст интинской свиты юго-западной части Печорского угольного бассейна по остракодам. — В кн.: Новые данные по микрофауне и стратиграфии палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений СССР. Л., 1974. с.42-54. (Труды ВНИГРИ. Вып. 349).

11. Кованько Н.Д., Ларионова Е.Н., Софроницкий П.А. Кунгурские и казанские отложения Пермского Прикамья. — "Изв.АН СССР Сер.геол.", 1939, № 5, с.111-126.

12. Кочеткова Н.М. Стратиграфическое расчленение верхнепермских отложений Западной Башкирии по фауне остракод. — В кн.: Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Вып.4. Уфа, 1959, с.134-151.

13. Палант И.Б. Стратиграфическое сопоставление разрезов верхнепермских красноцветных отложений по остракодам. — "ДАН СССР", 1958, т.119, № 1, с.146-149.

14. Палант И.Б. Остракоды уфимской свиты и красноцветных отложений казанского яруса северо-западной Башкирии. — "Бюл. МОИП. Отд.геол.", 1959, т.34(5), с.119-140.

15. Палант И.Б. Стратиграфическая и корреляционная значимость

фауны остракод в красноцветных образованиях уфимской свиты и казанского яруса. — Изв.Казанского филиала АН СССР. Сер. Геология. 1959, № 8, с.37-39.

16. Палант И.Б. О нижней и верхней границе уфимского яруса и его фаунистической характеристике. — В кн.: Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Пермская система. М., 1962, с.155-157.

17. Чочиа Н.Г. Геологическое строение Колво-Вишерского края. Л., 1955. 403 с. (ВНИГРИ. Труды, новая серия, вып.91).

ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОЗЕРНЫЕ ОСАДКИ В ЦЕНТРЕ  
МАЛОЗЕМЕЛЬСКОЙ ТУНДРЫ (БАССЕЙН р.СОЙМЫ)

Э.И.Лосева, Д.А.Дурягина

Летом 1974 г. Э.И.Лосевой было проведено изучение четвертичных отложений в долине р.Соймы, левого притока р.Сулы (бассейн Печоры), на участке от впадения р.Лабахей до устья Соймы, т.е. на протяжении почти 300 км. Видимая часть плейстоценового разреза этого района имеет в целом четырехчленное строение. Наиболее древние отложения, представленные глинами, иногда с редкой галькой, вскрываются в верхнем отрезке изученного участка. Среди них есть и морские осадки с редкой фауной моллюсков, перекрывающиеся в верхнем и среднем течении Соймы песчано-алевритовой толщей. В верхнем течении в кровле разрезов выходят валунные суглинки и глины, в среднем течении им соответствуют валунные супеси в подошве разрезов, развитые фрагментарно. На участке между рр.Анудей и Хвостовой распространена еще одна, более молодая пачка песков и алевритов, слагающая террасу высотой 8-12 м.

Нами впервые получена палеоботаническая характеристика песчано-алевритовой толщи, вскрывающейся в среднем течении р.Соймы. Эта толща наиболее полно представлена в разрезе правого берега р.Соймы в 9 км к ЮЮВ (по прямой) от впадения р.Сябор-Виска и в 40 км к СЗ от бывшей дер.Ледково, восточнее Малого Индигского озера (от устья около 200 км по реке; рис.1, обн.614). Абсолютная отметка уреза воды реки 33-34 м. Высота берега составляет 21-22 м. Поверхность поднимается в виде холма, на вершине которого выходит бурый тонкозернистый однородный песок. Верхняя часть склона плохо обнажена, и расчистка начата на высоте 17 м над рекой. Здесь вскрываются (сверху вниз):

- 1) 0-0,5 м. Моховая подушка.
- 2) 0,5-0,7 м. Почва - мелкозернистый бурый песок с галькой.
- 3) 0,7-2,4 м. Песок светлый, полосками ожелезнен, мелкозернист-

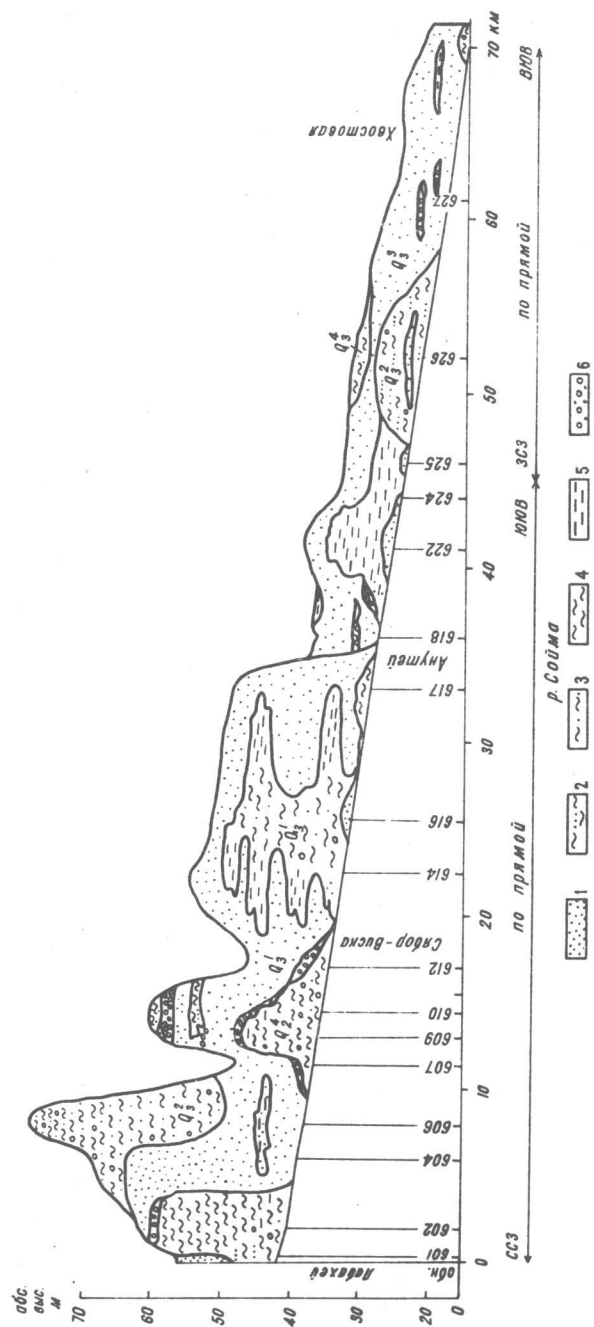


Рис.1. Продольный схематический геологический профиль в долине р.Соймы. Составила Э.И.Лосева. 1 - песок, 2 - супесь, 3 - суглинок, 4 - глина, 5 - алеврит, 6 - галька и валуны.



тый, неяснослоистый, с отдельными невыдержанными слойками буровато-сизой комковатой глины, с редкой рассеянной галькой, участками со скоплениями бурого гравия с мелкой галькой в виде расплывчатых линз. Внизу песок неоднородный, мелко- и среднезернистый, пятнистый, вязкий, глинистый, неслоистый, с рассеянной галькой.

4) 2,4-2,7. Алеврит серый, вязкий. Верхний его контакт падает на ЮВ 110° под углом 25°, нижний карманообразный.

5) 2,7-4,3. Песок серый, буроватого оттенка за счет ожелезнения, тонко- и мелкозернистый, тонкослоистый, с гумусовыми вкраплениями. Ниже заметна тонкая волнистая слоистость. Нижний контакт неровный, карманообразный.

6) 4,3-4,7. Песок сизый, тонкозернистый, с глинистыми примазками и закрученной слоистостью, с гнездами неотчетливых контуров мелкозернистого песка. Нижний контакт отчетливый, субгоризонтальный, слегка понижается вверх по течению реки.

7) 4,7-5,2. Песок зеленовато-серый, тонкозернистый, волнисто-слоистый, гумусированный, с прослоями сильно оторфованного песка и торфа. Нижний контакт неровный, нечеткий, ожелезненный.

8) 5,2-17. Толща переслаивания песка темно-серого и буроватого, мелкозернистого, оторфованного, горизонтально-слоистого, глины светло-зеленой и темно-серой тонкослоистой, алеврита, реже торфа. Местами слоистость типа ленточной. Верхний контакт прослоев алеврита четкий, нижний расплывчатый. Слойки имеют характер изломанной линии вследствие микробросов. Ниже по разрезу чередуются слои бурого и шоколадного алеврита, белого тонкозернистого песка и серого мелкозернистого.

Выполнены спорово-пыльцевой и диатомовый анализы отложений. Спорово-пыльцевым методом изучено 36 образцов. По разрезу выделяется три спорово-пыльцевых комплекса (рис.2).

В I спорово-пыльцевом комплексе (гл.14,5-17 м) в общем составе преобладает пыльца древесных пород (46-50%), пыльца трав составляет 19-28%, споры - 22-34%. В составе древесных господствует пыльца березы (64-84%) - древовидной, кустарниковой (преобладает) и карликовой. Пыльца хвойных представлена пыльцой ели (5-22%) и сосны (5-12%). В составе травяно-кустарничковых господствует пыльца осоковых и злаков. Разнотравье составляет 5-20% (сложноцветные, зонтичные, гвоздичные и гречишные). Значительно участие пыльцы ксерофитов - полыней и маревых. В составе споровых преобладают зеленые мхи, на втором месте папоротники, отмечены споры лесных и тундровых видов плаунов.

II спорово-пыльцевой комплекс (гл.9,25-14 м) отличается от предыдущего более высоким содержанием пыльцы хвойных пород - ели (до 44%) и сосны (до 25%). Отмечена пыльца сосны сибирской. Единично

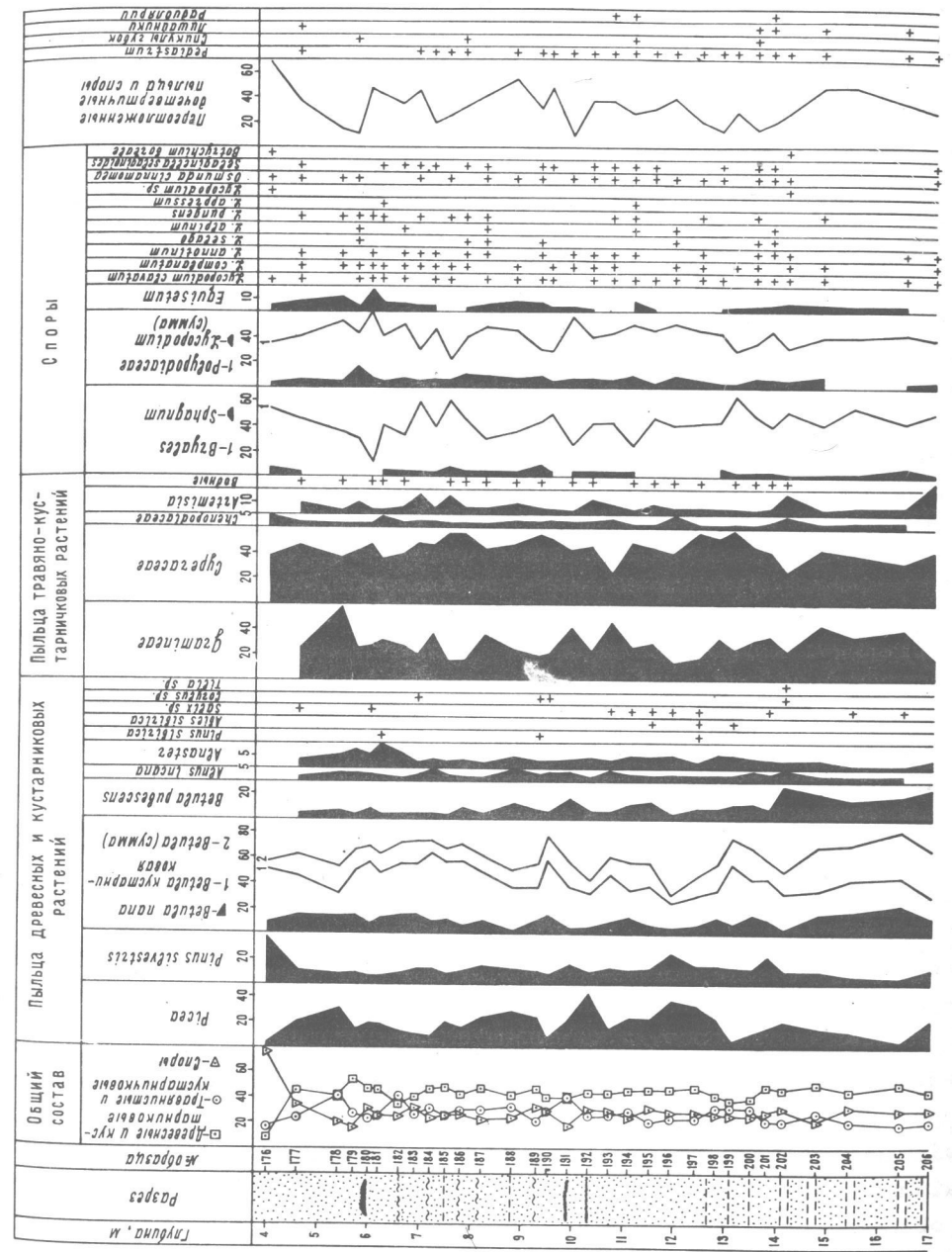


Рис.2. Спорово-пыльцевая диаграмма обн.61.4. Составила Д.А.Дурагина.

Таблица

Список диатомовых водорослей  
из верхнеплейстоценовых отложений бассейна р.Соймы

Таксоны	Местообитание	Гало-ность	Географическое распространение
I	2	3	4
Пресноводный комплекс			
Melosira arenaria Moore	п	гб	к
M.islandica O.Müll v.islandica	п	и	с
Cyclotella meneghiniana v.hankensis Skv.	п	гл	б
C.operculata (Ag.) Kütz. v.operculata	п	и	к
Tetracyclus emarginatus (Ehr.) W.Sm.	о	и	с
Tabellaria fenestrata (Lyngb.)v.fenestrata	п	гб	к
Fragilaria construens (Ehr.)Grun.v.construens	о	и	к
Fr.construens v.binodis (Ehr.) Grun.	о	и	к
Fr.construens v.subsalina Hust.	о	гл	б
Fr.construens v.venter (Ehr.) Grun.	о	и	к
Fr. lapponica Grun.	о	и	с
Fr.leptostauron (Ehr.)Hust.v.leptostauron	о	гб	б
Fr.pinnata Ehr.v.pinnata	о	гл	к
Synedra ulna (Nitzsch.) Ehr. v.ulna	о	и	к
Eunotia praerupta Ehr. v.praerupta	о	гб	к
Achnanthes lanceolata v.elliptica Cl.	о	и	с
Diploneis ovalis (Hilse)Cl. v.ovalis	д	гл	б
Stauroneis phoenicenteron Ehr. v.phoenicenteron	д	и	б
Navicula amphibola Cl. v.amphibola	д	и	с
N.atomus (Naeg.) Grun.	д?		к
N. oblonga Kütz. v.oblonga	д	и	б
N.scutelloides W.Sm.v.scutelloides	д	и	б
N.semen Ehr.	д	гб	б

	1	2	3	4
Navicula spp.		д		
Pinnularia borealis Ehr. v.borealis		д	гл	с
P.lata (Bréb) W.Sm. v.lata		д	и	б
P.viridis v.dispar Schum.		д	и	к
P.viridis v.intermedia Cl.		д	и	к
Pinnularia sp.		д		
Gyrosigma attenuatum (Kütz.) Rabenh.v.attenuatum		д	и	б
Cymbella aspera (Ehr.) Cl.v.aspera		о	и	с
Gomphonema acuminatum Ehr.v.acuminatum		о	и	б
Epithemia turgida (Ehr.)Kütz.v.turgida		о	гл	к
Rhopalodia gibba (Ehr.) O.Müll.		о	и	к
Hantzschia amphioxys (Ehr.) Grun.v.amphioxys		д	и	к

Древний морской (переотложенный) комплекс

Melosira ornata Grun.
M.sulcata (Ehr.)Kütz. v.sulcata
Hyalodiscus scoticus (Kütz.) Grun.
Hyalodiscus sp. (umbo)
Stephanopyxis turris (Grev. et Arn.) Ralfs
v.turris
Coscinodiscus spp.
Isthmia sp.
Puxilla sp.
Sceptroneis sp.
Grunowiella gemmata (Grun.) V.H.

Примечание. п - планктонный вид, д - донный, о - об-  
растатель; и - индифферент, гл - галофил, гб - галофоб; с - северо-  
альпийский, б - бореальный, к - космополит.

присутствует пыльца пихты, а также пыльца элементов неморальной флоры — лещины, липы и граба. В составе травяно-кустарничковых преобладает пыльца осоковых и злаков. Встречена единично пыльца рогозовых и кувшинковых, что указывает на пресноводный характер вмещающих отложений, поскольку пыльца этих растений не переносится на большие расстояния, а также на некоторое потепление климата. В группе споровых доминируют споры папоротников, зеленых мхов; присутствуют единично споры *Osmunda cinnamomea* L., *Selaginella selaginoides* (L.), *Botrychium boreale* (Er.) Midl.

III спорово-пыльцевой комплекс (гл. 4, 5—9 м) по составу пыльцы и спор сходен с I комплексом.

На основании изменения спорово-пыльцевых спектров можно судить о колебаниях климата в период накопления песчано-алевроитовой толщи. I комплекс отражает относительно холодные климатические условия, сменившиеся более теплыми (II комплекс) и затем снова холодными (III комплекс). В период потепления (II комплекс) существовали березовые и еловые редколесья с примесью сосны, ольхи и, возможно, с примесью широколиственных пород — лещины и липы, т.е. климат был, несомненно, теплее современного, поскольку в настоящее время изученный разрез находится в зоне тундры.

Сходные палинологические спектры получены Г.Н. Бердовской в других разрезах р. Соймы. В отложениях микулинского межледникового в период климатического оптимума Г.Н. Бердовская отметила преобладание в общем составе пыльцы ели и березы, присутствие пыльцы лещины, а в составе спор — *Osmunda cinnamomea* и *Selaginella selaginoides*. Спорово-пыльцевые спектры изученного нами разреза отличаются меньшим содержанием пыльцы ели и березы древовидной, большим — пыльцы березы кустарниковой, а также участием в спектрах пыльцы карликовой березы. Тем не менее можно с большой долей уверенности изученные нами палинологические комплексы отнести также к микулинским.

Спорово-пыльцевой спектр образца с гл. 4 м резко отличается от описанных выше — это спектр тундрового типа. В общем составе господствуют споровые (76%), древесные составляют всего лишь 8%, травы — 16%. Среди древесных преобладает пыльца кустарниковой березы (50%) и сосны (39%), пыльца ели составляет 5%. В группе трав господствует пыльца разнотравья (42%) и осоковых (37%), вересковые составляют 10%, маревые — 11%. В составе споровых доминируют зеленые мхи (55%) и папоротники (37%).

В образцах с гл. 1—3, 5 м пыльца либо отсутствует, либо встречается единично.

Во всех пробах отмечены пыльца и споры палеозойских и мезозойских растений, а также водоросли *Pediastrum*.

Выполнен диатомовый анализ 26 проб. По всему разрезу встречены

обломки створок как пресноводных, так и морских форм. На глубине 8, 8—9, 5 м в песках и алевроитах обнаружен комплекс пресноводных диатомей (см. таблицу), насчитывающий более 30 форм. По числу видов доминируют роды *Fragilaria*, *Navicula* и *Pinnularia*. Чаше других встречается *Fragilaria construens* с вариантами, а также *Navicula scutelloides*. Мелкие створки обычно хорошей сохранности, крупные преимущественно в виде обломков. Все виды широко распространены в современных пресноводных водоемах — озерах, реках, болотах. Почти все они относятся к видам обрастаний или донным. Несомненно, пресноводный комплекс находится *in situ*. Наряду с ним постоянно встречаются обломки створок древних морских форм, явно переотложенные.

Таким образом, по результатам спорово-пыльцевого и диатомового анализов можно сделать вывод о том, что в среднем течении р. Соймы в микулинское межледниковье существовал обширный озерный бассейн или система озер, поскольку изученная песчано-алевроитовая толща имеет значительное протяжение. Климатические условия в это время были теплее современных.



## ЕЖЕГОДНИК - 1975

Института геологии Коми филиала АН СССР

### ПОЗДНЕДНЕПРОВСКИЙ КОПЫТНЫЙ ЛЕММИНГ ИЗ МЕЖМОРЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕЙ ПЕЧОРЫ

Б.И.Гуслицер, К.И.Исайчев

В 1974 г. авторами было обнаружено скопление костей мелких млекопитающих в основании толщи межморенных песчаных отложений в обнажении, вытянутом вдоль левого берега Печоры, в 270 м выше д.Акись. Разрез в районе захоронения костных остатков имеет следующее строение (сверху вниз):

- 1) Супесь желтовато-палевая, неслоистая (1,5 м).
- 2) Валунный суглинок (морена; 12 м).
- 3) Толща песков, преимущественно косослоистых, реже горизонтально-слоистых с прослоями, обогащенными окатышами глин и угольной крошкой (16 м).
- 4) Пески средне- и крупнозернистые светло-серые и серые, состоящие из косослоистых серий (от 10 до 95 см), нередко срезанных в верхней части пачками горизонтально- или пологонаклонно-слоистых песков мощностью до 40 см. Косые слои вогнуты, суживаются, сближаются и выполаживаются книзу. В большинстве серий слои круто падают на север, но в отдельных сериях падение в обратном направлении. Пески в косослоистых сериях содержат угольную крошку, окатыши глин (вероятно, ленточных) и редкие зерна гравия, а также кости рыб и мелких млекопитающих - грызунов (1,2 м).
- 5) Песок среднезернистый, серый, косослоистый, в основании с окатышами глин (1,2 м).
- 6) Песок среднезернистый, местами ожелезненный, пологонаклонно-слоистый, ниже переходящий в песок мелкозернистый светло-серый и белесый (2 м).
- 7) Галечник с валунами и гравийным заполнителем. Доминирует обломочный материал осадочных пород. Окатанность различная от средней

до нулевой (0,1-0,2 м).

8) Морена нижняя (до уреза межени Печоры; 10,5 м).

В 330 м выше по течению описанной зачистки обнажена нижняя часть склона берегового обрыва, где над толщей нижней морены и перекрывающих ее галечника и горизонтально-слоистых песков залегает двухметровая пачка слоев, аналогичная по текстурным особенностям и составу горизонту 9. Здесь в линзах косослоистых песков, обогащенных угольной крошкой и окатышами глин, также обнаружено скопление остатков рыб и грызунов - леммингов. Кости содержатся и в лежащем на нижней морене галечнике.

В 1974-1975 гг. нами в местонахождении Анись было собрано около 3000 костей грызунов, в том числе 201 коренной зуб удовлетворительной сохранности. У части зубов обломаны концы отдельных призм, однако это не говорит о длительном переносе материала, так как лишь некоторые экземпляры несут на себе следы слабой окатанности. Скорее всего, частичное разрушение некоторых костей объясняется неблагоприятными условиями захоронения. По коренным зубам определен следующий видовой состав: *Dicrostonyx ex gr. simplicior* Fejfar (155 экз.), *Lemmus cf. sibiricus* (45 экз.), *Microtus* sp. (1 экз.).

Таким образом, фаунистические остатки почти полностью представлены костями копытного (77%) и сибирского (22,4%) леммингов - типичных обитателей тундры и лесотундры, что свидетельствует о суровых климатических условиях времени накопления вмещающей породы. Вполне согласуется с этим выводом и состав палинологических остатков, содержащихся в межморенной песчаной толще (определения Д.А.Дурагиной). В общем составе преобладает пыльца травяно-кустарничковых растений (47%), представленная пыльцой осоковых (46%), полыни и маревых (в сумме 48%), вересковых (5%). Встречено пыльцевое зерно эфедр. В составе древесных (27%) доминируют пыльца карликовой березы (32%), березы секции *Nanae* (21%), ольховника (47%). В составе споровых (26%) содержатся споры зеленых мхов (67%) и сфагнума.

Ниже приводится описание зубов копытного лемминга.

ОТРЯД RODENTIA BOWDICH, 1821

ПОДСЕМЕЙСТВО MICROTINAE COPE, 1821

Род *Dicrostonyx* Geoger, 1841

*Dicrostonyx ex gr. simplicior* Fejfar

Материал.  $M^1$  - 46 экз.,  $M^2$  - 26 экз.,  $M^3$  - 11 экз.,  $M_1$  - 44 экз.,  $M_2$  - 18 экз.,  $M_3$  - 10 экз. Три ветви нижних челюстей с зубами, одна из которых с полным зубным рядом, а также обломок нижней челюсти с  $M_1$  и фрагмент верхней с  $M^2$ .

$M_1$ , рис.1(1-5). Передняя часть параконида различной формы, от слегка выпуклой до вогнутой с обеих (внешней и внутренней) сторон.

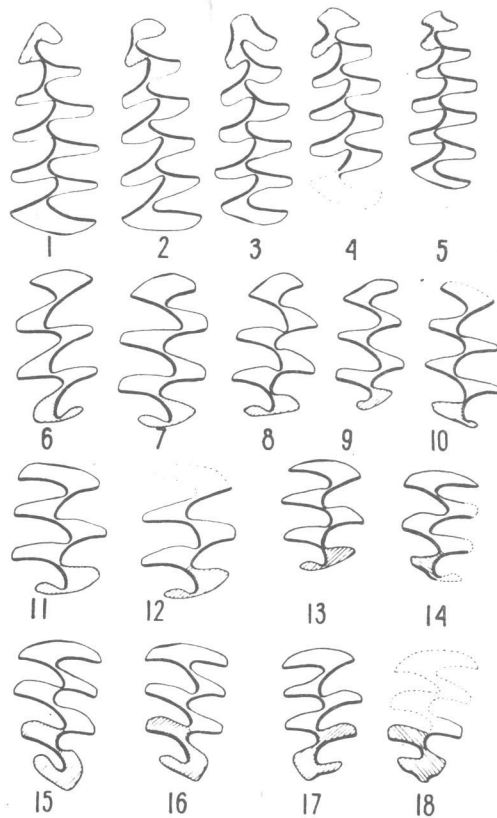


Рис.1. Коренные зубы *Dicystonyx ex gr. simplicior* из местонахождения Акись: 1-5- $M_1^1$ , 6-10- $M_1^1$ , 11-14- $M_2^2$ , 15-18- $M_3^3$ .

и имеют как с внешней, так и с внутренней стороны три входящих и четыре выступающих угла. Задняя стенка предпоследнего кона у всех зубов выпуклая и, как правило, не покрыта эмалью. Лишь у нескольких экземпляров на этой стенке имеется очень тонкая эмаль.

$M_2$ , рис.1 (11-14). Все экземпляры состоят из шести конов и имеют три входящих и четыре выступающих угла на внешней стороне и два входящих и три выступающих на внутренней. Задняя стенка предпослед-

Вогнутость различная: от слегка намеченной до сильной, что приводит к образованию у нескольких экземпляров дополнительно входящего угла. Вследствие этого количество входящих и выходящих углов варьирует. Большинство зубов имеет пять входящих углов на внутренней стороне и четыре на внешней. У части экземпляров по пять входящих углов с обеих сторон. На некоторых экземплярах с внутренней стороны в передней части параконида намечается шестой входящий угол. На параконидах выпуклой формы эмаль очень тонкая или отсутствует, а на параконидах вогнутой формы имеет нормальную толщину.

$M_2$ , рис.2(1-3). Все экземпляры на внутренней стороне и большинство на внешней имеют три входящих угла. У некоторых зубов передний входящий угол на внешней стороне недоразвит, рис.2(1).

$M_3$ , рис.2(4-6). Все экземпляры имеют три входящих угла на внутренней стороне и два на внешней. Стенка передней призмы с внешней стороны от несколько вогнутой формы до прямой.

$M_1^1$ , рис.1(6-10). Все экземпляры состоят из семи конов

леднего кона у всех зубов, за исключением одного, выпуклая. Эмаль на ней или отсутствует или (значительно реже) очень тонкая. Один зуб имеет слегка вогнутую заднюю стенку предпоследнего кона, покрытую нормальной эмалью.

$M_3^3$ , рис.1 (15-18). Зубы состоят из пяти конов, последний из которых в задней части имеет сложное строение. Как на внутренней, так и на внешней стороне каждого экземпляра имеется три входящих и четыре выступающих угла. Внешняя и внутренняя стенки задней части последнего кона у большинства зубов слегка выпуклые или прямые, без эмали или с тонким ее слоем. У остальных экземпляров эти стенки несколько вогнуты внутрь с одной или, как у одного зуба, с обеих сторон и покрыты нормальной эмалью.

Сравнение. По степени сложности для каждой категории зубов можно выделить несколько типов строения (морфотипов), по количественному соотношению которых определяется эволюционный уровень копытного лемминга [1, 2]. Наш материал позволяет для  $M_1^1$  и  $M_2^2$  по форме строения предпоследнего кона выделить соответственно один и два морфотипа, для  $M_3^3$  по форме строения последнего кона три морфотипа и для  $M_1^1$  по форме строения параконида — четыре морфотипа (см.таблицу). Изучение коренных зубов копытного лемминга из разновозрастных отложений показало, что наиболее простой I (архаичный) тип строения преобладает среди зубов из захоронений костных остатков среднего плейстоцена, III — позднего плейстоцена и IV, самый сложный, — среди зубов современных копытных леммингов [1,2].

По своему строению и процентному соотношению морфотипов зубы копытного лемминга из местонахождения у д.Акись наиболее близки зубам из раннемосковского захоронения в обнажении у с.Кишицево [3] и из

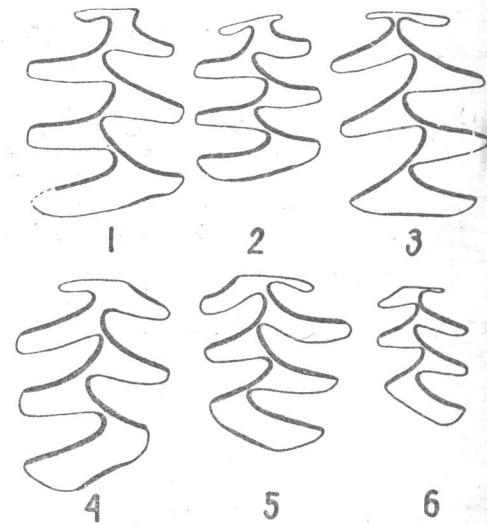

















Рис.2. Коренные зубы *Dicystonyx ex gr. simplicior* из местонахождения Акись: 1-3- $M_2^2$ , 4-6- $M_3^3$ .

МОРФОТИПЫ ЗУБОВ *Dicrostonyx*

Таблица

Местонахождение	Количество материала	M <sub>1</sub>				M <sup>1</sup>				M <sup>2</sup>				M <sup>3</sup>			Количество остатков зубов I архайчного морфотипа в %
																	
		I	II	III	IV	I	II	III	IV	I	II	III	IV	I	II	III	
Кипиево (подморенный горизонт)	115	25	36,1	36,9		80,6	13,9	5,5		65,2	13	21,7		50	30	20	54,8
Акись	95	23,3	33,3	40	3,3	100				95	5			55,6	33,3	11,1	70,5
Лихвин	121	45	32,5	22,5		100				100				72,7	21,2	6	74,4

\* Дано в % от количества зубов каждого порядка

раннеднепровского захоронения в Лихвинском разрезе у г.Чекалин [1,2] \*.

Сравнение показывает, что зубов I (архайчного) морфотипа M<sub>1</sub> в Акиси (23,3%) содержится примерно столько же, сколько и в Кипиево (25%), но значительно меньше, чем в Лихвинском местонахождении (45%). Зубы M<sup>1</sup> в Акиси, как и в Лихвине, на 100% представлены архайчным морфотипом. В Кипиево же зубов этого морфотипа значительно меньше (80%). M<sup>2</sup> архайчного морфотипа в Акиси (95%) несколько меньше, чем в Лихвине (100%), но значительно больше, чем в Кипиево (65,2%). M<sup>3</sup> того же морфотипа в Акиси (55,6%) несколько больше, чем в Кипиево (50%), но гораздо меньше, чем в Лихвинском захоронении (72,7%). В целом общее процентное содержание зубов архайчных морфотипов всех порядковых номеров в Акиси больше, чем в Кипиево, но меньше, чем в Лихвине.

Таким образом, сравнительно-морфологический анализ зубов описываемого копытного лемминга показывает, что этот лемминг по эволюционному уровню занимает промежуточное положение между леммингами из Кипиево и Лихвина. Это позволяет датировать фауну из местонахождения Акись древнее раннемосковского времени, но моложе раннеднепровского возраста.

\* Авторы признательны А.К.Агаджаняну за предоставленную возможность ознакомления с материалом по копытному леммингу из Лихвинского местонахождения.

Принимая во внимание видовой состав собранной фауны и геологические условия залегания костеносного горизонта (непосредственно над нижней мореной), мы определяем возраст костных остатков и вмещающей их толщи межморенных песков позднеднепровским, а располагающуюся под толщей песков нижнюю морену — днепровским временем.

По данным А.С.Лаврова [4], позднеплейстоценовые покровные ледники не проникали в район нижнего отрезка средней Печоры. Следовательно, верхняя морена обнажения у д.Акись, лежащая над костеносным горизонтом, может иметь только московский возраст.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агаджанян А.К. Лемминговые фауны среднего и позднего плейстоцена. — "Бюл. Комиссии по изучению четверт. периода", 1972, № 39, с. 67-81.
2. Агаджанян А.К. Копытные лемминги плейстоцена. — В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Изд-во МГУ, 1973, сб. 5, с. 320-355.
3. Гуслицер Б.И. Возраст валунных суглинков и межморенных отложений в районе с.Кипиево (нижняя Печора) по данным изучения костей грызунов. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1972. Сыктывкар, 1973, с. 71-77. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).
4. Лавров А.С. Позднеплейстоценовые ледниковые покровы Северо-Востока европейской части СССР — "Бюл. Комиссии по изучению четверт. периода", 1974, № 41, с. 48-55.



## КЛИППЕНЫ НА ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ СЕВЕРНОГО УРАЛА

В.В.Юдин

Детальные геологические работы на западном склоне Южного и Среднего Урала с применением геофизики и бурения позволили ряду исследователей прийти к выводу о шарьяжной природе развитых здесь дислокаций [2]. В связи с этим довольно высоко были оценены перспективы нефтегазоносности глубоких недр этой территории. В это же время морфология структур западного склона Северного Урала вследствие относительно слабой геолого-геофизической изученности освещена в литературе в самом общем виде и часто противоречиво. В результате может создаться впечатление, что передовые структуры Северного Урала имеют более простое строение, чем Среднего и Южного. В частности, об одном из признаков наличия шарьяжей - тектонических останцах и клиппенах - не было никаких данных. Только в последние годы появилось предположение о существовании здесь останца тектонического покрова Малопечорской структурно-формационной зоны [3,4]. Мелкие клиппены на территории Северного Урала не были известны. Наши исследования позволили не только обнаружить эти интересные структуры, но и выяснить, что они характерны для определенных участков района. Таковыми являются полоса вдоль надвига, отделяющего Западную структурную зону Урала от Верхнепечорской впадины Предуральяского краевого прогиба, западная периферия Малопечорской структурно-формационной зоны, сама Малопечорская зона и, предположительно, полоса вдоль надвига, разделяющего Западную и Центральную подзоны Западной структурной зоны Урала (рис.1).

В первом случае клиппены обнаружены в двух участках. Усть-Исперядские клиппены расположены на правом и левом берегу р.Ильича в районе устья р.Исперядью. В плане они представляют собой два изометричных тела размерами 1,5x1 и 2x1,5 км (рис.2). Северный из них сложен биогермными известняками ассельского и сакмарского ярусов. В

строении южного клиппена принимают участие известняки от среднего карбона до нижней перми. Оба клиппа залегают на песчаниках и алевролитах артинского яруса. Вследствие различия литологического состава аллохтона и автохтона клиппены четко выражены в виде положительных форм рельефа и хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках. Наиболее представительные разрезы расположены на руч.Шарьёль, который пересекает южный клиппен. Структура самого клиппена представляет собой восточное крыло опрокинутой на запад лежащей антиклинали с почти полностью сорванным западным крылом (рис.2). В западной части структуры изучения фораминифер (определения З.П.Михайловой) установлено опрокинутое залегание известняков верхнего карбона на известняки ассельского яруса. Складчатая структура клиппенов разбита небольшими взбросами и сбросами. Последние имеют характер сколов почти без зон дробления. Тектонический контакт клиппенов с автохтоном обнажается фрагментарно на р.Шарьёль и в нижнем течении р.Исперядью. Так в 2 км выше устья р.Шарьёль вблизи русла фиксируются интенсивно дислоцированные артинские алевролиты и песчаники, тогда как высокие склоны левого берега реки сложены субгоризонтально залегающими известняками ассельского яруса и верхнего карбона. Такие взаимоотношения пород на этом участке отмечались еще В.А.Варсанюфьевой [1], но ее предположение о наличии здесь тектонического окна в дальнейшем было забыто. На правом берегу в приустье-

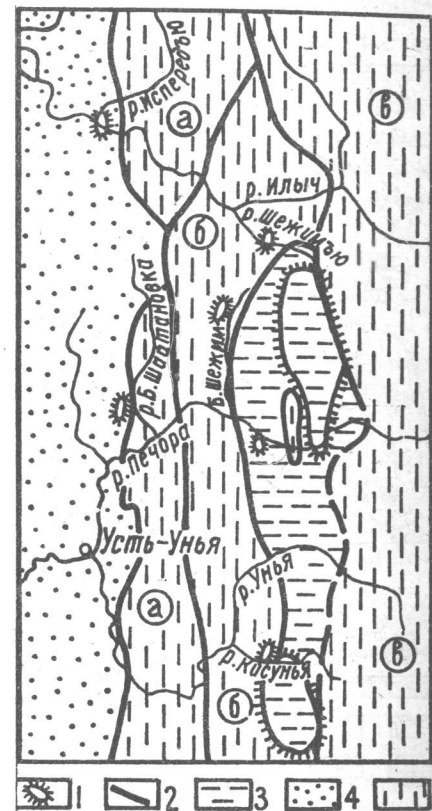


Рис.1. Схема расположения клиппенов на западном склоне Северного Урала.

1 - клиппены (мелкие показаны вне масштаба); 2 - крупные надвиги, разделяющие зоны и подзоны; 3 - останец Малопечорской структурно-формационной зоны; 4 - Верхнепечорская впадина Предуральяского краевого прогиба; 5 - Елецкая структурно-формационная зона, а-б - подзоны: а - Западная, б - Центральная, в - Восточная.

вой части руч. Шарьель также обнажается интенсивно смятая толща артинского возраста. Учитывая опрокидывание мелких складок волочения к западу, встреченные здесь небольшие нарушения типа пологих сбросов, падающих на запад под углом 20–40°, следует считать ныряющими надвигами. На основании углов падения этих нарушений можно судить о падении сместителя в восточной части клиппенов. В целом же поверхность сместителя под ними, видимо, расположена субгоризонтально.

В 60 км южнее Усть-Испередских клиппенов, на р. Матюшкиной (Большой Рассохе (правый приток р. Б. Шайтановки), к западу от выходов средневизейских известняков на протяжении 500 м расположены элювиальные высыпки артинских песчаников и известняковых алевролитов. Западнее обнажаются как таклазированные верхневизейские известняки и доломиты, а затем вновь выходят нижнепермские отложения. Учитывая общее геологическое строение участка, вышеописанные взаимоотношения можно интерпретировать как клиппен, сложенный верхневизейскими известняками, в поле развития нижнепермских отложений. К сожалению, плохая обнаженность не позволяет сделать более конкретных выводов. Предполагаемые размеры клиппена 0,5х3 км. Аналогичные структуры, видимо, можно обнаружить в 20 км южнее, в районе нижнего течения р. Утлан.

Клиппены вдоль западной периферии Малопечорской зоны характеризуются тем, что все они сложены преимущественно сланцевыми отложениями лемвинского типа, а автохтон повсеместно представлен карбонатны-

ми породами елецкого типа. Так в нижнем течении крупного правого притока р. Кисуньи обнаружены два клиппена (на рис. 1 они показаны общенно как один). Они сложены кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, содержащими конодонты фаменского века (определения В. Н. Пучкова), и расположены в поле верхнедевонских (?) известняков елецкого типа. Они хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках по более темному фототону и положительному рельефу. Тектонический контакт в их подошве наблюдается в небольшом обнажении и представляет собой субгоризонтальную зону милонитизации. Размеры клиппенов 0,5х0,5 и 0,7х1 км.

Севернее, на небольшом правом притоке р. Б. Шожим в 17 км к северу от устья в поле известняков нижнего и среднего карбона обнаружены коренные выходы и вывалы полимиктовых песчаников, сланцев и гравелитов верхневизейского возраста в фациях лемвинского типа (возраст пород установлен по определениям фораминифер В. А. Чермных и З. П. Михайловой). По характеру взаимоотношения структур, сложенных этими отложениями, здесь также может иметь место клиппен, контуры которого трудно определить из-за плохой обнаженности. Примерные размеры его 1х3 км. Останец приурочен к ядру Дубровно-Шожимской синклинали, что, видимо, свидетельствует о совместном смятии пластины, образовавшей клиппен, и отложений елецкой зоны.

Плохая обнаженность на западном склоне Северного Урала часто не позволяет выявить геологическое строение отдельных сложнопостроенных районов, где, видимо, также имеют место клиппены. К таким участкам относится в первую очередь Малопечорская зона. Выше упоминалось предположение В. Н. Пучкова [3, 4] о том, что она представляет собой гигантский останец покрова размерами 20х100 км. Наши исследования западного и северного ограничений зоны свидетельствуют в пользу этого предположения. Кроме того, в самой зоне существуют структуры, которые могут интерпретироваться как клиппены. Например, в южной и северной частях Малопечорской зоны, в поле развития средне-верхнепалеозойских отложений, независимо от структуры последних, расположены остатки аллохтонов, сложенные нижнеордовикскими отложениями. Приблизительные размеры этих структур 2х8 и 4х12 км.

Существование клиппенов можно предполагать и вдоль регионально-го надвига, разделяющего Западную и Центральную подзоны Западной структурной зоны Урала. Здесь встречаются участки с весьма сложным строением, детали которых трудно объяснить обычными складчатыми структурами. К таким участкам относятся районы выше устья р. Горелой на Унье, в нижнем течении р. Ыджид Аныя, в бассейне р. Илыч и другие.

Таким образом, клиппены на западном склоне Северного Урала являются не исключительными, а характерными геологическими телами. Трудность их обнаружения связана в первую очередь с плохой обнаженностью территории и относительно слабой ее изученностью. Наличие

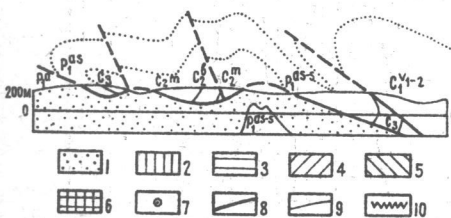
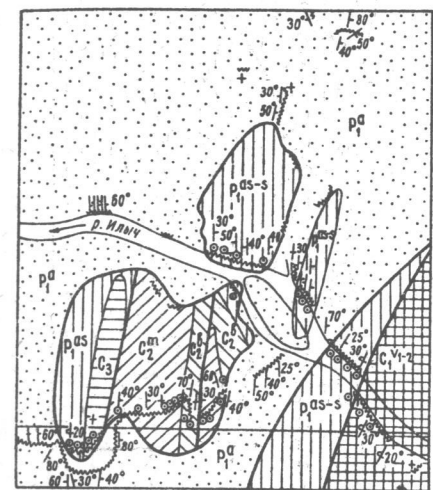


Рис. 2. Геологическая карта Усть-Испередских клиппенов.

1 — песчаники, алевролиты; 2–6 — известняки; 2 — биогермные полидетритовые, 3 — массивные водорослевые, 4 — водорослевые с конкрециями кремней, 5 — с конкрециями кремней и прослоями известняковой брекчии, 6 — темно-серые с редкими конкрециями кремней; 7 — местонахождение определенной фауны; 8 — тектонические контакты; 9 — геологические границы; 10 — обнажения.

клиппенов на западном склоне Северного Урала является одним из существенных подтверждений шарьяжного строения этой территории, которая по сложности не уступает строению западного склона Среднего и Южного Урала.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Варсанюфьева В.А. Геологическое строение территории Печорско-Ильчского государственного заповедника. — "Труды Печорско-Ильчского гос.заповедника". М., 1940, вып.1, с.5-214.
2. Камалетдинов М.А. Покровные структуры Урала. М., "Наука", 1974. 229 с.
3. Пучков В.Н. Лемвинская зона Полярного Урала и ее гомологи. — В кн.: Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления. М., "Наука", 1975, с.196-202.
4. Пучков В.Н. Основные черты стратиграфии и тектоники палеозоя лемвинского типа в бассейне Верхней Печоры. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1972. Сыктывкар, 1973, с.9-15. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

ЕЖЕГОДНИК — 1975

Института геологии Коми филиала АН СССР

#### ПЕТРОГРАФИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, КРИСТАЛЛОГРАФИЯ

#### ЮРМЭНЕКСКИЙ ГАББРО-ГРАНИТНЫЙ КОМПЛЕКС ПОЛЯРНОГО УРАЛА

В.Н.Охотников, Т.А.Фомиченко, Е.И.Бевз

Среди разнообразных интрузий на восточном склоне Полярного Урала были известны жильные тела биотитовых калиевых гранитов. Различными исследователями они рассматривались либо как фациальная разновидность раннеордовикских гранитов полярно-уральского латерального ряда комплексов, либо как поздние дифференциаты средне-позднедевонских интрузий янганапэйского комплекса. В последние годы исследованиями в бассейнах рр. Лонгот-Юган и Юнь-Яха установлено широкое распространение калиевых гранитов. Они образуют штоки и небольшие массивы размером до 1-2 км<sup>2</sup>, преимущественно сосредоточенные на площади Малоуральской структурно-формационной зоны, которая является северным продолжением Тагило-Магнитогорского прогиба. С этими гранитами выявлена связь гранат-пироксеновых скарнов с магнетитом и мелких железорудных месторождений в истоках р. Юнь-Яха.

Изучение ряда конкретных интрузий в этом районе свидетельствует о том, что калиевые граниты тесно ассоциировали во времени и в пространстве с небольшими телами габбро-норитов и аляскитовых гранитов, а также с широко развитыми гибридными диоритами. Перечисленные горные породы образуют естественную ассоциацию, распространенную в области развития силурийско-нижнедевонских эффузивов основного состава. Реже проявления ее наблюдаются среди доордовикских измененных вулканогенных и терригенных отложений няровейской и орагской свит, а также среди ордовикских метасоматических габбро харампэйско-масловского комплекса.

Наиболее полно эта ассоциация представлена в окрестностях горы



Юр-Мэнеку. Ранними ее проявлениями являются габбро-нориты (табл.1), в которых встречаются ксенолиты мелкозернистых габбро, по-видимому, принадлежащих янганапэйскому комплексу. Габбро-нориты характеризуются переменным составом и такситовым строением. Наиболее часто они состоят из зонального плагиоклаза (70%) и из пироксена (25%), представленного гиперстеном ( $2V_{Ng} = 45^\circ$ ;  $\angle c : Ng = 0-6^\circ$ ) и авгитом ( $2V_{Ng} = 70^\circ$ ;  $\angle c : Ng = 45^\circ$ ). Обычно присутствуют биотит (1-2%), магнетит (3-5%), апатит и уралитовая роговая обманка. В меланократовых разновидностях увеличено (до 40%) количество пироксена. Структура и сложение горных пород меняются в одной и той же интрузии от габбровой в среднезернистых до офитовой и порфиroidной в мелкозернистых габбро-норитах, развитых вдоль эндоконтактов.

Габбро-нориты прорваны гранитами, секущие тела которых содержат многочисленные обломки измененных габбро-норитов и в ряде случаев представлены зонами интрузивных брекчий мощностью от 8-10 до 50-70 м. В пространстве они совпадают с крупными региональными разломами, связь с которыми свидетельствует о том, что как габбро-нориты, так и граниты внедрялись вдоль одних и тех же дизъюнктивных структур глубокого заложения. Этим объясняется их тесное сообщество в пространстве, а также характерное для района залегание гранитов внутри интрузий габбро-норитов.

Для гранитов типичны гранитовая и порфиroidная структуры и такситовое средне- и крупнозернистое сложение. В составе их присутствуют (в %): кварц 15-20, плагиоклаз 30-35, микроклин 40-45, биотит - 3-5, магнетит, сфен, циркон, апатит и ортит. Характерно развитие зонального плагиоклаза, который во внутренних зонах зерен представлен олигоклазом № 28, во внешних - олигоклазом № 22-23. Микроклин перлитизирован и изредка пертитизирован. В отличие от многих гранитов Полярного Урала кварц здесь редко катаклазирован.

В эндоконтактах интрузий гранитов на ширине от 5 до 30 м развиты мелкозернистые, нередко порфиroidные гибридные адамеллиты, гранодиориты и диориты (табл.2). В составе их существенное значение (1-5%) приобретает обыкновенная роговая обманка и увеличена роль зонального плагиоклаза (до 50-60%), в котором от ядер зерен к периферии количество аортитовой молекулы уменьшается от 28 до 8% и затем повышается до 18%. В среднем течении р.Юнь-Яхи диориты имеют крупнозернистое сложение, однородный состав, удалены от гранитов и столь широко распространены, что, возможно, являются производными самостоятельной интрузивной фазы.

В экзоконтактах гранитов, как в полях развития габбро-норитов, так и силурийско-нижнедевонских порфиритов наблюдаются мелкозернистые плотные темно-серые метасоматические кварцевые диориты и габбро-диориты, сложенные преимущественно амфиболом, изометричными зернами

Таблица 1

Сравнительная характеристика юрмэнского и магнитогорского габбро-гранитных комплексов

Комплексы	Состав комплексов	Геологический возраст	Абсолютный возраст, в млн.лет*	Формы залегания интрузивных тел	Структурная позиция	Состав ассоциирующего оруденения
Юрмэнский	Габбро-нориты, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, граниты, аляскитовые граниты	D3 - C1	375 - 360  365 - 330	Штоки, мелкие массивы, крутые и пологопадающие линзовидные тела	Малоуральская зона (северная часть Тагило-Магнитогорского прогиба). Периферия долгоживущих поднятий, периклинали поперечных антиклиналей долины лурийского заложения	Скарновые магнетитовые руды с сульфидами
Магнитогорский, по Г.Б. Фершта-теру [3,4]	Габбро-нориты. Кварцевые диориты, гранодиориты, граниты, граносениты	D3 - C1	370 - 354  360 - 335	Штокообразные и пластовые тела	Тагило-магнитогорский прогиб. Ядра брахиантиклинальных структур	Титаномагнетиты. Скарновые магнетитовые руды с сульфидами.

\* Определения абсолютного возраста горных пород юрмэнского комплекса получены двумя методами: калий-аргоновым и сравнительной дисперсии дуплетомления.

Таблица 2

Химический состав горных пород юрмэнского комплекса (в вес.%)

Название породы	Номера проб	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sub>-</sub>	H <sub>2</sub> O <sub>+</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	Сумма
Граниты легкомолдавые	755д	75,52	0,13	12,25	0,34	1,41	0,03	0,35	1,22	2,97	5,05	0,10	0,07	0,01	0,07	99,52
	949б	74,50	0,30	12,27	2,19	0,86	0,04	0,07	0,86	3,32	5,18	0,08	0,31	0,03	не обн.	100,01
	1295	74,40	0,20	12,61	0,79	0,72	0,01	0,51	2,28	3,50	4,14	0,04	0,39	0,23	не обн.	99,82
Граниты аляскинские	758	74,06	0,25	12,49	1,47	1,49	0,03	0,35	1,89	3,50	2,88	0,26	0,19	0,11	не обн.	99,23
	755	73,94	0,11	13,56	1,25	1,38	0,02	0,36	1,34	3,54	4,34	0,06	0,27	0,06	0,12	100,35
	1265	73,56	0,10	13,10	0,88	0,53	0,01	0,19	2,43	3,24	5,40	0,10	0,43	0,21	не обн.	100,18
	1285а	73,06	0,30	13,71	0,84	0,92	0,02	0,43	1,27	3,32	5,16	-	0,34	0,14	0,08	99,59
	756	72,38	0,32	13,73	0,55	2,44	0,07	0,77	1,92	3,73	3,44	0,12	0,32	0,05	0,09	99,93
Граниты	939	70,66	0,50	14,30	1,53	1,72	0,05	0,54	1,89	3,53	4,50	0,02	0,79	0,09	не обн.	100,12
	947г	69,72	0,40	15,50	1,61	1,29	0,05	0,62	2,07	3,53	4,47	0,36	0,26	0,09	не обн.	99,91
	1293	69,46	0,45	15,11	1,23	1,26	0,04	0,87	1,86	3,45	5,36	0,18	0,48	0,10	0,08	99,59
Гранодиориты	755а	67,20	0,55	12,95	2,40	3,78	0,08	2,56	4,15	3,09	2,44	0,16	0,69	0,08	0,21	100,34
	1412	60,12	0,80	16,75	4,37	4,28	0,15	2,38	5,48	3,53	1,36	0,20	0,72	0,15	0,25	100,54
Диориты	1299	59,78	0,66	17,34	1,70	5,78	0,15	3,25	7,05	3,55	0,65	0,22	0,42	0,09	0,03	100,67
	761	57,86	0,59	20,45	0,64	4,12	0,14	2,03	5,77	4,75	1,84	0,22	0,78	0,21	0,10	99,50
	949в	54,62	0,90	16,31	4,31	5,22	0,16	4,86	8,27	2,70	1,23	0,32	1,12	0,21	0,20	100,43
Габбро и габбро-нориты	1417	50,74	1,43	17,92	2,79	8,10	0,10	3,96	9,12	3,01	0,90	0,26	1,07	0,41	0,08	99,89
	1298	50,32	1,04	19,44	4,08	6,58	0,27	3,79	8,97	3,72	0,59	0,26	0,57	0,32	0,12	100,08
	1289	49,24	0,96	19,43	3,67	5,79	0,18	5,19	9,28	3,55	0,82	0,30	1,07	0,20	0,02	99,70

олигоклаз-андезина и реже кварца. Среди них сохранились реликты габбро-норитов и диабазовых порфиритов, в которых установлено замещение пироксена уралитовой роговой обманкой и развитие по лабрадору мелкозернистых агрегатов кислого плагиоклаза. Эти изменения в габбро-норитах сопровождались обособлениями магнетита, количество которого в них достигает 20%, а среди эффузивных пород наблюдаются гранат-пироксеновые скарны с магнетитом.

К числу наиболее поздних образований относятся аляскинские граниты. Сложенные ими мелкие штоки и жильные тела пересекают биотитовые граниты, которые заметно ороговикованы вдоль контактов и насыщены мелкой вкрапленностью сульфидов. В составе аляскинских гранитов до 50-60% микроклина, в равных количествах присутствуют кварц и олигоклаз № 20; ограниченно развиты биотит, сфен, циркон и ортит. Жильные тела представлены чаще аляскинскими гранит-порфирами.

Перечисленные магматические проявления сближены во времени (табл.1), и связаны единством структурной приуроченности и общностью условий образования. Они составляют гомодромную серию, выделенную в юрмэнский комплекс, члены которого последовательно сменяют друг друга. Для них типичны: малые размеры тел, средне- и мелкозернистое сложение, такситовое строение и присутствие зонального плагиоклаза, что в общем определяет принадлежность их к гипабиссальным интрузивам. Об этом же свидетельствует содержание кремнекислоты в гранитах (табл.3), количество которой не превышает 74% и соответствует по данным Д.С.Штейнберга и Г.Б.Ферштатера [5] некотектическим гипабиссальным гранитам Урала.

По своему составу, форме тел и условиям формирования юрмэнский комплекс относится к типичным орогенным формациям [1]. Судя по абсолютному возрасту горных пород, становление его приходилось на границу верхнего девона и нижнего карбона и совпадало с эпохой интенсивного проявления восходящих движений на Полярном Урале, положивших начало замыканию герцинской геосинклинали [2].

Важными особенностями юрмэнского комплекса являются пестрота состава и многофазовость. По этим признакам, возрасту, принадлежности к гипабиссальным образованиям и занимаемой позиции в общей структуре Урала он является аналогом магнитогорского комплекса Южного Урала (табл.2). Сходны также петрографические и химические характеристики главных типов горных пород, составляющих эти комплексы (табл.3), и состав ассоциирующего с ними оруденения. Однако на Южном Урале в генетической связи с интрузивами магнитогорского комплекса известны крупные месторождения железных руд [3]. На Полярном Урале ведущая роль в формировании скоплений скарново-магнетитовых руд до настоящего времени отводилась средне-позднедевонским интрузивам диоритов и плагиогранитов янганапэйского комплекса. Мелким позд-

Таблица 3

Средний состав главных типов горных пород габбро-гранитных комплексов

Комплекс	Горная порода	Число проб	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	п.п.п.
Юрменекский	Габброиды	3	50,10	1,14	18,93	3,51	6,82	0,18	4,31	9,12	3,43	0,77	0,31	1,24
		10	72,51	0,29	13,17	1,21	1,28	0,03	0,51	1,86	3,42	4,41	0,11	0,57
Магнитогорский, по Г.Б. Ферштатеру [3,4]	Габброиды	6	47,8	0,53	17,5	3,6	4,3	0,1	8,0	11,2	2,3	1,2		2,5
		6	71,56	0,42	13,77	1,63	1,96	0,07	0,52	1,67	4,36	3,68		0,5
	Граниты													

ним проявлениям калиевых гранитов не придавалось значения.

Установленное широкое развитие калиевых гранитов в бассейнах рр. Щучьей и Лонгот-Юган, их тесная связь с габбро-норитами, диоритами и аляскитовыми гранитами свидетельствует о том, что верхнедевонско-нижнекаменноугольный интрузивный магматизм, подобно районам Южного Урала, имел на Полярном Урале самостоятельное развитие. Проявления его сходны с продуктивными интрузиями магнитогорского комплекса, что является надежным критерием для поисков в этих районах крупных скоплений железных руд.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., "Недра", 1964, 387 с.
2. Охотников В.Н. Геология рудных образований Полярного Урала. Л., "Наука", 1975. 174 с.
3. Ферштатер Г.Б. Магнитогорская габбро-гранитная интрузия. Свердловск, 1966. 144 с.
4. Ферштатер Г.Б. Новые данные о строении Магнитогорской габбро-гранитной серии. - Ежегодник - 1974. Свердловск, 1975, с. 45-47. (Ин-т геологии и геохимии Уральск. науч. центра АН СССР).
5. Штейнберг Д.С., Ферштатер Г.Б. Особенности химического состава гранитов вулканических и плутонических ассоциаций. - "ДАН СССР", т.182, № 4, 1968, с.918-921.



ПЕТРОХИМИЯ И ФОРМАЦИОННАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ  
ГЕРЦИНСКОГО МАГМАТИЗМА СРЕДНЕГО И ЮЖНОГО ТИМАНА

Л.Т.Белякова, С.В.Прибышня, В.И.Степаненко

Проявления герцинского магматизма на Тимане представлены трапповой формацией нижнефранского возраста. Разрез нижнефранских отложений чрезвычайно изменчив — отмечается чередование базальтовых покровов, туфов, туффитов и осадочных пород.

На Среднем Тимане В.П.Пономаревым и М.И.Осадчуком выделяются два покрова базальтов и разделяющие их пачки туфов и осадочных пород. Однако бурением, проводившимся в последние годы на обрамлении Четласского Камня, в районах Ямозера и верховьев р.Цильмы, вскрывается, как правило, один покров базальтов, что привело к отрицанию двухпокровного строения вулканогенной пачки и к представлениям о единой фазе вулканических излияний на Среднем Тимане.

В целях корреляции различных покровов проведено статистическое изучение базальтов по программе СОГД-2 и "Альтернатива" с использованием 566 полных химических анализов. Парное сравнение выборок базальтов различных районов по породообразующим окислам, для которых с наибольшим успехом может быть использована модель нормального распределения, показало следующее:

1) Существенная разница, достоверная для средних содержаний  $SiO_2$  и  $MgO$  с ошибкой не более 0,1% и для  $TiO_2$  и  $Al_2O_3$  с ошибкой не более 5%, установлена между базальтами Валсовского покрова и базальтами Ворыквинского района.

2) Существенно различаются средними содержаниями  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$  и  $MgO$  (в пределах 99,9%-го доверительного уровня) и средними содержаниями  $SiO_2$  с ошибкой не более 1% базальты Валсовского покрова и долериты р.Верхней Валсы.

3) Базальты Ворыквинского района и верховьев Мезени отличаются средними содержаниями  $TiO_2$  в пределах 99,9%-го доверительного

уровня. По содержаниям  $SiO_2$  и  $MgO$  разница несущественна обусловлена случайными причинами.

4) Несущественная разница установлена при сравнении долеритов Верхней Валсы и базальтов Ворыквинского района по средним содержаниям  $TiO_2$

Следовательно, по окислам, взятым за основу классификации магматических пород ( $SiO_2$  и  $MgO$ ), наиболее четкие различия существуют между базальтами Валсовского покрова, с одной стороны, и базальтами Ворыквинского района и долеритами р.Верхней Валсы — с другой. Это подтверждает точку зрения В.П.Пономарева, выделявшего на р.Верхней Валсе два базальтовых покрова, и позволяет проводить сопоставление нижнего покрова Валсовского района с базальтами Ворыквы.

Для подтверждения полученных различий между группами и классификации единичных анализов территориально разобщенных выходов базальтов использован метод линейной дискриминантной функции по программе "Альтернатива". Как эталонные классы для разделения методом линейной дискриминантной функции использованы в одном случае долериты нижнего покрова р.Верхней Валсы и базальты Верхнего Валсовского покрова, в другом — базальты Валсовского покрова и Ворыквинского района. Породы первых двух комплексов резко различаются по совокупности петрохимических признаков и разделяются линейной дискриминантной функцией  $D/x' = -1,825 SiO_2 + 29,694 TiO_2 - 8,974 Al_2O_3 - 5,431 Fe_2O_3 - 1,527 FeO - 11,305 MgO - 3,330 CaO + 0,697 Na_2O - 9,902 K_2O; F'_0 = -307,151$ .

Резкие различия сравниваемых групп по совокупности петрохимических данных иллюстрирует график распределения значений дискриминантной функции (рис.1), на котором зона перекрытия отсутствует. Вычисление толерантных пределов с вероятностью  $v = 0,99$  для попадания внутри их доли совокупности по меньшей  $P = 0,95$  определяет для базальтов Валсовского покрова  $D/x \pm K_s D/x = 296,0 \pm 6,1$ , т.е. в интервале значений  $D/x / 289,9 - 328,5$ . Как видим, области перекрытия при использовании этих эталонов нет и классификация базальтов может производиться по единичным образцам.

Породы эталонных классов, объединяющих базальты Валсовского покрова и базальты Ворыквинского района, резко различаются по совокупности петрохимических признаков и разделяются линейной дискриминантной функцией  $D/x'' = 1,508 SiO_2 + 11,806 TiO_2 + 3,793 Al_2O_3 + 1,092 Fe_2O_3 + 0,394 FeO + 6,309 MgO + 2,431 CaO - 2,947 Na_2O + 5,248 K_2O; F''_0 = 214,422$ . Область возможного перекрытия значений  $D/x'$  невелика и включает значения  $D/x'$  от 208 до 216. Вычисленные толерантные пределы с вероятностью  $v = 0,99$  для попадания внутри их доли совокупности не меньшей  $P = 0,95$  определяются для базальтов Валсовского покрова  $209,8 \pm 3,1$ , для базальтов Ворык-

винского района  $219,3 \pm 5,3$ . Используя толерантные пределы от 206,7 до 212,9 для первой группы и от 214 до 224,6 — для другой, можно классифицировать вулканические образования по результатам одного анализа, так как области перекрытия в этом случае нет.

Таким образом, в результате классификации базальтов Среднего и Южного Тимана по методу линейной дискриминантной функции отчетливо выделяются две группы, отличающиеся по комплексу петрохимических признаков: 1) базальты рр.Ворыквы и Верхней Мезени, долериты р.Верхней Валсы, покровы, дайки и экструзии р.Пижмы, базальты и диабазы Южного Тимана; 2) базальты Валсовского покрова (рр.Каменная, Лиственичная, Верхняя Валса, Номбур, Мутная, Цильма, Нижняя Сенка), дайки рр.Цильмы и Рудянки. Среди базальтов первой группы выделяются слабо различающиеся представители разных потоков, принадлежащих одной вулканической фазе.

Проведенные исследования показали закономерное изменение средних составов эффузивов, начиная от пикритовых базальтов нижнего покрова Ворыквинского района до миндалекаменных базальтов Валсовского покрова. Принимая во внимание ведущую роль щелочей и магния при формировании трапповых расплавов на глубине и геологическую позицию отдельных комплексов, нами выделяются две фазы магматических излияний.

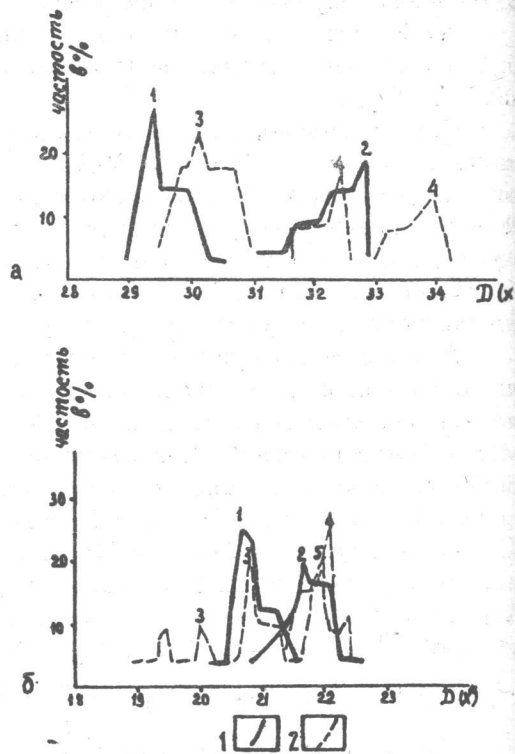


Рис.1. Распределение значений дискриминантной функции.  
 а -  $D(x)'/F_0' = -307,15$ . Эталонные группы: 1 — базальты верхнего Валсовского покрова, 2 — долериты нижнего покрова р.Верхней Валсы. Объекты распознавания: 3 — базальты Верхне-Мезенского участка, 4 — базальты Ворыквинского участка. б -  $D(x)''/F_0'' = 214,422$ . Эталонные группы: 1 — базальты Валсовского покрова, 2 — базальты Ворыквинского района. Объекты распознавания: 3 — базальты Мутной, Нижней Сенки, Цильмы, 4 — долериты р.Верхней Валсы, 5 — базальты Левкинского участка.

Первая фаза объединяет базальты и долериты рр.Ворыквы, Верхней Мезени, Верхней Валсы, верховьев Мезенской и Печорской Пижмы и Южного Тимана. Во вторую фазу формируется Валсовский покров базальтов.

Анализ щелочности и кремнекислотности базальтов Среднего и Южного Тимана в общем плане показывает, что они образуют естественную гомодромную серию с увеличением общей щелочности и кислотностью снизу вверх. Принимая щелочность и кислотность как независимые параметры, следует отметить, что внутри каждой петрохимической группы, отвечающей фазе, намечается антидромная тенденция, т.е. возрастание щелочности сопровождается уменьшением кремнекислотности пород. Для Четласской петрохимической группы наряду с общим повышением щелочности характерно увеличение отношения калия к сумме щелочей, для Валсовской группы наблюдается увеличение удельного веса натрия.

Направление и характер дифференциации траппов Тимана показаны на треугольной диаграмме  $MgO - (Fe_2O_3 + FeO) - (Na_2O + K_2O)$  (рис.2). Первая стадия процесса дифференциации, выделяющаяся по скоплению точек в правой части диаграммы, отражает постепенное повышение роли железа. Второй этап кристаллизации отражен в увеличении щелочности при в общем постоянных суммарных содержаниях железа. Крайние дифференциаты — постмагматические фельдшпатоциты занимают место в левой части диаграммы в зоне максимума щелочей. Направление дифференциации базальтов Тимана совпадает с долеритами Карру.

На диаграмме Харкера (рис. 5), отражающей соотношение суммы щелочей и кремнезема для основных групп базальтов (толейитовых, восокоглиноземистых и щелочных), абсолютное большинство базальтов Тимана попадает в поле толейитов Курильских островов и Малого Кавказа, по С.М.Кравченко [2].

Для сравнения с траппами Сибири составы базальтов Тимана

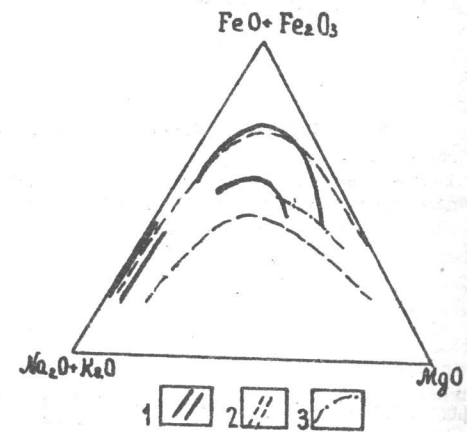


Рис.2. Тройная диаграмма направления дифференциаций. 1 — трапповая формация Тимана, 2 — долериты Карру, 3 — толейитовая серия по Осборну.

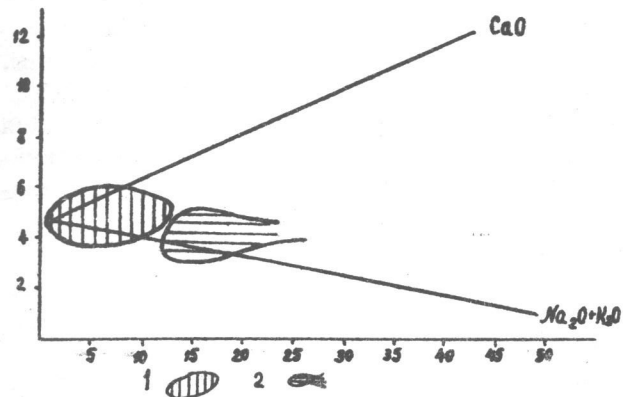


Рис.3. Диаграмма Куно для базальтов Среднего Тимана.  
1-2 — поле пересечения вариационных кривых: 1 — для толейитовых серий, 2 — для известково-щелочных серий.

нанесены на диаграмму Куно (рис.3). На диаграмме видно, что базальты Тимана являются производными толейитовой магмы. Точка пересечения располагается в пределах единицы коэффициента застывания, совпадая с положением точки пересечения для интрузий Курейского района, по Л.И.Кравцову [1].

Типичные для группы базальтов отношения титана к магнезию зафиксированы на диаграмме  $TiO_2 - MgO$  (рис.4), предложенной Д.С.Штейнбергом [4]. Базальты Тимана, имеющие вариации содержаний  $TiO_2$  от 1,5 до 2, образуют поле, совпадающее с направлением вариационной линии  $TiO_2 - MgO$  долеритов Карру и не попадают в поле щелочных оливиновых базальтов [4].

На диаграмме А.Н.Заварицкого точки средних базальтов Тимана совпадают с фигуративными точками средних траптов Сибирской платформы, долеритов Карру, траптов Декана и Таймыра.

Следовательно, по основным показателям, определяющим формационную принадлежность базальтоидов, базальты Тимана относятся к толейитам. Повышенные содержания калия отмечаются только в миндалекаменных базальтах Ворыквинского района, в метасоматитах и гипергенно измененных базальтах. Существенно натриевый состав базальтов Валсовского покрова и Северного Тимана, формирующихся в подрудных условиях, ни в коей мере не является признаком океанического происхождения.

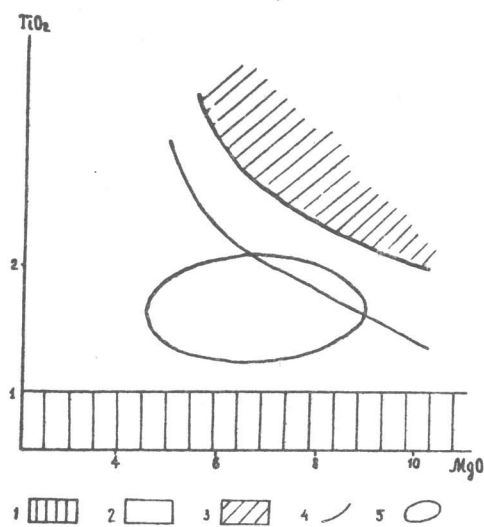


Рис.4. Содержания магния и титана в эффузивах по Д.С.Штейнбергу.  
1 — поле известково-щелочной порфиритовой серии, 2 — поле известково-щелочных базальтоидов и толейитов, 3 — поле щелочной оливин-базальтовой серии, 4 — вариационная линия долеритов Карру, 5 — 95%-ый эллипс содержаний в базальтах Среднего Тимана.

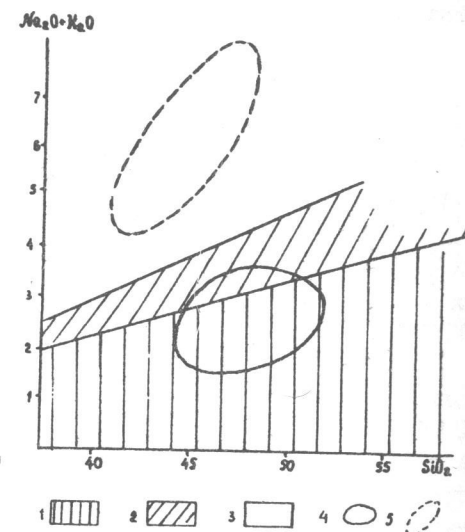


Рис.5. Диаграмма Харкера  $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$  для базальтов Среднего Тимана.  
1 — поле толейитовых базальтов, 2 — поле высокоглиноземистых базальтов; 3 — поле щелочных базальтов; 4 — область скопления точек, характеризующих базальты Среднего Тимана; 5 — область скопления точек, характеризующих гипергенно измененные базальты Среднего Тимана.

Следы континентального выветривания, установленные в кровле базальтовых покровов, остатки обугленной древесины в базальтах и континентальный характер межбазальтовых отложений исключает океанические условия излияний. Еще менее вероятно существование так называемого Восточно-Тиманского рифта, выделенного В.Г.Черным в последних работах, и сопоставление его с Днепровско-Донецким рифтом, вулканические формы которого по данным З.М.Ляшкевич [3] представлены



принципиально иным типом щелочных магм, дифференцированных от оливиновых базальтов к трахитовым порфирам с участием нефелинитов, лейцититов, авгититов.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Кравцов Л.И. Закономерности эволюции траппового магматизма Курейского района. — В кн.: Геология и петрография интрузивных траппов Сибирской платформы. М., "Наука", 1966, с.43–65.

2. Кравченко С.М. К геохимии дифференцированных базальтоидных серий. — В кн.: Петрология и металлогения базитов. М., "Наука", 1973, с. 78–89.

3. Ляшкевич З.М. Вулканические породы Днепровско-Донецкой впадины — образования древней рифтовой зоны. — "ДАН СССР", 1974, т.214, № 4, с. 898–901.

4. Штейнберг Д.С. Развитие идей А.Н.Заварицкого в области петрологии. — В кн.: Проблемы геологии, петрологии и рудогенеза. Свердловск, 1972, с. 38–46.

ЕЖЕГОДНИК — 1975

Института геологии Коми филиала АН СССР

## ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА И ЛЮМИНЕСЦЕНЦИЯ ПРИРОДНОГО МАРГАНЦОВИСТОГО СФАЛЕРИТА

Н.П.Юшкин, А.Н.Платонов, А.Н.Тарашан

На северо-восточном крыле Пайхойского антиклинория одним из авторов статьи был обнаружен необычный по составу марганцовистый сфалерит, встречающийся в зонах гидротермальной переработки нижнекаменноугольных (турнейско-намюрских) известняков и углисто-кремнисто-глинистых сланцев в ассоциации с сульванитом, ванадиево-мышьяковым германитом, флюоритом, целестином, баритом [6].

Окраска сфалерита — Mn меняется от светло-желтой, почти бесцветной до ярко оранжевой и красной. Характерной особенностью его состава является высокое (до 13,87%) содержание MnS и относительно высокое (1,40–3,19%) — CdS при отсутствии или очень низком содержании FeS (не более 0,8%, среднее 0,15%). Средние содержания микропримесей (в %): Ga 0,006, V 0,005, Ti 0,002, Mg 0,0n, Ca 0,0n, Sn 0,003, Sb 0,001, Ge 0,00n, Ag 0,0007, Ba 0,003, Mo 0,088, Cu 0,03. Эпизодически фиксируются Ni, Nb, U, As.

Изоморфизм  $ZnS \rightleftharpoons MnS$ , освобожденный от влияния железа, отражается определенным образом на физических свойствах сфалерита. Можно отметить заметно увеличенный параметр элементарной ячейки, пониженную плотность и более высокую твердость марганцовистого сфалерита по сравнению с другими разновидностями, а также его интенсивную катодолюминесценцию. В связи с этим представлялось интересным исследовать оптические свойства сфалерита — Mn, в первую очередь спектры поглощения и спектры люминесценции. Были изучены образцы из трех сфалеритопроявлений: обр.Б-1003, р.Путью (MnS 9,76–13,87%, CdS 1,66–1,38%), обр.Ю-8081, р. Силова-Яха (MnS 1,1–8%, FeS сл. — 0,7%, CdS 1,4–2,1%), обр.Ю-8186, р. Кара (MnS 4,69%, FeS 0,53%, SdS 2,12%).

Нужно отметить, что наибольшие трудности в спектроскопических исследованиях были связаны с очень малым размером имевшихся в нашем распоряжении зерен минерала.

Оптические спектры поглощения. Методом диффузионного отражения удалось получить спектры поглощения всех трех образцов, причем один из них (обр.Ю-8081) был продублирован съемкой "на просвет" под микроскопом. Спектры снимались в диапазоне 300-1200 нм при комнатной температуре. Их конфигурация показана на рис.1.

Для всех спектров характерно наличие нескольких узких полос поглощения, наложенных на интенсивную полосу переноса заряда  $S^{2-} \rightarrow Fe^{2+}$ .

По спектральному положению (энергии переходов) и относительной интенсивности многие наблюдаемые полосы очень близки к соответствующим полосам в оптических спектрах поглощения синтетических марганцовистых сфалеритов и, несомненно, генетически связаны с изоморфной примесью марганца. С повышением содержания  $MnS$  интенсивность этих полос увеличивается. В табл.1 показано соответствие большей части полос поглощения оптическим переходам в ионе  $Mn^{2+}$ , находящемся в кристаллическом поле симметрии  $T_d$ . Кроме известных по синтетическим сфалеритам полос в изученных спектрах обнаружена новая полоса 27400  $cm^{-1}$ , связанная с переходом  $6A_1(6s) \rightarrow 4T(4p)$ .

Полосы поглощения  $\sim 16000$  и  $14300 cm^{-1}$  можно связать с присутствием ионов  $Fe^{2+}$  в тетраэдрической координации [3].

Оранжевая и красновато-оранжевая окраска природных марганецсодержащих сфалеритов обусловлена совместным влиянием ионов  $Mn^{2+}$  и  $Fe^{2+}$ , изоморфно

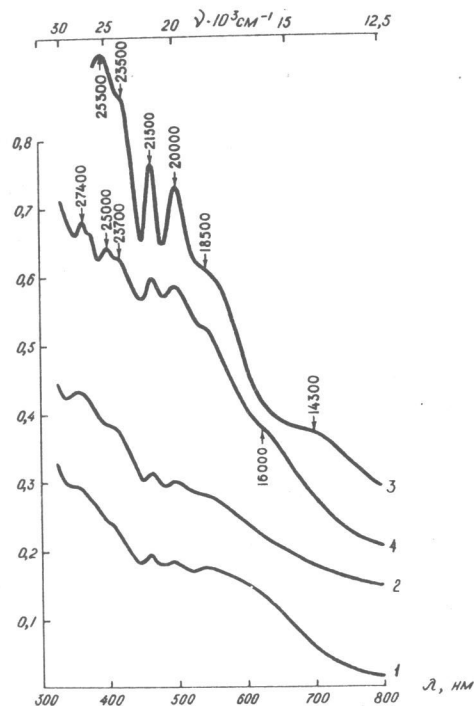


Рис.1. Оптические спектры поглощения сфалеритов -  $Mn$ .  
1 - обр.Ю-8186, 2 - обр.Ю-8081,  
3 - обр.-Ю-8081 (снят на просвет),  
4 - обр.Б-1003.

Таблица 1

Положение полос поглощения  $Mn^{2+}(3d^5)$  в оптических спектрах природных и синтетических сфалеритов

Переходы	Энергия переходов, $cm^{-1}$			
	Природный сфалерит- $Mn$ по нашим данным	Синтетический сфалерит- $Mn$ Осиюк, Па-насюк [2]	Рыский и др. [4]	Ford et al. [7]
$6A_1(6s) \rightarrow 4T_1(4G)$	18500	19050	18900	18750
$6A_1(6s) \rightarrow 4T_2(4G)$	20000	20400	20150	20000
$6A_1(6s) \rightarrow 4E, 4A_1(4G)$	21500	21850	21650	21450
$6A_1(6s) \rightarrow 4T_2(4D)$	23500	23580	23400	23300
$6A_1(6s) \rightarrow 4E(4D)$	25300	25650	не набл.	25500
$6A_1(6s) \rightarrow 4T(4P)$	27400	не набл.	не набл.	не набл.

замещающим  $Zn^{2+}$  в структуре  $ZnS$ .

Спектры люминесценции. Все исследованные марганецсодержащие сфалериты характеризуются довольно яркой люминесценцией оранжево-красного цвета, обусловленной присутствием марганца  $Mn^{2+} \rightleftharpoons Zn^{2+}$  [2,5]. С повышением концентрации марганца наблюдается значительное падение интенсивности свечения.

Интересной особенностью марганцовистого сфалерита является яркая катодолюминесценция в растровом электронном микроскопе [1]. В синем и сине-зеленом свечении она интенсивно проявляется по всей поверхности исследованных шлифов, а в красном - значительно слабее и только на отдельных участках. Благодаря неравномерности свечения удается выявить зональное или двойниковое строение образцов (рис.2). Интенсивность катодолюминесценции в красном свете понижается с увеличением содержания марганца.

В спектре фотолюминесценции (рис.3) зафиксирована лишь одна асимметричная полоса с  $\lambda = 590$  нм, отражающая переход  $4T_1 \rightarrow 6A_1$  в ионе  $Mn^{2+}$ .

В спектре возбуждения этой полосы наблюдаются все основные электронные переходы между уровнями  $3d^5$  конфигурации, расщепленными кристаллическим полем. Значения максимумов соответствующих полос поглощения (табл.1) и возбуждения (табл.2) находятся в довольно хорошем согласии (рис.3), что подтверждает одинаковую природу центров

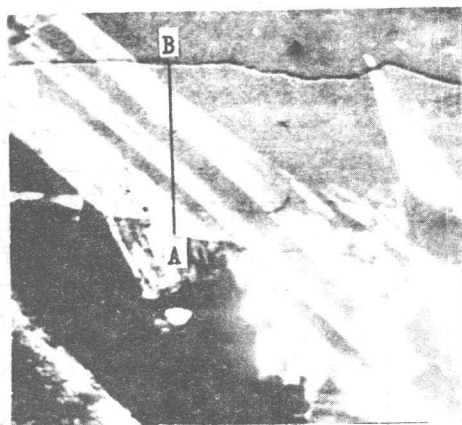
Положение полос возбуждения и люминесценции в спектрах природных сфалеритов

Переходы	Положение максимумов $\lambda$ , нм	Энергия переходов, $\text{см}^{-1}$	Характер переходов
"зона-зона"	340	29410	Возбуждение
$6A_1(6S) \rightarrow 4E(4D)$	390	25640	То же
$6A_1(6S) \rightarrow 4T_2(4D)$	425	23530	"--"
$6A_1(6S) \rightarrow 4E4A_1(4G)$	460	21740	"--"
$6A_1(6S) \rightarrow 4T_2(4G)$	490	20410	"--"
$6A_1(6S) \rightarrow 4T_1(4G)$	525	19050	"--"
$6A_1(6S) \rightarrow 6A_1(6S)$	590	16950	Излучение

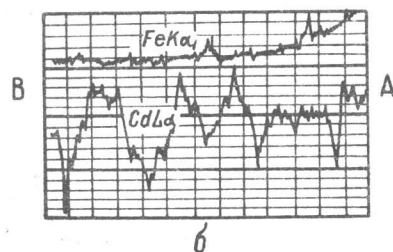
Выводы. 1. Как по химическому составу, так и по изученным оптическим свойствам марганцовистые сфалериты пайхойских месторождений являются уникальными, не имеющими природных аналогов.

2. Интерпретация спектров поглощения, возбуждения и фотолюминесценции в рамках теории кристаллического поля подтверждает изоморфную форму вхождения Mn в структуру ZnS и объясняет оранжевую и оранжево-красную окраску сфалерита совместным влиянием ионов Mn и Fe<sup>2+</sup>.

3. По значениям энергии электронных переходов спектры изученных образцов сфалеритов— Mn наиболее близки к спектрам синтетических высокомарганцовистых составов в системе ZnS—MnS [7,8]. Анализ спектров позволяет предполагать сложный фазовый состав образцов, в которых отдельные участки или зоны, выявляемые по катодолюминесценции в растровом электронном микроскопе, могут приближаться к кубическим модификациям ZnS. Наличием таких зон можно объяснить, вероятно, уменьшение интенсивности красного свечения с увеличением содержания марганца. С другой стороны, интенсивная фотолюминесценция и характерный спектр возбуждения Mn<sup>2+</sup> фиксируются в зонах с относительно невысоким содержанием марганца.



а



б

Рис.2. Зональное строение сфалерита — Mn (а), выявляющееся по катодолюминесценции в растровом электронном микроскопе "Стереоскан" (обр.8467), и график изменения концентрации кадмия и железа по профилю АВ.

поглощения и возбуждения. Полоса возбуждения 340 нм ( $29400 \text{ см}^{-1}$ ) обусловлена переходами "зона-зона". На изученных образцах впервые для природных сфалеритов удалось наблюдать полосу 525 нм в спектре возбуждения, что способствовало однозначной интерпретации природы излучательного электронного перехода.

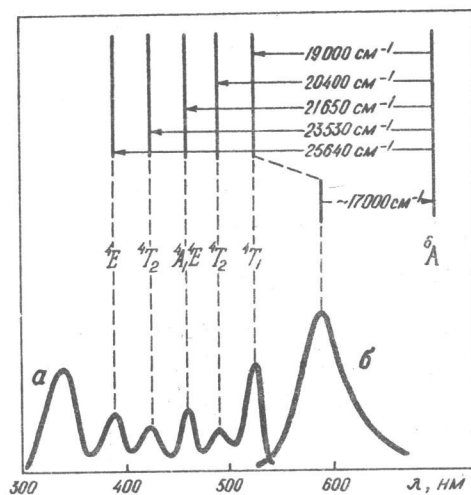


Рис.3. Спектры возбуждения (а) и фотолюминесценции (б) сфалерита — (обр.Б-1003).



## ЛИТЕРАТУРА

1. Барсанов Г.П., Сергеева Н.Е., Юшкин Н.П., Сливак Г.В., Сапарин Г.В., Антошин М.К. Изучение особенностей состава и внутреннего строения сфалерита методом катодолюминесценции в растровом электронном микроскопе. — "Вестн. Моск.ун-та. Сер.4. Геология", 1974, вып.5, с.80-85.
2. Осико В.В., Панасюк Е.И. Оптические свойства микрокристаллов  $ZnS - MnS$ . — "Оптика и спектроскопия", 1963, т.1, с.239-244.
3. Платонов А.Н., Марфунин А.С. Оптические спектры поглощения сфалеритов. — "Зап.Всесоюз.минерал.о-ва", 1968, ч.97, вып.3, с.257-272.
4. Рыбкин А.И., Хилько Г.И., Максаков Б.И., Дубенский К.К. Спектр поглощения иона  $Mn^{2+}$  в монокристаллах  $ZnS$ . — "Оптика и спектроскопия", 1964, т.16, вып.2, с.274-278.
5. Тарашан А.Н., Платонов А.Н. Спектры люминесценции сфалеритов. — "Геохимия", 1968, № 2, с.173-179.
6. Юшкин Н.П., Еремин Н.И., Хорошилова Л.А. Новая марганцевистая разновидность сфалерита. — "ДАН СССР", 1974, т.216, № 5, с.1138-1141.
7. Ford R.A., Kaufer E., Rabenau A., Brown D.A. The electronic states of octahedral and tetrahedral  $Mn^{2+}$  in  $ZnS$ , and manganian sulphide. — "Ber. d. Bunsengesel., Phys. Chem.", 1963, vol. 67, N 5, pp.376-382.
8. Kröger F.A. Formation of solid solution in the system zincsulfide - manganese sulfide. — "Z. Kristallogr.", 1939, Bd. 100, N. 3, pp. 543-545.

ЕЖЕГОДНИК — 1975

Института геологии Коми филиала АН СССР

### ТЕМПЕРАТУРА И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ОСНОВНЫХ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ ИЛЫЧСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

В.И.Силаев

Ильчское рудное поле объединяет три свинцово-цинковых (Шантым-Прилук, Заколаёль-Нижнее и Верхнее) и одно медно-цинковое (Сотчемьёль) рудопрооявления, приуроченные к зонам надвиговых нарушений и локализованные в доломитах нижнего силура. Основными рудными минералами поля являются пирит, халькопирит, сфалерит и галенит.

Один из наименее исследованных вопросов минералогии Ильчского рудного поля — термодинамические условия минералообразования, определение которых до сих пор производилось либо методом аналогий, либо по косвенным признакам [1]. Мной получены результаты вакуумной декрепитации\* газовой-жидких включений халькопирита, сфалерита и галенита, позволяющие оценить температуру гидротермального минералообразования на Ильчском рудном поле и охарактеризовать последовательность кристаллизации минералов.

На декрепитограммах халькопирита фиксируются два интервала взрыва включений: 40-240 и 360-420°C с максимумами соответственно 100-140 и 380-400°C. Это, по-видимому, свидетельствует о присутствии в рудах Сотчемьёля двух генераций халькопирита: средне- (Хп I) и низкотемпературной (Хп II).

Декрепитация включений сфалерита Сотчемьёля происходит в узком

\* Декрепитация осуществлена по моей просьбе В.Г.Рыловым в лаборатории Ростовского гос.университета.



ЕЖЕГОДНИК - 1975

Института геологии Коми филиала АН СССР

## АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ В ЛАТЕРИТНОМ ПРОФИЛЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ РИФЕЙСКИХ ПОРОД НА СРЕДНЕМ ТИМАНЕ

И.В.Швецова

Бокситы на Среднем Тимане венчают мощную кору выветривания, развитую на сланцево-карбонатных породах быстринской свиты рифея. Ныне большинство исследователей, занимающихся изучением среднетиманских бокситов, признает, что они в значительной части представляют собой элювиальные бокситы, которые вместе с глинистыми продуктами выветривания малокварцевых карбонатно-терригенных пород рифея являются единым латеритным профилем выветривания.

Весь спектр пород профиля выветривания - от неизменяемых доломитов с прослоями сланцев хлорит-серицитового состава, выветрелых гидрослюдисто-каолининовых сланцев до аллитов и бокситов - характеризуется почти идентичным комплексом акцессорных минералов; часть минералов, характерных для коры выветривания, обычно сохраняется в виде реликтов в бокситах, свидетельствуя тем самым о тесной генетической связи бокситов и нижележащих глинистых продуктов коры выветривания.

Бокситы характеризуются определенным набором типоморфных акцессорных минералов. Для среднетиманских латеритных бокситов такими являются циркон, лейкоксен, рутил. Спорадически встречаются и другие высокоустойчивые в условиях выветривания акцессорные минералы: анатаз, турмалин, барит, дистен, монацит, апатит, ставролит, корунд, но минералы эти редки и обнаружены в ничтожных количествах.

Акцессорные минералы нижележащей глинистой зоны профиля выветривания представлены тем же набором, что и в бокситах. Часть минералов этой зоны характеризуется своеобразными типоморфными особенностями.

Главным, сквозным минералом всех изученных пород является циркон. В нерастворимых остатках известняков, в слабо измененных сланцах он составляет лишь десятую часть тяжелой неэлектромагнитной фрак-

ции. Вверх по разрезу количество его увеличивается и в большинстве проб из глинистой и бокситовой зоны: коры выветривания достигает 0,9 неэлектромагнитной фракции. Вместе с увеличением количества циркона растет и его качественное разнообразие. Как в глинистой зоне коры выветривания, так и в бокситах четко различаются три разновидности циркона: 1) округлые зерна разнообразных окрасок: от бесцветных и бледно-розовых до вишнево-розовых и сиреневых (10% общего количества цирконов); 2) циркон угловато-округлого короткостолбчатого облика с призматическими и дипирамидально-призматическими кристаллами розового цвета различной интенсивности; сюда же относятся малаконизированные разновидности - молочно-белые, бежевые, коричневые, часто содержащие окатанное ядро прозрачного циркона (70-80% общего количества цирконов); 3) идиоморфный удлиненно-призматический (до игольчатого) водяно-прозрачный циркон (10-20% общего количества циркона). Циркон первых двух групп - аллотигенный, третьей группы, по-видимому, образовался в результате минералообразующих процессов, идущих в коре выветривания. Доказательством аутигенности этого циркона служат следующие признаки: 1) идеальная огранка кристаллов, зародышевые формы кристаллизации - плоские удлиненно-призматические кристаллы; 2) удлиненный игольчатый габитус кристаллов (такого типа кристаллы образуются в условиях слабой насыщенности растворов цирконием, что как раз и характерно для условий корообразования); 3) бесцветность кристаллов (интенсивность окраски цирконов усиливается с увеличением их возраста); 4) наличие в некоторых кристаллах циркона тонкодисперсных железистых продуктов выветривания. Аутигенное цирконообразование связано с высвобождением кремнезема и циркония при разрушении алюмосиликатов; часть циркония освобождалась в результате растворения, коррозии аллотигенного циркона (признаки растворения - сглаженность ребер, зубчатые окончания - нередко наблюдались на кристаллах цирконов).

Вторым по распространенности по всему разрезу латеритного профиля и по важности типоморфных особенностей является лейкоксен, который в изученных породах представляет собою полнокристаллическую псевдоморфозу по ильмениту. Исходный минерал ильменит встречается редко, в единичных знаках, но реликты его в лейкоксенах всегда обнаруживаются с помощью рентгенометрического анализа.

В корах выветривания карбонатно-терригенной толщи Среднего Тимана нами установлены три разновидности лейкоксена: кварц-сагенитовый, образованный по метаморфогенному ильмениту, скрытокристаллический рутиловый - по магматогенному ильмениту, анатазовый - по ильмениту - продукту распада титаномагнетита. Особенности минерального состава и происхождение трех разновидностей лейкоксена освещены нами ранее [2,3]. Лишь следует отметить, что рутил в лейкоксенах первой и второй разновидностей в некоторых случаях замещен анатазом.



В описываемой толще лейкоксен распределен весьма неравномерно. Вверх по разрезу наблюдается отчетливая тенденция к уменьшению количества его в балансе тяжелых неэлектромагнитных фракций. При этом меняется и количественное соотношение разновидностей лейкоксена. В исходных породах, как правило, значительно преобладает кварц-сагенитовый лейкоксен, а в верхних горизонтах коры выветривания и в бокситах количество этого вида лейкоксена резко уменьшается вплоть до полного исчезновения. В процессе латеритного выветривания он разрушается вследствие выщелачивания входящего в его состав кварца. Скрытокристаллический рутиловый лейкоксен настолько устойчив, что сохраняется и в бокситах. Анатазовый лейкоксен в корях выветривания встречается эпизодически и в бокситах не сохраняется. Наличие его представляет генетический интерес, так как позволяет предполагать пестроту состава исходных пород.

Третьим сквозным и характерным минералом бокситов и кор выветривания является рутил. По всей толще от неизменных пород до бокситов встречаются две разновидности рутила: аллотигенный в виде окатанных столбчатых и изометричных зерен желтого, красного, коричневого и черного цвета и аутигенный. Аутигенный рутил подразделяется на два морфотипа: один представлен уплощенно-призматическими, игловидными кристаллами и коленчатыми сростками тонких иголочек рутила желтого и желто-красного цвета, другой — короткопризматическими черными кристаллами с идеально ограниченными головками, иногда двуглавыми кристаллами со слабо развитым поясом призм. Нет сомнения, что аутигенный рутил — специфическое образование коры выветривания, причем основная масса рутила первого морфотипа образовалась в результате распада и перекристаллизации кварц-сагенитового лейкоксена, а рутил второго морфотипа — путем кристаллизации из минералообразующих растворов, в которые титан поступал из разрушающихся алюмосиликатов.

К этой же группе следует, по-видимому, отнести и ильменорутил. Нами встречены кристаллы ильменорутила дипирамидального и ложнопризматического габитуса (с удлинением вдоль ребра дипирамиды), иногда таблитчатые по пинакоиду. Цвет черный. Идеальная окристаллизованность кристаллов не вызывает сомнения в аутигенном происхождении ильменорутила.

Среди всех описанных разновидностей рутила количественно резко преобладают игольчатый и в сагенитовых сростках. Количество тонкой игольчатого рутила в тяжелых неэлектромагнитных фракциях минералогических проб постепенно возрастает вверх по разрезу, резко преобладавая в отдельных пробах аллитов и в бокситах.

В исследуемых породах встречается также анатаз, но по сравнению с рутилом в малом количестве. Он представлен тремя морфологическими

разновидностями. 1) Окатанные синие, голубовато-серые кристаллы дипирамидального и толстотаблитчатого габитуса, являющиеся, несомненно, аллотигенной разновидностью анатаза. 2) Неокатанные тонкие хорошо окристаллизованные квадратные пластинки и таблички, прозрачные или слабо окрашенные в желтый цвет, иногда черные непрозрачные. Этот анатаз мог образоваться и в исходных сланцах и в их корях выветривания при перекристаллизации анатазового лейкоксена. 3) Изометричные неокатанные зерна, иногда уплощенные, губчатые, голубовато-серые или светло-желтые, являющиеся, по-видимому, аутигенной разновидностью анатаза — перекристаллизованным анатазовым лейкоксом.

Представляет интерес группа новообразованных фосфатов, обнаруженных в коре выветривания: апатит, монацит, ксенотим.

Апатит представлен колломорфными глобулярными сгустками желто-красного цвета либо таблитчатыми или столбчатыми полупрозрачными белыми или желтыми кристаллами гексагонального габитуса, иногда изометричными зернами, непрозрачными лепешками буро-коричневого цвета. По рентгенометрической характеристике он представлен подолитом — разновидностью карбонат-apatита, в котором часть анионов  $[PO_4]^{3-}$  замещена анионами  $[CO_3]^{2-}$ . Этот аутигенный карбонат-apatит — характерный минерал выветривающейся доломитовой толщи. Вверх по разрезу с увеличением степени выветрелости количество его увеличивается. Однако в процессе бокситизации он разрушается и в верхних горизонтах коры выветривания его становится меньше. В бокситах он встречается лишь в единичных знаках.

Монацит представлен плохо окристаллизованными зернами либо идеально ограниченными хрупкими прозрачными кристаллами удлиненно-призматического, до игольчатого, облика со скошенными окончаниями. Цвет их серый, желтовато-серый; кристаллы часто насыщены черными точечными включениями, по-видимому, гидроокислов железа.

Ксенотим встречается в виде колломорфных зерен, реже наблюдаются плохо окристаллизованные тетрагональные дипирамидки. Они полупрозрачные или прозрачные, окрашены в желтый и розовый цвет, нередко насыщены точечными включениями, как и монацит.

Здесь же был встречен редкий алюмофосфат — вудхаузсит в виде тонкодисперсных агрегатов в сростании с бемитом. Определен с помощью рентгеновского анализа. Этот минерал характерен для латеритных фосфатных кор выветривания [1]. Источником фосфора, несомненно, послужили выветривающиеся доломиты. В обычных условиях выветривания фосфор — подвижный элемент. Накапливаться фосфаты могут лишь при интенсивном латеритном типе выветривания.

В глинистых продуктах кор выветривания и в бокситах встречается аутигенный барит, представленный прекрасно окристаллизованными уплощенно-призматическими воднопрозрачными кристаллами или таблитча-

тыми зернами молочно-белого цвета. В некоторых кристаллах имеются включения посторонних минералов, расположенных по зонам роста. Барит-довольно характерный минерал кор выветривания, развивающихся по терригенно-карбонатным толщам. Сохраняется в бокситах.

По всему разрезу коры выветривания широко распространен мартит, который представляет собою псевдоморфозу гематита по хорошо окристаллизованным неокатанным кристаллам магнетита октаэдрического габитуса. Исходный магнетит образовался, по-видимому, в метаморфических сланцах. Его метаморфическое происхождение подтверждается значительным расхождением состава и количества малых элементов в нем и в магнетите из базальтов. Вверх по разрезу гематит в псевдоморфозе постепенно замещается гетитом и псевдоморфоза разрушается. В бокситах встречаются лишь единичные знаки мартита.

Кроме описанных минералов со своеобразными типоморфными особенностями, характерными для глинистой зоны коры выветривания и бокситов, встречаются и минералы, свойственные метаморфическим толщам. Из них гранат, эпидот, дистен, ставролит редки — в единичных знаках на пробу. Широко распространен турмалин, для которого характерны две морфогенетические разновидности: окатанный, иногда шарообразный турмалин темно-зеленой, темно-коричневой окраски и хорошо окристаллизованный в виде хрупких удлиненно-призматических прозрачных кристаллов бледно-зеленого цвета. Первая разновидность — типичный аллотигенный турмалин. Происхождение второй разновидности неясно.

На основании изучения акцессорной минерализации в латеритном профиле выветривания сланцево-доломитовой толщи можно сделать следующие выводы.

1) В процессе корообразования происходит интенсивное минералообразование и преобразование акцессорных минералов исходных пород: возникает целая группа аутигенных акцессорных минералов (апатит, монацит, ксенотим, барит, рутил, анатаз, циркон, ильменорутит); из аллотигенных минералов одни псевдоморфизуются и разрушаются (лейкоксен, мартит, апатит), другие остаются неизменными в процессе латеритного выветривания (циркон, рутил, лейкоксен по магматогенному ильмениту, дистен, ставролит, турмалин и др.).

2) Поведение акцессорных минералов в профиле выветривания свидетельствует о взаимосвязанности отдельных зон латеритного профиля и о непрерывности процесса, где минералы рождаются и затем разрушаются, но реликты их остаются, доказывая тесную генетическую связь всех зон латеритной коры выветривания.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Занин Ю.Н. Вещественный состав фосфатонесных кор выветривания и связанных с ними месторождений фосфатов. Новосибирск, "Наука" 1975. 209 с.
2. Швецова И.В., Авджиев Г.Р. Фазовый состав лейкоксена и распределение двух его разновидностей в продуктах флювации ярегских песчаников. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР и севера Урала. Труды VII геол.конференции Коми АССР, т.2. Сыктывкар, 1973, с.394-400.
3. Швецова И.В. Минералогия лейкоксена Ярегского месторождения. Л., "Наука", 1975. 125 с.

ЕЖЕГОДНИК - 1975

Института геологии Коми филиала АН СССР

### ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ КРЕМНЕФТОРИДНЫХ РАСТВОРОВ С КАРБОНАТНЫМИ ПОРОДАМИ

А.Ф.Кунц, В.В.Маркова

Флюоритовые месторождения, сформированные путем метасоматического замещения карбонатных пород комплексом минералов флюоритового парагенезиса, имеют широкое распространение и являются одним из наиболее важных промышленных типов месторождений фторного сырья. Экспериментальные исследования процессов формирования минерализации данного типа при повышенных температурах ранее проводились в незначительных масштабах [1-3].

Экспериментальное изучение взаимодействия известняков с кремнефторидом натрия (табл.1) велось при температурах 150, 220 и 290°C в автоклавах ЛАМ-101 емкостью 1 л, изготовленных из стали Стильбия 818 на заводе Лампарт (Венгрия). Для опытов использовались известняки из вмещающих пород Амдерминского флюоритового месторождения (Пай-Хой), которые дробились до размеров частиц 1-3 мм и набивались в никелевые тигли объемом 40 см<sup>3</sup>. Ввиду слабой растворимости Na<sub>2</sub>SiF<sub>6</sub> в воде (2,46 г/100г при 100°C) реактив вводился в избытке (как шихта) и в условиях опытов растворы были насыщенными. При завершении экспериментов обработанный известняк извлекался из тиглей для проведения химического и рентгеновского анализов, а также изготовления шлифов. Отбор материала производился последовательно через каждые 0,5 см при высоте столбика породы в тигле 3 см.

В результате проведенных исследований получено шесть экспериментальных метасоматических колонок, строение которых определяется температурными условиями опытов. На рис.1 приводится строение колонок, сформированных в процессе взаимодействия известняков с растворами в жидкой фазе. На схемах строения колонок тыловые зоны находятся слева,

что соответствует верхней части столбика породы в тигле. В зависимости от температуры опытов формирование колонок происходит по схеме:

150°C → фл | фл+кв | ка (рис.1,в)

220°C → фл | фл+кв | фл+ка | ка (рис.1,б)

290°C → фл+кв | фл+ка | ка (рис.1,а)

Как видно из приведенных схем, формирование мономинеральной зоны происходит только при температурах ниже 290°C. Результаты сопоставления полученных колонок с колонками, сформированными при взаимодействии известняков с фторидными растворами (NaF), показывают, что интенсивность кварц-флюоритового метасоматоза значительно выше, чем чисто флюоритового [1]. Характер изменений исходных известняков довольно четко прослеживается по результатам химических анализов (табл.2) и кривым нагревания (рис.2). Однако в последнем случае вследствие сложного состава изучаемых образцов не удастся обнаружить экзоэффекты, соответствующие кварцу и доломиту. В то же время наличие кварца четко фиксируется по результатам рентгеновского анализа (табл.3).

Замещение карбонатов флюоритом и кварцем идет от внешних границ зерен кальцита к их центрам, причем находит отражение и последовательность замещения, которая характерна для колонки в целом, т.е. соблюдается зональность → фл | фл+кв | фл+ка | ка. Во всех колонках происходит перекристаллизация кальцита.

В отличие от чисто флюоритового метасоматоза в рассматриваемом случае наблюдается замещение карбонатов и при взаимодействии известняков с раствором в паровой фазе, причем карбонат замещается только флюоритом, в то время как кварц ведет себя инертно. Интенсивность замещения в этом случае, конечно, несопоставима с теми преобразованиями, которые происходят при взаимодействии с жидкой фазой, но тем не

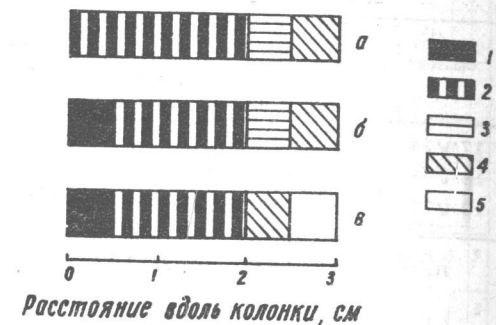


Рис.1. Строение экспериментальных колонок, сформированных при взаимодействии известняков с растворами Na<sub>2</sub>SiF<sub>6</sub>. 1-4 - зоны: 1 - флюоритовая, 2 - флюорит-кварцевая, 3 - флюорит-кальцитовая, 4 - кальцитовая; 5 - неизмененный известняк. а - опыт 17 М (t = 290°C), б - опыт 18 М (t = 220°C), в - опыт 19 М (t = 150°C).



Таблица 1

Условия проведения экспериментов по метасоматическому замещению карбонатных пород кварц-флюоритовой ассоциацией

Номера опытов	Состав растворов	Коли-чество раствора, мл	рН раствора		Состав шихты	Коли-чество шихты, г	Коли-чество извест-няка, г	T°C	P, кг/см <sup>2</sup>
			до опыта	после опыта					
17M/74	H <sub>2</sub> O	611	6,8	6,63	Na <sub>2</sub> SiF <sub>6</sub>	123	134	290	150
18M/75	H <sub>2</sub> O	629	6,8	6,80	Na <sub>2</sub> SiF <sub>6</sub>	124	120	220	35
19M/75	H <sub>2</sub> O	628	6,8	7,20	Na <sub>2</sub> SiF <sub>6</sub>	120	124	150	-

Примечание: Продолжительность экспериментов 212 ч.

Таблица 2

Изменение химического состава известняков при воздействии кремнефторидных растворов

Номера опытов	Колонка, см	Содержание компонентов, %								
		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	FeO + Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	F
17M/74	0-0,5	24,49	0,018	2,34	2,47	35,90	9,69	0,048	-	37,06
	0,5-1,0	33,67	0,017	1,31	2,61	37,02	3,70	0,044	0,22	34,82
	1,0-1,5	33,70	0,013	0,68	2,61	34,14	9,77	0,021	1,21	17,52
	1,5-2,0	20,42	0,020	0,56	2,75	45,61	5,42	0,021	2,25	18,81
	2,0-2,5	12,51	0,016	0,54	2,73	49,52	2,93	0,101	13,3	21,39
	2,5-3,0	6,21	0,014	0,58	2,63	48,19	2,08	0,051	37,5	3,88
	Исходный известняк	4,36	0,004	0,46	2,54	50,11	0,42	0,112	41,9	0,10
18M/75	0-0,5	11,93	Не определялись			45,33	7,90	0,024	0,16	36,79
	0,5-1,0	36,84	То же			31,00	7,06	0,022	0,35	21,50
	1,0-1,5	27,68	"-			40,06	3,94	0,044	1,20	26,17
	1,5-2,0	16,30	"-			49,04	1,67	0,078	13,1	23,74
	2,0-2,5	12,30	"-			49,06	1,36	0,058	22,4	15,11
	2,5-3,0	10,11	"-			50,73	1,97	0,069	29,2	11,54
	Исходный известняк	4,36	0,004	0,46	2,54	50,11	0,42	0,112	41,97	0,10
19M/75	0-0,5	19,25	Не определялись			35,06	9,45	0,044	Не опр.	38,52
	0,5-1,0	27,72	То же			24,80	14,5	0,021	То же	43,03
	1,0-1,5	34,52	"-			27,87	10,5	0,037	"-	30,26
	1,5-2,0	17,83	"-			49,96	2,05	0,075	15,66	27,33
	2,0-2,5	9,42	"-			49,22	1,01	0,072	26,9	12,91
	2,5-3,0	5,44	"-			46,67	1,94	0,089	39,3	1,60
	Исходный известняк	4,36	0,004	0,46	2,54	50,11	0,42	0,112	41,97	0,10

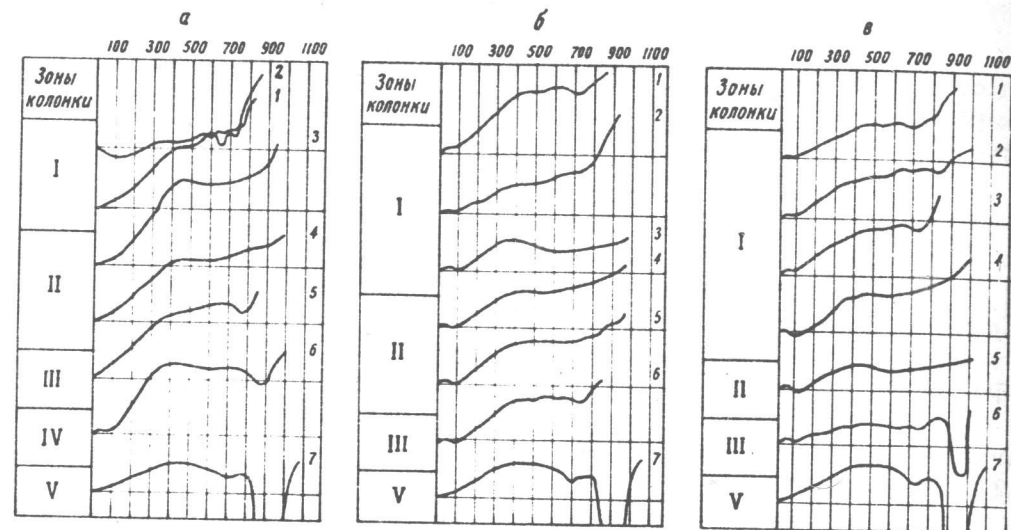


Рис.2. Кривые нагревания измененных известняков: а - 150°C, б - 220°C, в - 290°C.

Таблица 3

Минералогический состав экспериментальных колонок по данным рентгеновского анализа

Номера опытов	Интервал колонки, см					
	0-0,5	0,5-1,0	1,0-1,5	1,5-2,0	2,0-2,5	2,5-3,0
17M/74	фл-кв	фл-кв	фл-кв	фл-кв	фл-ка	фл-ка
18M/75	фл	фл-кв	фл-кв	фл-кв	фл-ка	ка-фл
19M/75	фл-мал	не опр.	фл-кв	фл-ка-кв	фл-ка	ка

Примечание: фл-флюорит, кв-кварц, ка-кальцит, мал-малладрит

менее формируются довольно четко выраженные узкие зоны по схеме: → фл | фл+ка | ка+фл | ка. Процессы замещения усиливаются с повышением температуры.

Результаты экспериментальных исследований подтверждают возможность формирования метасоматических флюоритовых месторождений в карбонатных породах при их взаимодействии со средне- и низкотемпературными кремнефторидными растворами.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Кунц А.Ф., Маркова В.В. Экспериментальное изучение взаимодействия фторидных растворов с карбонатными породами. — В кн.: Региональная минералогия и генезис минералов. Сыктывкар, 1976, с. 41—50. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР. Вып.21).
2. Щербань И.П. К вопросу об условиях образования флюорита в ассоциации с кремнеземом. — "ДАН СССР", 1968, т.178, № 1, с.209—211.
3. Щербань И.П. Термодинамические и экспериментальные данные о процессе образования кварц-флюоритовых гидротермальных месторождений. — В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т.8. Новосибирск, 1972, с.135—141.

ЕЖЕГОДНИК — 1975

Института геологии Коми филиала АН СССР

#### ГЕОХИМИЯ

#### ПРИРОДА СТРОНЦИЕВЫХ АНОМАЛИЙ В ПАЛЕОЗОЙСКИХ ТОЛЩАХ ПЕЧОРСКОГО УРАЛА

Я.Э.Юдович

В 1967—1973 гг. палеозойские отложения по уральскому обрамлению Верхне-Печорской впадины Предуральяского краевого прогиба подверглись систематическому геохимическому изучению. Данный регион рассматривают как краевую часть Русской плиты, прогибавшуюся на протяжении почти всего палеозоя, что привело к накоплению мощной (до 8—9 км) толщи отложений [1]. Недавно, как это ранее предполагалось В.А.Варсановьевой, в непосредственной близости от платформенных толщ Елецкой зоны обнаружили более глубоководные отложения Лемвинской зоны [6]. Прекрасные разрезы разнофациальных толщ палеозоя по рр.Шугору, Подчерему, Ильчу, Малой Печоре и средней Печоре, Унье были нами опробованы по специальной методике; результаты частично опубликовались [8].

Все пробы начальным весом 0,2—0,5 кг дробили до 0,5 мм и после квартования половину растирали и половину оставляли в дубликате для минералогических и других исследований. Растиртые пробы, общим числом около 6000, вначале анализировали в Воркутинской КГРЭ полуколичественным спектральным методом, с выдачей 6 "баллов" на один порядок концентраций [7]. Затем составляли сборные пробы с учетом литотипа, геологического возраста, местоположения разрезов, содержания не растворимого в 2%-ой HCl остатка, содержания элементов-примесей по полуколичественным данным. Для крупных разрезов сборные пробы характеризуют слои только этого разреза, а для мелких однотипных разрезов частные пробы объединяли в единые сборные пробы. Проведенное

Таблица 1

Средние содержания стронция в палеозойских  
отложениях Печорского Урала

Породы	Возраст	n	N	Н.о., %	Ст, г/т
Формации Елецкой зоны					
Песчаники, алевролиты:	P <sub>2</sub>	3	76	72.0	190
Аргиллиты	P <sub>2</sub>	3	45	76.8	170
Конкреции карбонатные	P <sub>2</sub>	1	7	26.0	440
Песчаники, алевролиты	P <sub>1a</sub> -kq	9	229	71.2	230
Аргиллиты	P <sub>1a</sub>	7	110	77.5	130
Конкреции карбонатные	P <sub>1a</sub>	2	21	47.7	260
Известняки	C <sub>3</sub> -P <sub>1a</sub> -s	24	278	5.7	320
Известняки депрессионной фации	C <sub>3</sub>	2	16	7.5	400
Известняки красные	C <sub>3</sub> -P <sub>1a</sub> -s-a	1	7	9.9	280
Мергели	P <sub>1a</sub> -s-s	2	20	39.0	520
Мергели депрессионной фации	C <sub>3</sub>	5	50	30.8	320
Известняки	C <sub>1</sub> s-C <sub>2</sub>	45	703	2.7	410
Известняки депрессионной фации	C <sub>2</sub> m	8	36	5.7	510
Мергели депрессионной фации	C <sub>2</sub> m	8	62	28.6	370
Доломиты	C <sub>1</sub> v	7	97	3.3	200
Доломиты глинистые депрессионной фации	C <sub>2</sub> m	1	7	21.9	220
Песчаники, алевролиты	C <sub>1</sub> h	6	112	95.0	86
Аргиллиты, сланцы	C <sub>1</sub> h	5	73	92.2	140
Сидериты, сидеритовые железняки	C <sub>1</sub> h	3	36	73.5	50
Известняки	C <sub>1</sub> v <sub>1</sub>	27	396	4.1	560
Известняки красные	C <sub>1</sub> v <sub>3</sub>	2	18	2.6	430
Известняки кремнистые	C <sub>1</sub> v <sub>2</sub>	2	20	25.3	540
Известняки	D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub> t	10	219	1.4	230
Известняки депрессионной фации	D <sub>3</sub> fz-C <sub>1</sub> t	4	93	8.4	670
Доломиты	D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub> t	3	42	1.2	120
Известняки глинистые депрессионные	D <sub>1</sub> -2	4	57	16.3	1500
Известняки	D <sub>1</sub> -2	3	65	3.5	190
Песчаники	D <sub>1</sub> <sup>2</sup> -D <sub>1</sub> <sup>2</sup>	1	48	98.2	50
Известняки	S <sub>1</sub> w <sub>2</sub> -S <sub>2</sub> ld	5	78	4.6	200
Конгломераты, брекчи известняковые	S <sub>2</sub> ld	2	35	9.3	980
Глинистые известняки	S <sub>2</sub> ld	2	78	12.1	660
Мергели	S <sub>2</sub> ld	2	19	59.3	200
Известняки	S <sub>1</sub> -2	10	188	4.4	230
Доломиты	S <sub>1</sub> -2	18	340	2.6	110
Известняки	O <sub>2</sub> -3	6	166	15.1	840
Аргиллиты	O <sub>3</sub>	1	2	71.5	49
Известняки глинистые	O <sub>2</sub>	1	11	11.93	410
Доломиты	O <sub>2</sub>	1	4	6.49	130
Мергели	O <sub>2</sub>	3	110	38.5	420
Сланцы глинистые	O <sub>1</sub> -2	1	82	73.2	150
Песчаники, аркозы	O <sub>2</sub>	5	49	79.7	<100
Формации Лемвинской зоны					
Алевролиты, песчаники	C <sub>1</sub> -P <sub>1</sub>	1	15		140
Аргиллиты	C <sub>3</sub> -P <sub>1</sub>	1	7		79
Песчаники	C <sub>1</sub> v	1	19	64.5	200
Аргиллиты	C <sub>1</sub> v	1	6	70.9	160
Кремнистые сланцы, фтаниты	C <sub>1</sub> -2	1	12	89.8	70
Сланцы кремнисто-глинистые и глинистые	D <sub>3</sub> -C <sub>2</sub>	3	23	91.0	64

опробование, разумеется, характеризует лишь обнаженную часть разреза, что приходится всегда иметь в виду. Коллекцию сборных проб (около 250) подвергли полному химическому анализу на породообразующие компоненты (Л.П.Павлов) и количественным спектральным анализом на Ba, Mn, Sr, Ti, V, Sc, F (Т.И.Иванова), методика которых частично уже описывалась [8]. Кроме того, для ряда разрезов анализировали серии частных (индивидуальных) проб; всего выполнили 1105 анализов частных проб. Общее число количественных определений Ст составляет 1361. Средние содержания Ст, вычисленные по сборным пробам, сведены в табл.1. Обработка всей полученной информации позволяет утверждать, что кларк Ст в карбонатных толщах Печорского Урала составляет 300-400 г/т для известняков и 200-300 г/т - для доломитов; это близко к данным для платформенных карбонатов Русской плиты [2]. На фоне кларковых содержаний фиксируются аномалии - положительные, превышающие 600-700 г/т, иногда достигающие 1%, и отрицательные: 100-200 г/т в известняках и менее 150-100 г/т - в доломитах. Чаще встречаются положительные аномалии. Тот факт, что аномалии встречаются в совершенно разновозрастных толщах и в разных частях обширного региона, заставляет при истолковании аномалий искать более общие (не региональные или стратиграфические) факторы. Оказывается, все отрицательные аномалии, как правило, приурочены к рифогенным образованиям (табл.2). Их происхождение, несомненно, обязано процессам выноса Ст в далеко зашедшем "пресноводном" диагенезе [10,12,14].

Положительные аномалии встречены в разнофациальных толщах, от ордовика до перми включительно. Намечается два типа таких аномалий: преобладающие - реликтовые, более редкие - эпигенетические (?). Происхождение реликтовых аномалий мы объясняем сохранением в породах метастабильных минералов-носителей Ст: арагонита (Ar) и (реже) вивомагнезиального кальцита (ВМК). Присутствие этих минералов было доказано дифрактометрическим рентгеновским анализом на установке ДРОН-1,5, выполненным Л.А.Хорошиловой\*. Часто вместе с этими минералами присутствуют целестин (Ц) и стронцианит (С). Оказалось, что реликтовые аномалии характерны только для разрезов терригенно-карбонатного (или терригенно-кремнисто-карбонатного) типов, где в колонке чередуются слои карбонатных и терригенных (или смешанных) пород.

Сохранение в породах метастабильных фаз мы, вслед за П.Роте [13], связываем с наличием глинистых (мергельных) экранов, создававших в диагенезе условия "закрытой системы". Целестин и стронцианит

\* Этот анализ позволяет открывать стронциевые фазы даже при их содержании в породе на уровне 1-2%.



Таблица 1 (окончание)

Породы	Возраст	n	N	Н.о., %	Sr, г/т
Сланцы глинисто-кремнистые	D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub>	1	44		340
Фтаниты	D <sub>3</sub> <sup>1-2</sup>	1	17	89.8	28
Алевролиты	D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub>	1	5	94.9	150
Известняки тисваизской формации	D <sub>2</sub> <sup>1-2</sup>	1	44	6.4	1200
Филлиты тисваизской формации	D <sub>1</sub> <sup>1-2</sup>	1	12	88.5	250
Сланцы глиноземистые тисваизской формации	D <sub>2</sub> <sup>1-2</sup>	1	10	88.1	180
Песчаники тисваизской формации	D <sub>2</sub> <sup>1-2</sup>	1	5	90.6	85
Известняки горевской формации	D <sub>1</sub> -2	1	6	11.2	2200
Известняки петельчатые горевской формации	S <sub>2</sub> -D <sub>1</sub>	1	9	25.5	510
Сланцы, аргиллиты горевской формации	D <sub>1</sub> -2	4	111	82.5	82
Песчаники, алевролиты горевской формации	D <sub>1</sub> -2	2	27	73.2	310
Известняки пагинской формации	D <sub>1</sub> -C <sub>1</sub>	2	15	35.5	370
Песчаники, алевролиты пагинской формации	D <sub>2</sub>	1	7	87.2	40
Сланцы глинистые пагинской формации	D <sub>1</sub> -2	1	26		40
Известняки кремнистые	O <sub>2</sub> -3	2	17	43.0	310
Филлиты	O <sub>2</sub> -3	1	7	84.2	84
Кремнистые сланцы, фтаниты	O <sub>3</sub> -D	1	10		40
Сланцы углисто-глинистые	O <sub>3</sub> -D <sub>1</sub>	1	15		40
Известняки глинистые	O <sub>1</sub> -2	2	14	24.8	800
Песчаники, алевролиты	O <sub>1</sub>	6	38	88.9	98
Сланцы	O <sub>1</sub> -2	2	80	87.4	100

Примечание. n — число сборных проб; N — число входящих в них частных проб; н.о. — нерастворимый остаток.

Таблица 2.

Типовые содержания в карбонатных палеозойских породах Печорского Урала

Породы	Содержание
Известняки детритовые, обломочные и др.	0,03 — 0,04
Доломиты седиментационно-диагенетические	0,02 — 0,03
Рифогенные известняки	0,008—0,015
Рифогенные доломиты (доломитизация постседиментационная)	0,005—0,01

нит мы рассматриваем как минералы-наследники первичных Ар и ВМК. В условиях "закрытой системы" Sr, сброшенный в поровый флюид при инверсии арагонита (если она все же происходила), уже не мог покинуть пределы карбонатного пласта и давал собственные минералы. Поэтому ассоциации: ВМК+Ар+Ц+С, в которой может отсутствовать любой член, трактуется нами как закономерный продукт заторможенного диагенеза. Основным фактором длительного сохранения Ар в условиях "закрытой системы" диагенеза мы считаем органическое вещество (ОВ), в особенности богатое азотом белковое ОВ. Действительно, ОВ, защищенное глинистыми экранами от быстрого аэробного окисления, способно продуцировать аммиак, который создает экстремально высокие значения pH [9], благоприятные для сохранения арагонита [4], продуцировать аминовые и жирные кислоты, способные сорбироваться на поверхности Ар и тем предохранять его от растворения [12]. Другим существенным фактором могло быть длительное сохранение в "закрытой системе" состава морской воды без больших изменений. Хорошо известно предохраняющее действие на арагонит магния, а при отсутствии магния, по-видимому, и сульфат-иона [4]. Важно подчеркнуть, что создание в диагенезе "закрытой системы", впервые теоретически предсказанное К.Х.Ведеполем [14] действует как очень мощный фактор, поэтому попытки интерпретации данных по геохимии Sr без учета этого фактора чреваты серьезными ошибками. Так Ю.Кранц [11], изучавший триасовые отложения Северных Альп, связывает аномалии по Sr с эвапоритовым процессом; В.Г.Кузнецов, Н.Б.Пийп [5], изучавшие турнейские толщи Оренбургской области, приписывают аномалии скелетам радиолярий, не приводя никаких доказательств этого. В обоих случаях главной причиной аномалий по Sr, на наш взгляд, является строение разреза — чередование в нем карбонатных и мергельных слоев (триас Северных Альп) или карбонатных и мергельно-кремнистых слоев (депресссионные толщи турне). Нам представляется, что вообще практически все описанные в литературе случаи находок Ар в древних толщах легко объяснимы защитным действием на арагонит глинистых или битумных экранов [4], а не какими-то иными причинами.

Важным условием создания "закрытой системы" в диагенезе была, по-видимому, скорость седиментации, обеспечивавшая быстрое перекрытие карбонатного слоя со "свежим" ОВ-экранирующим слоем. Не исключается, что и аномалии, встреченные в толщах протвинских и среднекарбовых седиментационных брекчий [3], также могут иметь реликтовую природу. При обвальном формировании брекчий обломки, первично богатые стронцием, в частности обломки рифов, могли быстро захорониться мощным слоем карбонатного осадка, мелкодетритовая часть которого быстро литифицировалась. Другой возможный тип аномалий по Sr — эпигенетический. Он является альтернативой для брекчий с их

высокой первичной пористостью и, быть может, проявлен там, где имеются крупные тектонические нарушения. Такие аномалии, по-видимому, более контрастны, чем реликтовые.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас литолого-палеогеографических карт палеозоя и мезозоя Северного Приуралья, м. 1:2500 000. Л., "Наука", 1972.
2. Виноградов А.П., Ронов А.Б. Состав осадочных пород Русской платформы в связи с историей ее тектонических движений. - "Геохимия", 1956, № 6, с.3-24.
3. Елисеев А.И., Мизин А.И. Известняковые брекчии карбона в бассейне Верхней Печоры. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1973. Сыктывкар, 1974, с.42-47. (Институт геологии Коми филиала АН СССР).
4. Карбонатные породы. Т.2. М., "Мир", 1971. 267 с.
5. Кузнецов В.Г., Пийп Н.Б. Стронций в турнейских отложениях Оренбургской области. - "Геохимия", 1974, № 4, с.585-593.
6. Пучков В.Н. Рифтогенные окраины континентов и их реликты в палеозойдах Лавразии. Сыктывкар, 1974. 48 с. (Серия препринтов "Научные доклады", вып.9. Коми филиал АН СССР).
7. Ткачев Ю.А., Юдович Я.Э. Статистическая обработка геохимических данных. Л., "Наука", 1975. 233 с.
8. Юдович Я.Э., Иванова Т.И., Черных В.А. К геохимии фтора в карбонатных породах (на примере толщи карбона западного склона Северного Урала). - "Литология и полезные ископаемые", 1975, № 4, с.91-99.
9. В е р н е р R.A. Principles of chemical sedimentology. McGraw Hill, New York, N.Y., 1971. 256 p.
10. К i n s m a n D.J.J. Interpretation of  $Sr^{2+}$  concentration in carbonate minerals and rocks. - "J. Sed. Petrol.", 1969, vol. 39, N 2, p.486-508.
11. К r a n z J.R. Die Strontium-Verteilung in den Arlbergsschichten (Oberes Ladin) des Klostertales (Vorarlberg) / Nordliche Kalkalpen. - "N.Jahrb. Geol. Paläontol. Monatsh.", 1973, n. 3, S 170-187.
12. L i p p m a n F. Sedimentary carbonate minerals. Berlin, Springer, 1973. 228 p.
13. R o t h e P. High-magnesian calcite from the Corbicular and Hydrobia beds (Lower Miocene) in the Mainz basin. - "N.Jahrb. Mineral. Monatsh.", 1971, N.10, S. 460-466.
14. W e d e r o h l K.H. Primäre und diagenetische Strontiumgehalte von Karbonatgesteinen. - "Ber. Deutsch. Ges. Geol. Wiss.", 1969, Reihe B, Bd. 14, N.1, S.17-23.

#### ЕЖЕГОДНИК - 1975

Института геологии Коми филиала АН СССР

#### ГЕОХИМИЯ МАРГАНЦА В ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПЕЧОРСКОГО УРАЛА

М.П.Кетрис

Район Печорского Урала представлял собою краевую опущенную часть Русской платформы, где на протяжении палеозоя накопилась мощная толща осадков - до 8-9 км [1]. Здесь широко представлены платформенные формации Елецкой зоны. Недавно доказано, что непосредственно к востоку от них имеются и формации Лемвинской зоны, которые некоторыми исследователями трактуются как батинальные образования склона - рифтогенной окраины древнего континента Русской плиты [3]. Геохимическое изучение палеозойских толщ в связи с прогнозом нефтегазонаосности проводилось по рр.Щугору, Подчерему, Ильчу, Унье, Малой и Средней Печоре в 1967 - 1973 гг. Методика и результаты этой работы частично публиковались [5]. Настоящее сообщение базируется на анализах 4600 проб, из которых было составлено около 300 сборных проб по литолого-стратиграфическому признаку\*. Все сборные пробы проанализированы на марганец либо химическим методом (колориметрия), либо количественным спектральным анализом, со средней квадратичной ошибкой воспроизводимости около 15% (аналитик Т.И.Иванова). Кроме того, количественному спектральному анализу подвергнуто 1310 частных проб и около 700 нерастворимых остатков, выделенных из всех сборных и из некоторых частных проб, любезно предоставленных для анализа А.И.Галкиным, В.Н.Пучковым, А.И.Елисеевым, Н.В.Калашниковым.

Результаты анализов сборных проб сведены в прилагаемой таблице. Обработка всех анализов, выполненная с учетом особенностей литологии,

\* Подробнее о сборных пробах см. в статье Я.Э.Юдовича в этом же сборнике.

Средние содержания марганца в палеозойских отложениях Печорского Урала

стратиграфии и истории развития региона, позволяет сделать следующие выводы о распределении марганца в палеозойских отложениях Печорского Урала.

1) В палеозойском разрезе выявлено несколько карбонатных и терригенно-карбонатных толщ, отличающихся повышенными содержаниями марганца по сравнению с фоном, не превышающим 50-100 г/т. Это отложения среднего ордовика, позднего лудлова, среднего девона, яснополянские (перекрывающие формацию  $C_1^h$ ) и карбонатно-терригенные породы пермского возраста. При этом среди карбонатных пород палеозоя наивысшими содержаниями марганца отличается мощная толща шугорской свиты среднего ордовика. В ней среднее содержание марганца составляет 400-500 г/т, а в отдельных слоях часто превышает 1000 г/т. Характерно, что все перечисленные отложения, в особенности последние, соответствуют эпохам крупных трансгрессий и формировались в обстановке гумидного климата. И, напротив, отложения, сформированные в обстановке аридного климата, оказываются значительно беднее марганцем. Например, типичные аридные толщи, такие как серпуховские известняки, содержат 40 г/т марганца, а карбонатные породы силура - 53-120 г/т. Таким образом, на нашем материале подтверждается климатический контроль распределения марганца, установленный А.Б.Роновым и А.И.Ермишиной [4] для отложений Русской платформы.

2) В пределах разновозрастных толщ распределение марганца сильно зависит от фациальных обстановок седиментации, причем концентрации  $Mn$  наблюдаются в различных фациях. В частности, выявлено обогащение марганцем двух совершенно различных типов отложений: терригенно-кремнисто-карбонатных депрессионных толщ и красных известняков, формировавшихся в условиях крайнего мелководья. Выявленное ранее [5] сплошное или локальное обогащение  $Mn$  депрессионных толщ может явиться их важнейшей геохимической характеристикой. Можно предположить, что причиной обогащения  $Mn$  карбонатного вещества депрессионных толщ было накопление  $Mn$  в застойной воде депрессий, где он растворялся и впоследствии переходил в карбонатную фазу (биогенную или хемогенную).

3) Установлено, что почти все батинальные формации Лемвинского комплекса обогащены марганцем (в среднем на целый порядок) по сравнению с шельфовыми формациями елецкого комплекса. При этом в лемвинских карбонатах  $Mn$  сопровождается повышенными концентрациями бария, фосфора, серебра и некоторых других элементов-примесей.

4) Имеются прямые и косвенные данные о существенно разных формах нахождения  $Mn$  в карбонатных породах в зависимости от его валовых содержаний. При низких концентрациях (50-100 г/т) содержание  $Mn$  коррелирует с его предполагаемой формой нахождения.

Как правило, наблюдается практически полная растворимость мар-

Порода	Возраст	n	N	Н.о., %	Mn, г/т
Формации Елецкой зоны					
Песчаники, алевролиты	$P_2$	3	76	72.0	1100
Аргиллиты	$P_2$	3	45	76.8	490
Конкреции карбонатные	$P_2$	1	7	26.0	6000
Песчаники, алевролиты	$P_1\alpha - kq$	9	229	71.2	1400
Аргиллиты	$P_1\alpha$	7	110	77.5	760
Конкреции карбонатные	$P_1\alpha$	2	21	47.7	3000
Известняки	$C_3-P_1\alpha s-s$	24	273	5.7	85
Известняки депрессионной фации	$C_3$	2	16	7.5	190
Известняки красные	$C_3-P_1\alpha s-a$	1	7	9.9	1000
Мергели депрессионной фации	$C_3$	4	28	29.6	260
Мергели	$C_3-P_1\alpha s-s$	3	42	37.9	180
Известняки	$C_1 s-C_2$	45	703	2.7	40
Известняки депрессионной фации	$C_2 m$	8	36	5.7	89
Мергели депрессионной фации	$C_2 m$	8	62	28.6	160
Доломиты	$C_1 V$	7	97	3.3	66
Доломиты глинистой депрессионной фации	$C_2 m$	1	7	21.9	220
Песчаники, алевролиты	$C_1 h$	6	112	95.0	130
Аргиллиты, сланцы	$C_1 h$	5	73	92.2	130
Сидериты, сидеритовые железняки	$C_1 h$	3	36	73.5	1500
Эпигенетические железные руды	$C_1 h$	1	4	95.7	1400
Известняки	$C_1 V$	27	396	4.1	53
Известняки красные	$C_1 V_3^1$	2	18	2.6	170
Известняки кремнистые	$C_1 V_2$	2	20	25.3	150
Известняки	$D_3-C_1 t$	11	253	1.4	41
Известняки депрессионной фации	$D_3 t-C_1 t_1$	3	59	7.3	420
Доломиты	$D_3-C_1 t$	3	42	1.2	37
Известняки	$D_1-2$	7	122	11.2	200
Песчаники	$D_1^2-D_2^1$	1	48	98.2	5
Известняки	$S_1 w_2-S_2 t d$	7	113	5.9	120
Мергели и глинистые известняки	$S_2 t d$	4	97	40.7	320
Известняки	$S_1-2$	10	188	4.4	53
Доломиты	$S_1-2$	18	340	2.6	120
Известняки	$O_2-3$	6	166	15.1	270
Аргиллиты	$O_3$	1	2	71.5	310
Известняки	$O_2$	1	11	11.9	390
Доломиты	$O_2$	1	4	6.5	190
Мергели	$O_2$	3	110	38.5	920
Сланцы глинистые	$O_1-2$	1	82	73.2	620
Песчаники, аркозы	$O_2$	4	49	79.7	420
Формации Лемвинской зоны					
Алевролиты, песчаники	$C_1-P_1$	1	15		850
Аргиллиты	$C_3-P_1$	1	7		460
Песчаники	$C_1 V$	1	19	64.5	1500
Аргиллиты	$C_1 V$	1	6	70.9	790
Кремнистые сланцы, фтаниты	$C_1-2$	1	12	89.8	540
Сланцы кремнисто-глинистые и глинистые	$D_3-C_2$	3	23	91.0	580
Сланцы глинисто-кремнистые	$D_3-C_1$	1	44		540
Фтаниты	$D_3^1-2^1$	1	17	89.8	310
Алевролиты	$D_3-C_1$	1	5	94.9	46
Известняки тисванской формации	$D_1^1-2$	1	44	6.4	920
Филлиты тисванской формации	$D_1^1-2$	1	12	88.5	380
Сланцы глиноземистые тисванской формации	$D_1^1-2$	1	10	88.1	1100
Песчаники тисванской формации	$D_1^1-2$	1	5	90.6	560



Таблица (окончание)

Порода	Возраст	n	N	Н.о., %	Mn, г/т
Известняки горевской формации	D <sub>1-2</sub>	1	6	11,2	770
Известняки петельчатые горевской формации	S <sub>2-D<sub>1</sub></sub>	1	9	25,5	540
Сланцы, аргиллиты горевской формации	D <sub>1-2</sub>	4	111	82,5	480
Песчаники, алевролиты горевской формации	D <sub>1-2</sub>	2	27	73,2	1200
Известняки пагинской формации	D <sub>1-C<sub>1</sub></sub>	2	15	35,5	1900
Песчаники, алевролиты пагинской формации	D <sub>2</sub>	1	7	87,2	320
Сланцы глинистые пагинской формации	D <sub>1-2</sub>	1	26	770	770
Известняки кремнистые	O <sub>2-3</sub>	2	17	43,0	710
Филлиты	O <sub>2-3</sub>	1	7	84,2	390
Кремнистые сланцы, фланиты	O <sub>3-D</sub>	1	10	77	77
Сланцы углисто-глинистые	O <sub>3-D<sub>1</sub></sub>	1	15	230	230
Известняки глинистые	O <sub>1-2</sub>	2	14	24,8	>1000
Песчаники, алевролиты	O <sub>1</sub>	5	38	88,9	490
Сланцы	O <sub>1-2</sub>	2	80	87,4	950

Примечание. n — число сборных проб; N — число входящих в них частных проб; н.о. — нерастворимый остаток.

ганца в 2%-ой HCl. Изучение корреляционной зависимости содержаний марганца и выхода нерастворимого остатка (н.о.) показало: а) при низких содержаниях марганца эта зависимость положительна, что является косвенным доказательством терригенной природы марганца, который в данном случае может присутствовать в форме окислов, растворимых в HCl; б) при повышенных содержаниях марганца (> 100 г/т) часто устанавливается отрицательная зависимость его содержаний от выхода н.о., что указывает на карбонатную форму нахождения марганца, вероятно, в виде изоморфного иона  $Mn^{+2}$ . Однако нельзя полностью исключить возможность нахождения некарбонатного (окисного) марганца в некоторых депрессионных и лемвинских толщах.

5) Несомненно, что в разрезах терригенно-карбонатного типа наблюдаемое распределение Mn в большой степени зависело от процессов диагенеза, в которых Mn перераспределялся из терригенных слоев в карбонатные. Интенсивность этих процессов зависела от мощности карбонатных прослоев (чем тоньше прослой, тем он богаче марганцем), и, вероятно, от других факторов — может быть, от содержания органического вещества в терригенных прослоях. В таких толщах многие пласты карбонатных пород, внешне совсем непохожие на конкреции, сильно обогащены марганцем за счет постседиментационного диагенетического процесса. Поэтому при подсчете кларков для карбонатных пород и вообще при любых сравнениях их по марганцу следует учитывать возможное влияние процессов диагенеза, если разрез не чисто карбонатный.

6) Среди терригенных толщ очень низкими содержаниями Mn выделяется угленосная формация C<sub>1</sub><sup>h</sup>, в глинистых породах которой содержание Mn понижено против кларка для "сланцев" в 5-10 раз. Такое обеднение хорошо объясняется интенсивным выносом Mn при формировании кор выветривания, перетолженных продуктов которых много в составе этой формации [6]. Сильным обогащением Mn выделяется молассовая орогенная формация пермского возраста, что связано с унаследованием ею состава исходных пород: основных эффузивов и кремнистых пород.

В отличие от толщи C<sub>1</sub><sup>h</sup> близкая к ней по условиям формирования терригенно-олигомиктовая толща среднего девона намного богаче марганцем. Особенно обогащены марганцем метаморфические аналоги высокоглиноземистых продуктов кор выветривания — специфические "искристые" пиррофиллит-хлоритоидные сланцы [2]. Вероятно, отмеченная разница связана с различными субстратами для кор выветривания. В среднем девоне это могли быть изверженные породы основного состава, а в раннем карбоне, по-видимому, только карбонатные породы или кислые метаморфические сланцы, бедные марганцем.

Если сравнивать содержание Mn в обломочных и глинистых породах, то первые обычно оказываются богаче, причем Mn в них явно связан с ау-

тигенными карбонатами. Однако в красноцветных формациях нижнего ордовика и верхней перми нередко наблюдается обратная картина, когда глинистые породы по содержанию Mn или не уступают обломочным, или даже богаче их. Это хорошо объясняется климатическим контролем геохимии марганца, открытым А.Б.Роновым и А.И.Ермишкиной [4]. В гумидных обстановках Mn мигрировал в растворенном виде и выносился в бассейн, где мог извлекаться в осадок аутигенными карбонатами. При формировании красноцветных толщ, когда господствовал аридный климат,

Mn при выветривании материнских пород окислялся и в виде дисперсных частичек окислов переносился вместе с глинистым материалом, накапливаясь в глинистых осадках.

7) Полученные данные в ряде случаев позволяют использовать Mn для целей геохимической диагностики фаций, в частности для диагностики депрессионных толщ, для подтверждения глубоководной природы известняков типа лемвинских, для выявления климатических колебаний при изучении мощных карбонатных разрезов. Последнее может оказаться особенно важным при геохимическом прогнозе осадочных полезных ископаемых, связанных с корами выветривания.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас литолого-палеогеографических карт палеозоя и мезозоя Северного Приуралья. Л., "Наука", 1972.
2. Бушуева Е.Б., Цыганко В.С., Юдович Я.Э. Пиррофиллит и хлоритид в девонских сланцах Печорского Урала. — В кн.: Региональная минералогия и генезис минералов. Сыктывкар, 1975, с.59-65. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР. Вып. 21).
3. Пучков В.Н. Рифтогенные окраины континентов и их реликты в палеозоидах Лавразии. Сыктывкар, 1974. 48 с. (Коми филиал АН СССР. Серия препринтов "Научные доклады". Вып.9).
4. Ронов А.Е., Ермишкина А.И. Распределение марганца в осадочных породах. — "Геохимия", 1959, № 3, с.206-225.
5. Юдович Я.Э. К геохимии карбонатного марганца. — Тезисы 5-й Коми республиканской молодежной науч.конф. Сыктывкар, 1972, с.168-169.
6. Юдович Я.Э. Особенности генезиса терригенной толщи нижнего карбона Тимано-Уральской области. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1973. Сыктывкар, 1974, с.34-41. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).
7. Юдович Я.Э., Пучков В.Н. Геохимические индикаторы глубоководных отложений. — В кн.: Литология и геохимия осадочного чехла Северо-Востока европейской части СССР. (Ежегодник-1974. Ин-т геологии Коми филиала АН СССР). ВИНТИ, № 824-76 ДЕП, с.30-37.

ЕЖЕГОДНИК — 1975

Института геологии Коми филиала АН СССР

#### ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

#### О ВРЕМЕНИ ФОРМИРОВАНИЯ ВОЗЕЙСКОГО НЕФТЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Г.Д.Удот

На примере Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции установлено, что длительность существования ловушек непосредственно связана с масштабами приуроченных к ним скоплений нефти и газа. Самые крупные месторождения выявлены на структурах палеозойского возраста (Пашнинское, Усинское, Вуктыльское). Структуры наиболее молодые могут оказаться "пустыми" несмотря на значительный объем ловушки. Примером может служить Верхне-Лыжская непродуктивная структура, расположенная рядом с Лузским нефтяным месторождением. Однако не только фактор времени определяет нефтегазоносность структур. На территории юго-восточного склона Тимана известны локальные поднятия новейшего возраста, целиком заполненные нефтью и газом (Кушкоджское, Седьельское, Войвожское и др.). Вероятно, они находились в условиях интенсивного потока углеводородов.

До последнего времени в Тимано-Печорской провинции подтвержденные бурением замкнутые положительные структуры с началом формирования ранее каменноугольного периода не были установлены, хотя их существование не вызывало сомнений, поскольку в других нефтегазоносных регионах, например в соседней Волго-Уральской области, имеются девонские и более древние ловушки.

Анализ карт мощностей Возейского поднятия, составленных по данным глубокого бурения, показывает, что эта структура существовала со среднедевонской эпохи и развивалась в основном унаследованно до новейшего времени. По подошве верхнедевонских отложений Возейское подня-

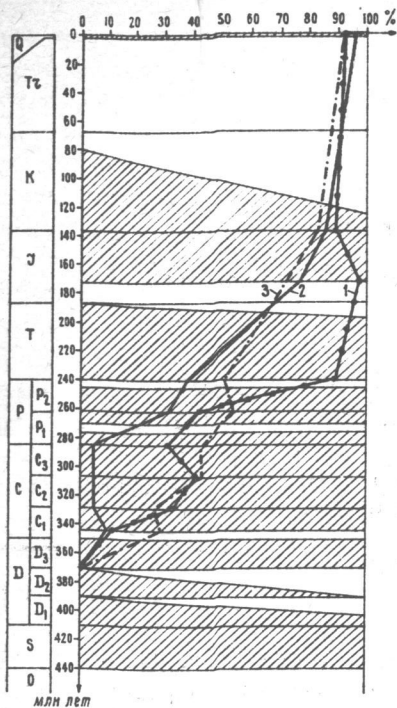


Рис. График развития Воезейского поднятия по подошве верхнедевонских отложений.

по подошве верхнедевонских отложений (см. рисунок, график 1), а также графики формирования восточного крыла этой структуры на дальнем (график 2) и ближнем (график 3) погружениях. Привлечение данных сейсморазведки обусловлено неравномерной изученностью поднятия бурением. Штриховкой показаны периоды, представленные отложениями. Незаштрихованные участки соответствуют перерывам в осадконакоплении и размывам. По горизонтальной шкале откладывались относительные амплитуды палеоподнятий, по вертикальной — геологический возраст в абсолютном летоисчислении [1].

Графики построены следующим образом. По картам суммарных мощностей были определены амплитуды замкнутой положительной формы к началу ранне-, средне-, позднекаменноугольной, ранне-, позднепермской эпох, триасового, юрского периодов и на конец современного осадконакопления. Значения палеоамплитуд в процентах по отношению к амплитуде современного поднятия по кровле среднедевонских отложений отмечались на графике и соединялись в одну линию.

Сравнение графиков 1, 2, 3 показывает, что структурная форма по подошве верхнедевонских отложений существовала в течение 370 млн. лет.

тие представляет замкнутую положительную структуру северо-северо-западного простирания размерами 60x20 км и амплитудой 500 м. С глубиной до кровли силурийских отложений наблюдается закономерное увеличение амплитуды. Первой глубокой скважиной (51 Воезейской), заложенной на своде, была установлена промышленная нефтеносность рассматриваемой структуры. Месторождение относится к категории крупных. Нефти силурийских, средне-, верхнедевонских и каменноугольно-нижнепермских отложений легкие и сходные по свойствам [2]. Кроме того, в девонских отложениях обнаружены твердые битумы [3]. Эти факты указывают, по крайней мере, на двухфазное поступление нефти в рассматриваемую ловушку.

На основании совместного анализа данных бурения и сейсморазведки составлен график развития Воезейского поднятия

Сокращение верхнесилурийских, нижне- и среднедевонских отложений на своде Воезейского поднятия позволяет предполагать еще более раннее его заложение, относящееся к периоду около 420 млн. лет. За это время структура могла неоднократно заполниться флюидами и потерять их.

На графике 1 отчетливо проявляются три периода наиболее интенсивного роста Воезейской структуры: раннекаменноугольный, позднепермский и новейший, за которые прирост амплитуды составляет соответственно 21,47 и 8%, скорость поднятия 5,9, 10,5 и более 35 м/млн. лет. Исходя из предположения, что в период наиболее активного роста структура интенсивнее заполнялась углеводородами, можно сделать заключение, что к раннекаменноугольной эпохе относится первая фаза поступления нефти, от которой остались лишь следы в виде твердых битумов. О том, что в рассматриваемое время могло происходить образование углеводородов, свидетельствуют значительные мощности девонских отложений, достигавшие в области современного Печоро-Кожвинского мегавала порядка 2500 м. Начало формирования всех залежей легкой нефти на Воезейской площади, по-видимому, относится к позднепермской эпохе.

О правомерности этого вывода свидетельствуют данные об образовании в посленижнепермское время большинства локальных поднятий и приуроченных к ним скоплений углеводородов (Усинское, Вуктыльское, Пашинское, Ярегское и другие). Новейшая фаза ввиду слишком большой скорости подъема структуры в достаточной мере, вероятно, не проявилась и привела лишь к частичному перераспределению уже сложившихся запасов. Разрушение древних залежей в девонских отложениях могло произойти скорее всего в раннепермский перерыв осадконакопления. При этом следы миграции нефти — твердые битумы — должны быть и по разрезу каменноугольных отложений. Следовательно, выдвинутое предположение будет более доказательным при обнаружении твердых битумов в породах каменноугольного возраста.

Воезейское поднятие является одной из наиболее приподнятых вершин огромного Лайско-Хорейверского свода, намеченного по подошве верхне-среднедевонских отложений [4]. Эта структура также древнего, по крайней мере, додевонского заложения.

Таким образом, на Воезейской площади весьма длительное время (около 400 млн. лет) сохранялись условия для накопления углеводородов. Непрерывность формирования Воезейской структуры на фоне обширного поднятия, наличие крупного многопластового месторождения нефти позволяют рассматривать ее в качестве уникального объекта для исследования этапов миграции углеводородов на территории севера Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. В этой части региона имеются наилучшие сочетания факторов, положительно влияющих на нефтегазоносность недр: мощный осадочный чехол, представленный более полными разрезами палеозойских и мезозойских отложений, повышенная тектоническая актив-



ность, обусловившая благоприятные структурные условия накопления и сохранения углеводородов.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев Г.Д., Зыков С.И. Геохронологическая шкала фанерозоя в свете новых значений постоянных распада. М., "Наука", 1975. 98 с.
2. Кремс А.Я., Вассерман Б.Я., Матвиевская Н.Д. Условия формирования и закономерности размещения залежей нефти и газа. М., "Недра", 1974. 336 с.
3. Критерии отдельной оценки нефтеносности и газоносности (на примере Тимано-Печорской провинции). Под ред. К.А.Черникова и Г.П.Сверчкова. Л., "Недра", 1974. 183 с. (ВНИГРИ. Труды, вып.334).
4. Удот Г.Д. Структура верхне-среднедевонских отложений запада Большеземельской тундры в связи с нефтегазоносностью. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1974. Сыктывкар, 1975, с.29-33. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

ЕЖЕГОДНИК -- 1975

Института геологии Коми филиала АН СССР

## ВТОРИЧНО БОКСИТИЗИРОВАННЫЕ ГОРИЗОНТЫ В КЕДВА-ТОБЫССКИХ ЗАЛЕЖАХ ЮЖНОГО ТИМАНА

В.В.Беляев, С.В.Колесников, Н.С.Сорвачев

До настоящего времени бокситы Кедва-Тобысского бокситоносного района считаются типично осадочными образованиями. Большинство исследователей отмечает влияние на них процессов вторичной, постседиментационной бокситизации, но не придает этим процессам достаточного значения.

В 1975 г. благодаря любезности руководства УГРЭ и геологов Г.П.Гуляева, В.Н.Баранова и В.К.Маханова нам удалось получить совершенно уникальный материал из экспериментальной шахты на Лоимской залежи, изучение которого позволяет вполне утвердительно говорить о важной, а местами, возможно, и ведущей роли вторичной бокситизации в формировании залежей Кедва-Тобысского района. Полученные результаты полностью подтвердили и ранее намечавшиеся по скважинам особенности строения бокситоносной толщи: ее ритмичность, наличие нескольких горизонтов бокситов и т.д.

В разрезе ствола шахты бокситоносная толща, как показано на рисунке, ложится хорошо заметным разрывом на коричневатые аргиллиты. В самой верхней части эти аргиллиты местами за счет выноса окислов железа осветлены, по составу они каолинитовые, минералы свободного глинозема в них отсутствуют.

Низы нижнего ритма толщи представлены грубообломочной, плохо сортированной породой, сложенной остроугольными обломками в различной степени измененных коричневых аргиллитов и галечками гиббситового состава. Цементирующая их масса глинистая, каолинит-гидрослюдистая с большим содержанием гидроокислов железа (35-38%). Среди обломков и галек часто встречаются сильно железистые оолиты и бобовины, содержащие  $Fe_2O_3$  до 76%. Порода в целом характеризуется неравномерной,

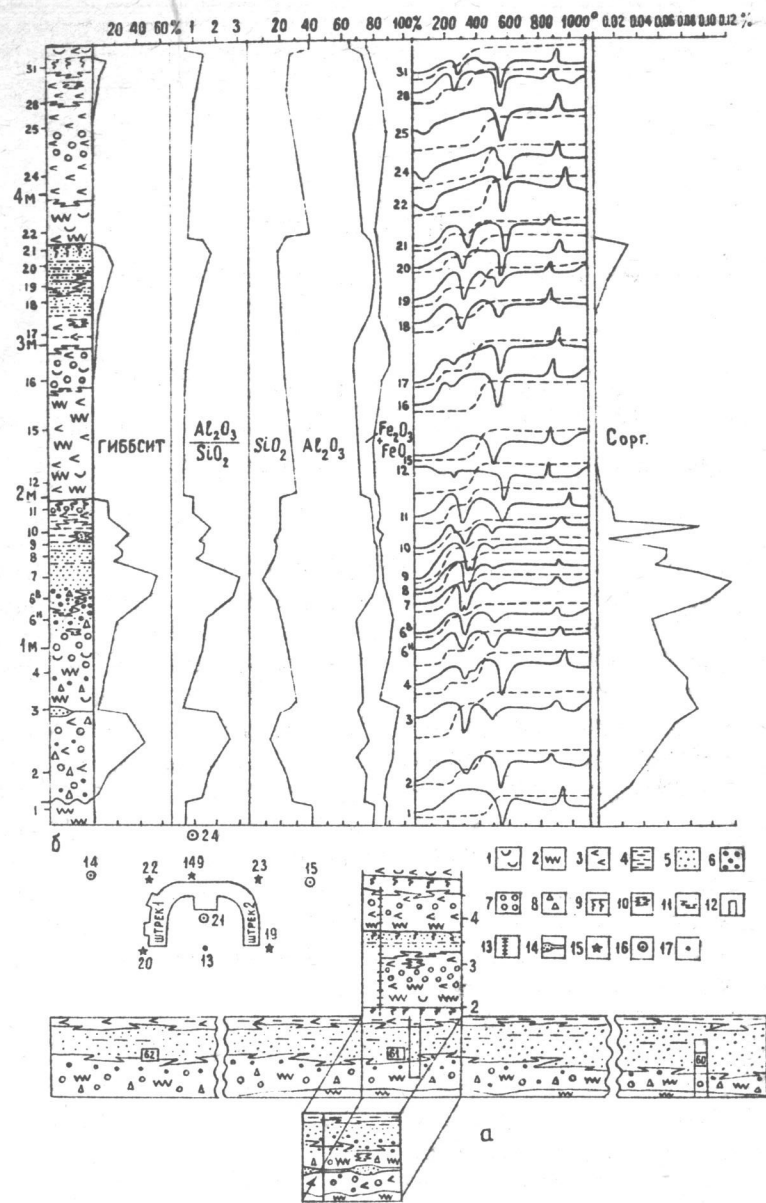


Рис. Разрез шахты с результатами анализов. 1-4 аргиллиты: 1 - зеленоватые гидрослюдистые, 2 - коричневые каолинит-гидрослюдистые, 3 - красные каолинитовые, 4 - фиолетовые каолинит-гиббситовые; 5 - песчаники; 6 - гравелиты; 7 - оолиты; 8 - брекчии; 9 - корешки растений; 10-12 - скважины: 10 - с бокситами, 11 - с аддитами, 12 - с сипаллитами; 13 - линия сплошного опробования; 14 - участки отбора монолитов.

пятнистой окраской с участками грязно-бурого, зеленовато-бурого, красного, желтого цвета. Пятна неправильной формы с постепенными, расплывчатыми переходами. В осветленных разностях породы, наблюдаемых в верхах ритма, обломки коричневых аргиллитов по краю обычно обелены. В их обеленной части нередко появляются минералы свободного глинозема - гиббсит и бемит.

В низах разреза в забое шахтного ствола встречена отдельная линза рыхлой красной породы, которая имеет кремневый модуль 2,4-2,6 и содержит окислы и гидроокислы железа до 22-26%. Мощность этой линзы около 50 см. В верхней части ее наблюдается железистая (гематитовая) корка толщиной 3-5 см с содержанием  $Fe_2O_3$  до 38-42%. К рудному стволу линза выклинивается и в штреках нигде не встречается.

Выше по разрезу залегают для низов бокситоносной толщи этого района ритмичные отложения, известные по разрезам буровых скважин. Внизу располагается грубообломочная порода, пятнистоокрашенная в желто- и красновато-бурые цвета. Она имеет мощность около 60 см. В самой нижней части ее присутствуют обломки коричневых аргиллитов и гальки гиббситового боксита, изредка встречаются реликты известняков. Основная масса породы представлена глиной каолинит-гидрослюдистого состава, которая содержит окислы железа до 25%. Содержание минералов свободного глинозема в породе постепенно увеличивается снизу вверх от 6-8 до 20-27%. Обломки коричневых аргиллитов кверху все более изменяются, по их периферии появляется неровная кайма обеления. Заметно уменьшается количество окислов и гидроокислов железа. Вблизи верхнего контакта в породе возникают неправильной формы пятна обеления, в которых содержание свободного глинозема в 1,5-2 раза выше, чем в соседних красных участках. Кверху количество и размеры этих пятен все больше возрастают, пятна постепенно сливаются друг с другом и создают почти сплошь белую окраску породы с отдельными реликтами красноватого цвета.

Выше залегает пласт светлой породы (30 см), нижняя часть которой по гранулометрии не отличается от подстилающей красновато-бурой породы, однако содержание гиббсита в ней достигает 55-60%, а кремневый модуль 2,5-2,9. В средней части осветленного пласта кремневый модуль породы повышается до 3,5, а кверху постепенно вновь уменьшается. В верхах пласта размерность песчаного материала заметно уменьшается и появляются отдельные тонкие прослои аргиллитов. Кремневый модуль в аргиллитовых прослоях обычно не превышает 1,9, тогда как в песчаниках он составляет 2,5-2,7. Еще выше аргиллиты образуют пласт (20 см) с редкими тонкими (до 2-3 мм) прослоями песчаника. Сами аргиллиты имеют бледно-фиолетовую окраску, а заключенные в них прослои песчаников - белую и содержат гиббсит до 40-45%. В кровле пласта песчаные прослои полностью исчезают.

Осветленные разности пород выше постепенно переходят в вишнево-красные аргиллиты (20 см), в которых содержание свободного глинозема снижается до 8%. Аргиллиты здесь не слоистые, местами они приобретают комковатый облик и содержат большое количество "оптически ориентированной глины". Поверхность кровли этих аргиллитов волнистая, очень напоминающая знаки ряби.

Внешний облик и состав пород на контакте меняются очень резко: окраска надконтактных аргиллитов становится желтовато-красной, в них появляется тонкая слоистость, кремневый модуль снижается до 0,87, минералы свободного глинозема исчезают, в небольших количествах присутствуют гидрослюды. В средней части этого слоя аргиллиты приобретают более яркую красную окраску, так как содержание окислов железа увеличивается в них до 12-15%. К кровле слоя, как и в первом случае, окраска породы снова становится пятнистой, а кремневый модуль ее повышается до 1,2-1,3, появляется гиббсит.

Выше по разрезу залегает следующий слой аргиллитовидных пород (35-40 см), окраска которых снизу вверх также закономерно изменяется от красной, красновато-фиолетовой до белой. Среди аргиллитов здесь часто встречаются песчаные прослои. В низах слоя обеление породы начинается в основном с этих прослоев, кверху оно постепенно захватывает и аргиллиты в виде пятен и участков, которые, все более увеличиваясь в размерах, сливаются друг с другом и придают породе в верхних частях слоя почти сплошь белую окраску. В этих обеленных зонах содержание гиббсита достигает 30-40%, в то время как в соседних красных участках оно не превышает 12-15%. В кровле описываемого слоя встречаются редкие остатки корешков растений, а в шлифах видны выделения "оптически ориентированной глины".

Подосва вышележащего слоя (1,1 м) слагается красными плотными аргиллитами каолинитового состава с небольшой примесью гидрослюды и с содержанием окислов железа до 5-7%. Кремневый модуль аргиллитов здесь составляет около 0,85 или немного меньше. Окраска их кверху становится пятнистой, среди белых пятен появляются отдельные округлые формы. В верхней половине слоя содержание окислов железа в основной красной массе породы увеличивается до 14-16%, а в обеленных участках уменьшается до 2-3%. Приуроченные к верхам слоя обеленные аргиллиты (10-15 см) связаны с нижележащими пятнистыми с постепенными переходами, но в отличие от них имеют гиббсит-каолиновый состав. Содержание гиббсита достигает в них 12%. В этих аргиллитах встречено большое количество остатков корней растений в прижизненном положении.

На белых гиббсит-каолиновых аргиллитах с резким контактом залегают зеленовато-бурые тонкослоистые каолинит-гидрослюдистые аргиллиты следующего слоя. Выше по разрезу терригенная толща нами не изучалась.

Как видно из изложенного, в описанной части разреза бокситоносной толщи легко выделяются четыре интервала, в которых снизу вверх во все увеличивающихся размерах происходят явные постседиментационные изменения пород: меняется внешний облик и окраска породы, возрастает кремневый модуль и содержание свободного глинозема, увеличивается, а затем резко уменьшается содержание окислов железа и т.д. Эти интервалы совпадают с определенными ритмами осадконакопления, характер строения которых в разрезе несколько различен. Так два нижних ритма слагаются внизу грубообломочными породами, которые к верхним частям ритмов постепенно замещаются тонкообломочными и пелитовыми, тогда как в верхних ритмах наблюдается обратная картина: более грубый (песчаный) материал появляется в верхах ритмов. Внутри каждого ритма состав и окраска их меняются постепенно, тогда как на границе ритмов эти изменения происходят скачкообразно.

В верхних частях каждого ритма более или менее четко видны следы перерывов осадконакопления: знаки ряби, перемывы, трещины усыхания, остатки корней растений. С учетом изменения состава пород в пределах ритма становится очевидно, что во время этих перерывов происходило интенсивное преобразование осадков и пород в направлении их дальнейшей бокситизации. Химические анализы показали, что в обеленных участках кремневый модуль породы значительно выше, чем в неизмененных красных, взятых рядом из одного и того же слоя (см. таблицу).

Таблица  
Химические анализы белых (б) и красных (к) участков

Окислы	2б	2к	13б	13к	19б	19к
SiO <sub>2</sub>	27,8	32,1	25,9	31,1	25,2	31,9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	45,2	42,1	49,1	41,6	52,3	42,1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,5	2,2	1,6	3,1	1,2	2,4
FeO	0,2	0,3	0,3	0,1	0,2	0,1
TiO <sub>2</sub>	3,1	3,2	2,7	3,3	2,6	3,1
П.п.п.	20,1	18,0	20,3	18,0	22,0	18,3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> :SiO <sub>2</sub>	1,63	1,31	1,89	1,34	2,07	1,32

При анализе данных таблицы следует иметь в виду, что расстояния между такими парными пробами составляют всего 0,2-0,6 см. Совместная интерпретация результатов термических и химических анализов сви-



детельствует, что в обеленных участках породы по сравнению с красными содержание минералов свободного глинозема в 1,5-2 раза больше, а содержание окислов железа в 1,5-2 раза меньше. При обелении существенно снижается в породе содержание кремнезема, вследствие чего некондиционные бокситовые породы зачастую переходят в бокситы.

Подобные изменения можно установить и при прослеживании одного и того же прослоя породы по простиранию. При этом нетрудно заметить, что изменяется не только окраска породы, но и содержание основных окислов и минералов, хотя мощность и литологический тип самой породы остаются постоянными. Так, прослой грубых коричневых брекчий и нижележащий гравелит возле забоя в штреке 2 имеют кремневый модуль 2,6 (обр.60), тогда как этот же прослой в рудном дворе имеет модуль 2,1 (обр.61), а в конце штрека 1 модуль его едва достигает 1,5 (обр.62).

Характерно также, что в штреке 2 породы всего бокситоносного ритма имеют более высокий модуль, чем в других местах. Здесь аргиллиты верхней части ритма бледно-фиолетовые, к рудному двору они постепенно приобретают ярко-фиолетовую окраску, а по мере продвижения по штреку 1 - ярко-красную. Основываясь на этом, можно полагать, что первоначальная окраска аргиллитов была красная, а фиолетовая, желтоватая и белая окраски являются более поздними, вторичными. Так, в конце штрека 2 видно, что бледно-фиолетовые аргиллиты полностью сменяются белыми. Одновременно изменяется и состав пород. Анализ образцов, отобранных по простиранию пласта этих аргиллитов на расстоянии всего около 4 м, показал, что содержание гиббсита в белых аргиллитах составляет 42-45, в бледно-фиолетовых - 31-34, в ярко-фиолетовых - 19-21, в красно-фиолетовых - 11-13 и, наконец, в красных редко превышает 5-7%. Содержание окислов железа возрастает от обеленных аргиллитов к красным от 1-1,5 до 6-8%. Аналогичные закономерности наблюдаются и в следующих двух ритмах, где обеленные участки также обогащены минералами свободного глинозема и обеднены окислами железа.

Из всего изложенного видно, что процессы обеления и бокситизации начинались после накопления осадков ритма и заканчивались (в этом ритме) с началом отложения следующего ритма, т.е. эти процессы были связаны с поверхностным субаэральным изменением (выветриванием) осадков.

Материалы проведенных исследований пока не позволяют детально разобраться в механизме вторичной бокситизации ("дозревания") ритмично построенных бокситоносных толщ, но они со всей очевидностью указывают на сам факт такой бокситизации, на ее связь с процессами выветривания и важную, а местами, видимо, и ведущую роль в образовании бокситов Кедва-Тобысского района.

ЕЖЕГОДНИК - 1975

Института геологии Коми филиала АН СССР

## МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ В ГЕОЛОГИИ

### О СООТНОШЕНИИ СТАТИСТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО И ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ГОРНЫХ ПОРОД И РУД

Ю.А.Ткачев

Основной статистической задачей при минералого-геохимических исследованиях является построение модели минерального и вещественного состава породы и всесторонняя проверка вытекающих из нее следствий с помощью статистических критериев. В предлагаемой статье вводится понятие статистически однородной породы. Изложена методика расчета химического состава породы по минеральному и минерального по химическому методом наименьших квадратов. Для статистически однородной породы предложены формулы расчета дисперсии содержаний элементов по дисперсии минерального состава. На основе определения статистически однородной породы показана сущность "ложных" коэффициентов корреляции, методика их расчета по содержаниям и дисперсиям содержаний минералов. Все результаты сопровождаются "сквозным" численным примером, на котором показано, что содержательная интерпретация статистических параметров возможна лишь при сравнении эмпирических статистических параметров с параметрами, вытекающими из модели статистически однородной породы.

Пусть порода содержит  $n$  химических компонентов и  $m$  минеральных видов. Введем следующие обозначения:  $i$  - номер компонента (на пример, химического элемента),  $i = \overline{1, n}$ ,  $j$  - номер минерального вида,  $j = \overline{1, m}$ ,  $x_i$  - содержание элемента  $i$ ,  $y_j$  - содержание минерала  $j$ ,  $c_{ij}$  - содержание элемента  $i$  в минерале  $j$ . Тогда справедливы следующие исходные соотношения:

$$\sum_n x_i = 1 \quad (1); \quad \sum_m y_j = 1 \quad (2); \quad x_i = \sum_m c_{ij} y_j \quad (3).$$

Минерал	Содержание элементов, $C_j$					Содержание минералов	
	Ca	Mg	F	CO <sub>3</sub>	Σ	$y_j$ по модели	по МНК
CaCO <sub>3</sub>	0,400	0	0	0,600	10·10 <sup>-4</sup>	0,51	0,5099
CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	0,217	0,132	0	0,650	3·10 <sup>-4</sup>	0,47	0,4691
	0,513	0	0,487	0	50·10 <sup>-4</sup>	0,02	0,0199
Содержание элемента в породе	0,316	0,062	0,01	0,612	0,00075	1	

где  $\sigma_{i \text{ в о с п}}$  — средняя квадратическая погрешность в определении элемента  $i$ . Обычно  $\sigma_i/x_i = V_i$ , где  $V_i = \text{const}$  — относительная погрешность. Поэтому (5) можно записать в виде

$$\sum_{i=1}^n x_i^{-2} c_{ij} \left( \sum_{j=1}^m c_{ij} y_j - x_i \right)^2 = \min. \quad (6)$$

Беря производные от (6) по  $y_j$  и приравнявая их к нулю, получим  $m$  уравнений с  $m$  неизвестными:

$$\sum_{i=1}^n x_i^{-2} c_{ij} \left( \sum_{j=1}^m c_{ij} y_j - x_i \right) = 0, \quad j = \overline{1, m}. \quad (7)$$

Продолжим рассмотрение нашего примера. Пусть известны все приведенные в таблице  $c_{ij}$  и  $x_i$  (первые пять столбцов таблицы). После подстановки этих значений в (7) и приведения подобных членов получим систему уравнений:

$$\begin{aligned} 2,565y_1 + 1,911y_2 + 2,064y_3 - 2,247 &= 0 \\ 1,911y_1 + 6,133y_2 + 1,118y_3 - 3,878 &= 0 \\ 2,064y_1 + 1,118y_2 + 254,745y_3 - 6,651 &= 0 \end{aligned} \quad (8)$$

Ее решение имеет корни (табл.1, последний столбец), с точностью до округления совпадающие с модельными содержаниями. Чем больше разность  $n - m$  и чем выше погрешности анализа, тем более эффективен МНК по сравнению с расчетом минерального состава по содержаниям первых попавшихся  $m$  из  $n$  элементов.

Другая обратная задача состоит в определении содержаний элементов в минералах  $c_{ij}$  по известному химическому и минералогическому составу. В общем случае эта задача неразрешима, так как число неизвестных ( $m \times n$ ) всегда больше числа уравнений ( $n$ ) (тривиальный случай:  $m = 1, m \times n = n$  очевиден). Однако в некоторых случаях неиз-

Мы ограничимся случаем, когда  $c_{ij}$  постоянны в данном участке породы, причем в ряде рассмотренных случаев результаты будут относиться не только к случаю "замкнутой" системы, т.е. системы, удовлетворяющей равенствам (1) и (2).

1. Задача о содержаниях. Наиболее простой, тривиальной задачей здесь является расчет химического состава  $x_i$  по содержанию минералов  $y_j$  и их составу  $c_{ij}$ . Она решается прямым применением формулы (3).

Рассмотрим следующий пример, который затем будет использоваться для иллюстрации других задач. Карбонатная порода с вкраплениями флюорита имеет следующий минеральный состав (табл.1, столбец  $y_j$ ) и состав минералов (столбцы  $c_{ij}$ ). По формуле (3) рассчитан следующий химический состав породы (табл.1,  $x_i$  последняя строка).

Обратная задача заключается в расчете минерального состава  $y_j$  по химическому составу  $x_i$  и величинам  $c_{ij}$ . Имеется  $n$  уравнений (3) и  $m$  неизвестных, поэтому задача разрешима, если  $n \geq m$ . В случае равенства числа используемых для расчета элементов числу минералов ( $n = m$ ) необходимо решить систему из  $n$  уравнений с  $m$  неизвестными. Например, в нашем примере используя первые три столбца табл.1, составляем следующую систему уравнений

$$\begin{aligned} 0,4y_1 + 0,217y_2 + 0,513y_3 &= 0,316 \\ 0,132y_2 &= 0,062 \\ 0,487y_3 &= 0,01 \end{aligned} \quad (4)$$

Решение системы (4) облегчается тем, что некоторые элементы (Mg, F) содержатся лишь в одном минерале, поэтому два последних уравнения непосредственно дают содержания соответствующих минералов. Решение уравнений здесь копирует традиционный подход: по содержанию Mg сразу рассчитывают содержание доломита, по содержанию F — флюорита, по разности или по содержанию оставшегося кальция — содержание кальцита. Если все или большая часть элементов — "сквозные", то традиционный подход непригоден и требуется решение невырожденной системы уравнений (3). С точностью до округления решение системы совпало с модельным содержанием минералов. На практике более распространена ситуация  $n > m$ . Вследствие неизбежных погрешностей анализа система  $n$  уравнений с  $m$  неизвестными будет несовместной и задачу необходимо решать методом наименьших квадратов (МНК). При этом возникает вопрос о минимизируемой функции. Представляется наиболее правильным минимизировать сумму квадратов отклонений содержаний элементов, взвешенных на точность их анализа, т.е. на величины, обратно пропорциональные дисперсиям воспроизводимости:

$$\sum_{i=1}^n \sigma_{i \text{ в о с п}}^{-2} \left( \sum_{j=1}^m c_{ij} y_j - x_i \right)^2 = \min, \quad (5)$$

вестна часть ( $k$ ) значений  $c_{ij}$ , и если  $k \leq n$ , задача решается описанным выше МНК.

**2. Задачи о дисперсиях.** Единственно разрешимая задача состоит в определении дисперсий содержаний элементов  $\sigma_{x_i}^2$ , следующих из модели минерального состава. Для решения необходимо иметь значения  $c_{ij}$  и ковариационную матрицу  $\{cov_{y_k y_e}\}$  минералов в породе. В соответствии с (3) очевидно

$$\sigma_{x_1}^2 = \sum_{j=1}^m c_{1j}^2 \sigma_{y_j}^2 + 2 \sum_{k \neq l} c_{1k} c_{1l} cov_{y_k y_l} \quad (9)$$

Изучение корреляции между минералами, т.е. определения величин  $cov_{y_k y_e}$  представляет собой самостоятельный вопрос как часть задачи построения минеральной модели породы. Интерпретация корреляционной матрицы в терминах процессов генезиса породы, распределения и эволюции минеральных видов значительно усложняется при этом наличием так называемой ложной корреляции, являющейся следствием равенств (1) и (2). Ковариационная матрица в такой "закрытой" системе не может быть устроена произвольным образом. В двухминеральной системе

$$cov_{y_k y_e} = \frac{1}{n} \sum (y_k - \bar{y}_k) (y_e - \bar{y}_e) = \bar{y}_k \bar{y}_e - \bar{y}_k \bar{y}_e = \\ = \bar{y}_k (1 - \bar{y}_k) - \bar{y}_e (1 - \bar{y}_e) = -\bar{y}_k^2 + \bar{y}_e^2 = -\sigma_{y_k}^2,$$

откуда  $r_{y_k y_e} = -1$ , т.е. вся корреляция между минералами является "ложной" и никакая ее содержательная интерпретация невозможна. Представляет интерес только величина дисперсии  $\sigma_{y_j}^2$ . Она и определяет дисперсии входящих в породу элементов:

$$\sigma_{x_1}^2 = c_1^2 \sigma_{y_1}^2 + c_2^2 \sigma_{y_2}^2 + 2 c_1 c_2 cov_{y_1 y_2} = \\ = c_1^2 \sigma_{y_1}^2 + c_2^2 \sigma_{y_2}^2 - 2 c_1 c_2 \sigma_{y_1}^2 = \sigma_{y_1}^2 (c_1 - c_2)^2 \quad (10)$$

Результат интуитивно очевиден: если содержание элемента в обоих минералах одинаково, его дисперсия в породе равна нулю. В трехминеральной системе значения ковариаций (и коэффициентов корреляции) между минералами также однозначно определяются дисперсиями минералов. Действительно

$$\sigma^2 (y_1 + y_2 + y_3) = \sum_{j=1}^3 \sigma_{y_j}^2 + 2 cov_{y_1 y_2} + 2 cov_{(y_1 + y_2) y_3} = 0,$$

откуда  $cov_{y_k y_e} = -\frac{1}{2} \sum_{j=1}^3 \sigma_{y_j}^2 - 2 cov_{(y_k + y_e) y_t}$ , но  $cov_{(y_k + y_e) y_t} = cov_{y_t y_t} = \sigma_{y_t}^2$ , поэтому  $r_{y_k y_e} = -\frac{1}{2} \frac{\sigma_{y_k}^2 + \sigma_{y_e}^2 - \sigma_{y_t}^2}{\sigma_{y_k} \sigma_{y_e}}$  (11)

К сожалению, в более чем трехминеральной системе коэффициенты корреляции не выражаются однозначно через дисперсии минералов, так как их число становится больше числа последних. Уместно и для трехминеральной породы обсудить вопрос о "доле" ложной корреляции в (11). Ложной (лучше-фоновой) корреляцией назовем такую, которая характеризует однородную в минеральном отношении породу заданного минерального состава и заданной зернистости минералов.

**Определение.** Фоновая корреляция между содержаниями минералов в породе - корреляция, вызванная флуктуациями содержания минералов при случайном их размещении в пробах заданного размера статистически однородной породы.

Именно отличие эмпирической корреляции от фоновой и должно получать предметную интерпретацию. Проверять значимость коэффициентов корреляции необходимо не в смысле отличия их от нуля, а в смысле отличия от фоновых значений. К примеру, опробуется гранитный массив пробами определенного размера. Рассчитанные по ним коэффициенты корреляции между минералами будут отражать два явления: а) симбатное и антибатное изменение содержания пары рассматриваемых минералов в опробованном объеме, б) "вытеснение" одного минерала другим за счет случайных флуктуаций числа зерен этих минералов в пробе при условии минеральной однородности массива. Очевидно, для геолога интерес представляет лишь первое явление, а второе желательно предвидеть и "вычесть" из первого.

Пусть в нашем примере размер зерен  $q$  породы таков, что средний вес зерна кальцита и доломита равен 25 мг, а средний вес зерна флюорита - 200 мг. Вес пробы равен 100 г. Для этих условий дисперсии содержания минералов в пробе можно определить из формулы

$$\sigma_{y_j}^2 = \frac{q_j^2 n p_j (1 - p_j)}{Q^2}, \quad (12)$$

где  $q_j$  - средний вес зерна минерала  $j$ ,  $p_j$  - вероятность попадания его в пробу, т.е. доля числа зерен (отличающаяся от весового содержания!),  $Q$  - вес пробы. Подставляя численные значения в (12), имеем:  $\sigma_{y_1} = \sigma_{y_2} = 0,025^2 \cdot 4 \cdot 10^3 \cdot 0,49 \cdot 0,51 \cdot 10^{-4} = 62 \cdot 10^{-4}$ ;

$$\sigma_{y_3}^2 = 0,200^2 \cdot 4 \cdot 10^3 \cdot 0,002 \cdot 0,998 \cdot 10^{-4} = 0,32 \cdot 10^{-4}.$$

Подставляя в (11) полученные дисперсии, получим следующие значения фоновых коэффициентов корреляции: кальцит-доломит -  $r = -0,9974$ ; кальцит-флюорит -  $r = -0,0343$ ; доломит-флюорит -  $r = -0,0343$ . Они не очень показательны, так как ввиду подавляющего содержания суммы кальцита и доломита порода практически двухминеральная, но принцип расчета одинаков для любой трехминеральной системы.

Подставляя полученные коэффициенты корреляции в (9), получаем следующие дисперсии химических компонентов. Эти дисперсии являются в



Таблица 2

Характеристика:	Ca	Mg	F	CO <sub>3</sub>	Sr
Дисперсия	$2,12 \cdot 10^{-4}$	$1,08 \cdot 10^{-4}$	$0,76 \cdot 10^{-4}$	$0,28 \cdot 10^{-4}$	$0,36 \cdot 10^{-3}$
Стандарт	$1,46 \cdot 10^{-2}$	$1,04 \cdot 10^{-2}$	$0,276 \cdot 10^{-2}$	$0,53 \cdot 10^{-2}$	$0,60 \cdot 10^{-4}$
Вариация, %	4,62	16,77	27,6	0,87	8,00

известном смысле фоновыми, характеризующими (с точностью до случайных флуктуаций количества зерен разных минеральных видов в пробах) однородный в пределах опробованного участка массив. Решение обратной задачи о дисперсиях, т.е. расчет дисперсии минералов по дисперсиям химических элементов, представляется невозможным, так как требует решения системы уравнений более чем первой степени.

3. Задачи о корреляции. При решении задач о дисперсиях уже использовалась матрица ковариаций между минералами. Теперь рассмотрим расчет коэффициентов корреляции между химическими элементами. Без вывода, данного нами в опубликованной ранее работе (1), приведем решение

$$r_{x_l x_t} = \frac{\sum_{j=1}^m \sum_{i=1}^m r_{y_j y_i} k_{x_l i} k_{x_t j}}{\sigma_{x_l} \sigma_{x_t}} \quad (13)$$

где  $r_{x_l x_t}$  — коэффициент корреляции между элементами  $l$  и  $t$   
 $r_{y_j y_i}$  — коэффициент корреляции между минералами  $j$  и  $i$  (если  $j=i$  то  $r=1$ ),  $k_{x_l i}$  — доля среднего квадратического отклонения элемента  $l$ , вызванная его содержанием в минерале  $i$ , т.е.  $k_{x_l i} = \frac{\sigma_{x_l i}}{\sigma_{x_l}}$ ,  $\sigma_{x_l i} = c_{l i} \sigma_{y_i}$  где  $c_{l i}$  — содержание элемента  $l$  в минерале  $i$ ,  $\sigma_{y_i}$  — его стандартное отклонение,  $\sigma_{x_l}$  — стандартное отклонение элемента  $l$ , определяемое по формуле (9). В результате имеем:

$$r_{x_l x_t} = \frac{1}{\sigma_{x_l} \sigma_{x_t}} \sum_{j=1}^m \sum_{i=1}^m r_{y_j y_i} c_{l i} c_{t j} \sigma_{y_i} \sigma_{y_j} \quad (14)$$

Расчеты по формулам (13) и (14) для нашего примера приведены в следующей таблице фоновых коэффициентов корреляции:

Ca	Ca	Mg	F	CO <sub>3</sub>	Sr
Mg	-0,99				
F	+0,12	-0,036			
CO <sub>3</sub>	-0,78	+0,77	-0,67		
Sr	+0,94	-0,93	+0,41	-0,95	

Эти коэффициенты корреляции, как и приведенные выше коэффициенты корреляции между содержаниями минералов, являются фоновыми. Так, если эмпирический коэффициент корреляции по ряду проб между Ca и Mg

будет приближаться к  $-1$ , то он может быть интерпретирован не более как следствие случайных флуктуаций содержаний доломита и кальцита. В таком же смысле должна интерпретироваться отрицательная связь Mg и Sr ( $-0,93$ ). В соответствии с этим даже нулевое значение  $r_{(Mg, Sr)}$ , не говоря уже о его положительном значении, прямо указывает на тесную связь процессов доломитизации с привнесом стронция в породу.

Таким образом, наблюдаемые коэффициенты корреляции представляют собой суммарный результат борьбы эффектов. От одного из них, наложенного процентным пересчетом во взаимодействии с локальными флуктуациями минерального состава, необходимо избавиться. Представляется правильным значимость коэффициентов корреляции оценивать по сравнению не с нулевым, а с фоновым, модельным значением. В заключение следует упомянуть о рекомендациях Ф.Чейза [2,3] проверять значимость коэффициентов корреляции в системе с постоянной суммой их сравнением со "средним" значением для системы, равным  $\frac{1}{1-m}$ , где  $m$  — число минералов в породе. Это решение, справедливое для системы с равными дисперсиями содержания минералов (или элементов), оказывается непригодным во всех остальных (и как раз наиболее распространенных) случаях. Не лучше эмпирический прием в работе Щуровского [4] — сравнивать коэффициент корреляции со значением  $-\frac{1}{m'+3}$ , где  $m'$  — номер элемента по порядку уменьшения дисперсии. Кроме того, вызывает недоумение, с каким элементом коэффициент корреляции  $m'$ -того элемента будет равен указанной величине.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Ткачев Ю.А., Юдович Я.Э. Статистическая обработка геохимических данных. Л., "Наука", 1975. 233 с.
2. Ch a y e s F. On correlation between Variables of Constant Sum. Journal of Geophysical Research, 1960, v. 65, No12, pp. 4185-4193.
3. Ch a y e s F. Numerical correlation and petrographic Variation. Journal Geol., 1962, V.70, No 4, pp. 440-452.
4. S z u r o w s k i H. Zu einigen Problemen der Korrelations und Regressions-analyse bei geochemischen Untersuchungen. Zeitschr. für angewandte Geologie, 1967, Bd. 13, H.6, s.317-321.

ИЗУЧЕНИЕ ВИДА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СЛУЧАЙНЫХ ПОГРЕШНОСТЕЙ  
СПЕКТРАЛЬНОГО АНАЛИЗА

Т.И.Иванова

При производстве аналитических работ величины случайных погрешностей обычно тщательно изучаются [2,3], а вопросу их статистического распределения внимания почти не уделяется, в то время как этот вопрос важен для правильного использования результатов анализов. Например, простая задача о расчете среднего содержания по результатам многократного анализа одной пробы не может быть решена без знания закона распределения погрешностей: при нормальном распределении правильной оценкой среднего содержания является среднее арифметическое, при логарифмически-нормальном распределении - антилогарифм среднего арифметического логарифмов содержаний, т.е. среднее геометрическое [1]. Еще более важно знание вида распределения погрешностей при расчете статистических характеристик (среднего значения, квадратического отклонения и др.) для природной совокупности проб. В этом случае наблюдаемое распределение результатов анализа является статистической композицией истинного распределения содержаний в пробах и распределения погрешностей анализа. Многочисленные статистические тесты, применяемые для обоснования геологических и геохимических выводов, в большинстве случаев также опираются на знание вида распределения изучаемых величин.

В статье приведены результаты изучения вида распределения по данным: а) многократного анализа одной пробы, б) двукратного анализа проб с различным содержанием на примере стронция в карбонатных породах, однако следует подчеркнуть, что полученные выводы справедливы для спектрального анализа любых пород на любые малые элементы.

Для выяснения вида распределения при постоянном содержании  $C = \text{const}$  мы провели проверку согласия эмпирического распределения

случайных погрешностей при 22-кратном анализе одной пробы с нормальным (табл.1) и логнормальным распределениями по критерию  $\chi^2$ . Полученное значение (2,07) не превышает табличного значения для 5%-го уровня значимости при 6 степенях свободы (1,2,6). Аналогичные расчеты для логарифмов содержаний (таблица не приводится) дают значение  $\chi^2$  (0,76), также не превышающее табличное. Результаты аппроксимации показывают, что распределение погрешностей не противоречит ни нормальному, ни логнормальному закону, и, следовательно, нет возможности сделать из них обоснованный выбор. Это объясняется тем, что дисперсия распределения погрешностей мала, а число анализов незначительно. В этих условиях диагностика распределения чрезвычайно затруднительна, а выполнение значительно большего числа анализов одной и той же пробы специально для изучения распределения погрешностей не рационально. Вообще, следует заметить, что уверенную диагностику вида распределения погрешностей можно провести по методу многократного анализа одной пробы лишь для случая, когда анализ выполняется с большой погрешностью (полуколичественный анализ).

Возникает вопрос, можно ли использовать для этой цели результаты двукратных анализов проб с различными содержаниями. Очевидно, в общем случае распределение разностей  $x_i - c_i = \Delta_i$  будет определяться прежде всего тем, зависят ли эти разности от концентраций  $C_i$ .

Для выяснения этого вопроса мы рассчитали коэффициент корреляции и корреляционное отношение между абсолютным значением разности содержаний при двукратном анализе пробы и средним содержанием в пробе. Значение коэффициента корреляции ( $r = +0,57$ ) оказалось значимым на 5%-ом уровне (наибольшее случайное значение коэффициента корреляции для 39 проб равно 0,32). Гипотеза линейности связи проверялась способом, рекомендованным Ю.А.Ткачевым [1]. Коэффициент корреляции и корреляционное отношение подвергались преобразованию Фишера

$$z_1 = \frac{1}{2} \ln \frac{1+r}{1-r}; \quad z_2 = \frac{1}{2} \ln \frac{1+r_0}{1-r_0}$$

Величины  $z_1$  и  $z_2$  распределены нормально с дисперсией  $\sigma_z^2 = (n-3)^{-1}$ , следовательно, статистика

$$\frac{z_1 - z_2}{\sqrt{\sigma_{z_1}^2 - \sigma_{z_2}^2}} = \frac{0,373}{0,236} = 1,58$$

распределена по нормальному закону. Ее вычисленное значение меньше табличного для 5%-го уровня значимости (1,96), следовательно, гипотеза о линейности не отвергается. Это дает возможность рассчитать уравнение регрессии погрешности  $\Delta_i$  на содержание  $C_i$ :

$$\Delta_i = 0,1 C_i + 0,0003,$$

Таблица 1

Границы интервалов группировки		Эмпирические частоты, $n_z$	Вероятность нормального распределения, $p$	Теоретические частоты нормального распределения, $n_T$	$n_z - n_T$	$(n_z - n_T)^2 / n_T$
$x \cdot 10^{-3} \%$	в долях $S_x$					
18,5	-0,91	3	0,181	3,98	-0,98	0,26
19,5	-0,59	3	0,096	2,11	0,89	0,37
20,5	-0,28	2	0,112	2,46	-0,46	0,085
22	+0,19	5	0,185	4,07	0,93	0,21
24	+0,81	6	0,216	4,75	1,25	0,33
27	+1,75	1	0,040	0,88	0,12	0,010
$\bar{x} = 21,4 \quad S_x = 3,2$		$n = 22$	$\sum p = 1,0$	$\sum n_T = 22$	$\chi^2 = 2,07$	

из которого видно, что погрешность составляет 10% от определяемых концентраций, и в области не очень малых содержаний значением свободного члена в уравнении (2) можно пренебречь.

В случае пропорциональной зависимости между погрешностью и концентрацией распределение разности  $\Delta_i$  будет композицией распределения погрешностей при  $C = const$  и распределения содержаний в анализируемой партии проб, следовательно, их нельзя непосредственно использовать для выяснения вида распределения погрешностей анализа.

По определению, погрешность  $\Delta$  равна

$$\Delta = x_i - c_i,$$

где  $c_i$  — истинное содержание,  $x_i$  — результат измерения. При прямой пропорциональной зависимости между содержанием в пробе и погрешностью имеем

$$\Delta_i = x_i - c_i = a c_i,$$

откуда

$$x_i = a c_i + c_i = c_i (a + 1),$$

$$x_i / c_i = a + 1, \log x_i - \log c_i = \log (a + 1).$$

Обозначая  $\log x_i - \log c_i$  через  $\Delta \log$ , получаем

$$\Delta \log = \log (a + 1) = const,$$

т.е. при логарифмировании содержаний и последующем нахождении погрешностей ее величина остается постоянной, т.е. независимой от содержаний и равной  $\log (a + 1)$ . Это позволяет использовать двукратные

анализы проб с различным содержанием для эффективного изучения распределения логарифмической погрешности  $\Delta \log = \log x_i - \log x_i''$ .

Аппроксимация распределения величины  $\Delta \log$  нормальным законом для 37 двукратных анализов на стронций показала хорошую сходимость ( $\chi^2 = 3,25, \chi^2_{табл.} = 6,00$ ). В то же время аппроксимация разности между результатами двукратных анализов не в логарифмах (процентах) невозможна ( $\chi^2 = 9,24, \chi^2_{табл.} = 6,00$ ). Таким образом, при сопоставимом числе анализов диагностика распределения погрешностей по двукратным анализам многих проб более эффективна, чем по многократным анализам одной пробы.

На большом числе анализов (255) мы предприняли попытку изучения распределения разности логарифмов результатов двукратного анализа одной пробы, снятой подряд дважды на одну пластинку. Обычно так снимается каждая проба и результат анализа фактически определяется по среднему значению из двух почернений. Для упрощения расчетов вместо разности логарифмов содержаний мы использовали разность почернений, так как они связаны линейной зависимостью, а линейные преобразования на вид распределения не влияют. Результат аппроксимации указывает на хорошую сходимость эмпирического распределения с нормальным распределением:  $\chi^2 = 3,64, \chi^2_{табл.}$  для 5%-го уровня значимости равен 7.

Разность между результатами независимых двукратных анализов является разностью между погрешностями:

$$x_i' - x_i'' = (x_i' - c_i) - (x_i'' - c_i) = \Delta_i - \Delta_i'.$$

Обе эти величины ( $\Delta_i$  и  $\Delta_i'$ ) распределены одинаково — нормально, поэтому распределение погрешностей  $\Delta_i = x_i - c_i$  имеет тот же закон, но вдвое меньшую дисперсию.

Таким образом, то логарифмически нормальное распределение содержаний элементов в совокупности проб, которое часто интерпретируется геологами как природное, может быть просто результатом логарифмически нормального распределения погрешностей анализа.

Теперь рассмотрим вопрос о способе расчета среднего по совокупности проб, проанализированных с погрешностями, распределенными логарифмически нормально. Точнее: какую поправку необходимо вводить в среднее арифметическое в зависимости от относительной погрешности анализа. Пусть  $c_i$  — истинные содержания в пробах, тогда истинное среднее арифметическое по совокупности проб равно  $\frac{1}{n} \sum c_i$ . Пусть также  $x_i$  — результаты анализов тех же проб с погрешностями, распределенными по логарифмически нормальному закону.

$$\begin{aligned} \text{Тогда } \bar{x} &= \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i = \frac{1}{n} \left( \sum_{i=1}^n \kappa_i c_i + \sum_{i=1}^n \frac{1}{\kappa_i} c_i \right) = \\ &= \frac{1}{2} \left( \bar{\kappa} c + \frac{1}{\bar{\kappa}} c \right) = \frac{1}{2} \left( \bar{\kappa} c + cov_{\kappa c} + \frac{1}{\bar{\kappa}} c + cov_{\frac{1}{\kappa} c} \right). \end{aligned}$$



Поскольку абсолютные погрешности распределены логнормально и значение  $K_i$  не зависит от определяемых содержаний  $C_i$ , то  $COV_{Kc} = 0$  и  $COV_{1/c} = 0$ , отсюда видно, что завышение среднего арифметического составляет  $\frac{1}{2}(\bar{K} + \frac{1}{\bar{K}})$  раз, т.е. коэффициент завышения равен полусумме средней арифметической и средней гармонической величины, которая является антилогарифмом средней арифметической погрешности логарифмов,

$$K = \text{ant log } / \Delta \lg /$$

Для нормального распределения  $\Delta \lg = \frac{1}{1,25} S \lg$ , где  $S \lg$  среднеквадратическая логарифмическая погрешность. Для малых погрешностей среднюю гармоническую  $\frac{1}{K}$  можно приближенно заменить величиной  $\frac{1}{\bar{K}}$ , тогда завышение для различных погрешностей составит следующие величины (табл.2).

Таблица 2

Средняя квадратичная погрешность (отн.%)	Коэффициент завышения среднего арифметического	Средняя квадратичная погрешность (отн.%)	Коэффициент завышения среднего арифметического
100	1,16	30	1,02
70	1,09	20	1,01
60	1,07	10	1,003
50	1,05		

Приведенные в таблице величины завышения являются нижним пределом истинного завышения. С ростом погрешности разность между приведенными величинами завышения и истинными возрастает.

Мы провели эмпирическую проверку справедливости предлагаемого метода поправок к среднему. Для этого была промоделирована совокупность из 210 проб, распределенных по логарифмически нормальному закону со следующими параметрами: среднее геометрическое (модальное)  $\bar{X} = 0,0100$ , среднее арифметическое  $\bar{X} = 0,01536$ , стандартное отклонение  $S_x = 0,015$ . Для каждой пробы случайным образом была промоделирована погрешность так, что распределение ее было логарифмически нормальным со средним значением логарифма, равным нулю, и квадратическим отклонением логарифма, равным 0,2 (фактически расчетное значение его оказалось 0,195). Среднее арифметическое значение по результатам "анализа" этих проб с указанными "погрешностями" ока-

залось, как и ожидалось, завышенным - 0,01641. Коэффициент завышения, рассчитанный рекомендуемым способом, оказался равным 1,07, что дает оценку среднего, равную  $0,01641:1,07 = 0,01533$ , т.е. с большой точностью совпадающую с истинным средним содержанием (0,01536).

В результате проведенных исследований установлено:

1. Для правильной оценки истинного распределения содержаний элементов в природной совокупности геологических проб необходимо учитывать вид распределения погрешностей анализа.

2. Из двух способов изучения вида распределения погрешностей более эффективным является способ расчета по данным двукратных анализов совокупности проб с различными содержаниями. Этот способ позволяет сделать более обоснованный выбор между распределениями.

3. Распределение погрешностей спектрального анализа в большом диапазоне определяемых концентраций хорошо согласуется с логарифмически нормальным законом. При этом между погрешностью и концентрацией наблюдается прямая пропорциональная зависимость.

4. Средние арифметические содержания по совокупности проб, проанализированных с логарифмически нормально распределенными погрешностями, завышены относительно истинных средних. Величина поправки зависит только от квадратической ошибки воспроизводимости анализа и не зависит от вариации содержаний в анализируемых пробах. Применение поправки имеет смысл для приближенного анализа с относительной погрешностью не менее 30%.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Ткачев Ю.А., Юдович Я.Э. Статистическая обработка геохимических данных. Л., "Наука", 1975. 233 с.
2. Юдович Я.Э., Гольдберг Ю.И., Юшкова Г.Е., Иванова Т.И. Соколов М.Б. Полуколичественный спектральный анализ в геологических целях. - "Литология и полезные ископаемые", 1970, № 5, с.131-14
3. Дубов Р.И. Дисперсионный анализ ошибок измерений. - В кн.: Спектральный анализ элементов-примесей в горных породах. М., "Наука", 1972, с.57-68.

ДИССЕРТАЦИИ СОТРУДНИКОВ ИНСТИТУТА,  
ЗАЩИЩЕННЫЕ В 1975 г.

- Осташенко Б.А. Медно-никелевое оруденение базальтоидных интрузий Центрального Пай-Хоя и условия его формирования. Дис. на соиск. учен. степени канд. геол.-минерал. наук. Ученый Совет геолого-географ. фак. Томского гос. ун-та, Томск.
- Силаев В.И. Литогенез и контактовый метаморфизм ордовикских отложений Центрального Пай-Хоя. Дис. на соиск. учен. степени канд. геол.-минерал. наук. Специализированный Ученый Совет по геол.-минерал. наукам при Ин-те геологии и геохимии им. А.Н. Завариц-кого УНЦ АН СССР, Свердловск.

РАБОТЫ СОТРУДНИКОВ ИНСТИТУТА, ОПУБЛИКОВАННЫЕ  
В 1975 г.

Антошкина А.И. Стратиграфия и условия залегания силурийских отложений поднятия Чернова. В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1974. Сыктывкар, 1975, с. 40-46. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

Арсланов Х.А., Бердовская Г.Н., Лосева Э.И., Филонов Б.А. Новые данные о континентальных микулинских отложениях на Нижней Печоре. - "Вестник Ленингр. ун-та. Геология-география", 1975, вып. 4, с. 139-142.

Асхабов А.М. Влияние механических деформаций на рост кристаллов. - В кн.: Региональная минералогия и генезис минералов, 1975, с. 3-12. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР. Вып. 21).

Асхабов А.М., Мамаев Н.А., Скобелева Л.В., Шереметьев И.А. Брызгалов А.Н. Регенерация головок природных кристаллов кварца. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1974. Сыктывкар, 1975, с. 118-134. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

Беляев В.В. Минеральные типы бокситов среднетиманских месторождений. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1974. Сыктывкар, 1975, с. 10-16. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

Бердовская Г.Н., Лосева Э.И. Плейстоценовые озера в бассейне р. Шапкиной. - История озер в плейстоцене. I У Всесоюз. симпозиум по истории озер. Тезисы докл. Л., 1975, т. 2, с. 114-119.

Боболович Г.Н. Морфогенетический анализ семейств включений углеводородов во флюорите месторождений хребта Кох-и-Марон (Зап. Пакистан). - В кн.: Углерод и его соединения в эндогенных процессах минералообразования. Львов, 1975, с. 64-65.

Брезгунов Н.И., Брезгунова Г.Д., Ткачев Ю.А. Выбор экономических критериев оптимальной плотности буровой сети при поисках. - Сборник докл. по метод. вопросам оценки эконом. эффективности геол.-развед. работ и эконом. оценки месторождений полезных ископаемых. М., 1975, с. 61-76.

Брызгалов А.Н., Черный Л.Н., Клешев Г.Н., Никитичев П.И. Асхабов А.М. Формирование природных кристаллов кварца. — В кн.: Региональная минералогия и генезис минералов. 1975, с.13–24. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР. Вып.21).

Бушуева Е.Б., Цыганко В.С., Юдович Я.Э. Пиррофиллит и хлоритойд в девонских сланцах Печорского Урала. — В кн.: Региональная минералогия и генезис минералов. 1975, с.59–65. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР. Вып.21).

Варюхина Л.М. К методике корреляции разнофациальных пермских отложений Печорской области (по палинологическим данным). — В кн.: Континентальные красноцветные отложения перми и триаса. Изд-во Саратовск.ун-та, 1975, с.25–27.

Варюхина Л.М. Миоспоровые комплексы из красноцветной толщи нижнего триаса острова Колгуев. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1974. Сыктывкар, 1975, с.77–81. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

Варюхина Л.М., Колода Н.А., Молин В.А., Фефилова Л.А., Чалышев В.И. Биогеографическое районирование Европейского Севера СССР (пермский период). Л., "Наука", 1975. 304 с.

Варюхина Л.М., Колода Н.А., Молин В.А. Фитогеографическое районирование в пермский и триасовый периоды на Севере европейской части СССР. — Палеонтология, палеобиогеография и мобилизм. Тезисы докл. на XXI сессии Всесоюз. палеонт. о-ва. Л., 1975, с.38.

Гецен В.Г. Строение фундамента Северного Тимана и полуострова Канин. Л., "Наука", 1975. 142 с.

Гецен В.Г. Геологическое развитие Северного Тимана и полуострова Канин. — В кн.: Тектоника Восточно-Европ. платформы и ее обрамление. М., "Наука", 1975, с.190–195.

Гецен В.Г. Докембрийские формации полуострова Канин. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1974. Сыктывкар, 1975, с.23–28. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

Гецен В.Г. Структуры фундамента юго-западной части Тимано-Печорской провинции и их влияние на структуры платформенного чехла. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Тимано-Печорской провинции. Сыктывкар, 1975, с. 88–98.

Голдин Б.А., Давыдов В.П., Каримув Н.А., Мизин В.И. Липаритовые комплексы осевой зоны севера Урала. — В кн.: Палеовулканизм Урала. Вулканические фации. Свердловск, 1975, с.137–150. (Труды Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Вып.113).

Дурягина Д.А. Диатомовые водоросли из верхнеплейстоценовых отложений средней Печоры. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1974. Сыктывкар,

1975, с. 87–92. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

Елисеев А.И. Формации карбона севера Урала. — Тезисы докладов VIII Международного конгресса по стратиграфии и геологии карбона. М., "Наука", 1975, с. 110.

Елисеев А.И., Пучков В.Н., Тимонин Н.И., Юдович Я.Э., Юдин В.В. Перспективы нефтегазоносности западного склона Северного, Приполярного Урала и севера Предуральяского краевого прогиба. Сыктывкар, 1975. 49 с. (Коми филиал АН СССР. Серия "Научные рекомендации — народному хозяйству". Вып.5).

Елисеев А.И., Пучков В.Н., Юдович Я.Э., Юдин В.В. Геолого-геохимические критерии перспектив нефтегазоносности западного склона Северного и Приполярного Урала. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Тимано-Печорской провинции. Сыктывкар, 1975, с.55–71.

Елисеев А.И., Семенов Г.Ф. Доломитовые породы верхнего девона и карбона северо-восточного обрамления Верхне-Печорской впадины. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Тимано-Печорской провинции. Сыктывкар, 1975, с.80–87.

Исайчев К.И. Ископаемые грызуны из галечников над верхней мореной в бассейне нижней Печоры. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1974. Сыктывкар, 1975, с.93–98. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

Калашников Н.В. и др. Брахиоподы. — В кн.: Палеонтологический атлас каменноугольных отложений Урала. Л., "Недра", 1975, с.154–203. (ВНИГРИ. Труды, вып.383).

Калашников Н.В., Михайлова З.П. К стратиграфии среднего карбона бассейна Верхней Усы. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Тимано-Печорской провинции. Сыктывкар, 1975, с.111–113.

Калашников Н.В., Михайлова З.П., Чермных В.А. Новые данные по стратиграфии среднего и верхнего карбона Новой Земли. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1974. Сыктывкар, 1975, с.47–53. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

Каликов В.Н. Состав и физические свойства самородной меди Южно-Новоземельских месторождений. — В кн.: Региональная минералогия и генезис минералов, 1975, с.66–70. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР. Вып.21).

Канев Г.П. Корреляция разнофациальных разрезов верхней перми Большесынинской впадины севера Предуральяского прогиба по двустороннему. — В кн.: Континентальные красноцветные отложения перми и триаса. Изд-во Саратовск.ун-та, 1975, с.40–43.

Канев Г.П. Новые данные по биостратиграфии пермских отложений р.Вертной (правобережье средней Печоры). — В кн.: Геология и полезные



ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1974, Сыктывкар, 1975, с.59-65. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

Канев Г.П. Таксономический состав ископаемых двустворчатых моллюсков позднепермской эпохи района Средней Печоры. - Моллюски. Их система, эволюция и роль в природе. Автореф. докладов. Сб.5. Л., "Наука", 1975, с.210-211. (Пятое всесоюз. совещ. по изучению моллюсков).

Колбин Б.А., Ткачев Ю.А. Вероятностно-статистическая оценка перспективности геологических объектов по косвенным признакам. - В кн.: Прогнозирование, поиски и разведка месторождений горного хрусталя. "Недра", 1975, с.66-70.

Колесников С.В. Латеритное происхождение некоторых "осадочных" бокситов Южного Тимана. - Тезисы Всесоюз. совещ. по контин. литогенезу и корам выветривания. Иркутск, 1975.

Кузькокова Н.Н. Артинский ярус Средней Печоры. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1974. Сыктывкар, 1975, с.54-58. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

Кунц А.Ф., Маркова В.В. Экспериментальное изучение взаимодействия фторидных растворов с карбонатными породами. - В кн.: Региональная минералогия и генезис минералов, 1975, с.41-50. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР. Вып.21).

Кунц А.Ф., Забоев А.Ф. Термографическое изучение экспериментальных флюоритовых метасоматических колоннок по карбонатным породам. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1974. Сыктывкар, 1975, с. 124-128. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

Летавин А.И., Дедеев В.А., Князев В.С., Чарыгин А.М. Фундамент молодых платформ. - В кн.: Молодые платформы и их нефтегазоносность. М., "Наука", 1975, с. 41-59.

Лосева Э.И., Арсланов Х.А. Средневалдайский горизонт на западе Большеземельской тундры. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1974. Сыктывкар, 1975, с.82-86. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

Макеев А.Б., Таусон В.Л. Необычный сфалерит с двойниковой структурой. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1974. Сыктывкар, 1975, с. 113-117. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

Мальков Б.А., Асхабов А.М. Эпитаксические срастания - индикаторы условий природного синтеза алмаза. - "ДАН СССР", 1975, т.221, № 4, с.938-941.

Маркова Г.А. Новые методы оценки плавочного сырья хрусталеносных месторождений. Сыктывкар, 1975. 48 с. (Коми филиал АН СССР).

Серия "Научные рекомендации - народному хозяйству". Вып.4).

Михайлова З.П., Чермных В.А. и др. Фораминиферы. - В кн.: Палеонтологический атлас каменноугольных отложений Урала. Л., "Недра", 1975, с.27-64. (ВНИГРИ. Труды, вып.383).

Молин В.А. О методике изучения красноцветных отложений верхней перми в северных районах Русской платформы. - В кн.: Континентальные красноцветные отложения перми и триаса. Изд-во Саратовск.ун-та, 1975, с.81-83.

Охотников В.Н. Структурные связи Урала и Пай-Хоя. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1974. Сыктывкар, 1975, с.10-16. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

Охотников В.Н. Геология рудных образований Полярного Урала. Л., "Наука", 1975. 174 с.

Першина А.И., Кушнарева Т.И. Верхний ордовик Северо-Востока европейской части СССР. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1974. Сыктывкар, 1975, с.34-39. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

Петровский В.А., Боболович Г.Н. Влияние потока газовых пузырьков на рост кристаллов. - "Зап.Всесоюз.минерал. о-ва", 1975, вып.5, с.635-637.

Петровский В.А., Боболович Г.Н., Асхабов А.М. Генетическое значение включений в кристаллах. - "Геология рудных месторождений", 1975, № 1, с.120.

Плотников М.А. Проблематичные микроорганизмы из отложений верхней перми западного Притиманья. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1974. Сыктывкар, 1975, с.72-76. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

Пучков В.Н. Лемвинская зона Полярного Урала и ее гомологи. - В кн.: Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления. М., "Наука", 1975, с. 196-202.

Пучков В.Н. Структурные связи Приполярного Урала и Русской платформы. Л., "Наука", 1975. 203 с.

Рязанов И.В., Юдович Я.Э. О механизме и длительности редкометального обогащения угольных включений. - "Литология и полезные ископаемые", 1975, № 3, с.128-140.

Силаев В.И. Генетический анализ древних осадочных пород геосинклинальных областей. - "ДАН СССР", 1975, т.224, № 2, с.430-433.

Силаев В.И. О возможной роли спекания при контактовом метаморфизме. - В кн.: Региональная минералогия и генезис минералов, 1975, с.31-40. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР. Вып.2).

Силаев В.И. Минералогический очерк ордовикских пород центрального Пай-Хоя. - "Литология и полезные ископаемые", 1975, № 1, с.62-73.

Силаев В.И. Перекристаллизация карбонатных пород при контакто-вом метаморфизме. — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов метасоматических и метаморфических пород. Л., "Наука", 1975, с.11-18.

Смирнов Г.А., Виссарионова А.В., Гарань И.М., Гроздилова Л.П., Чермных В.А. и др. Стратиграфия карбона Урала. — Тезисы докладов VIII Международного конгресса по стратиграфии и геологии карбона. М., "Наука", 1975, с.300-301.

Смирнов Г.А., Чермных В.А. Основные черты развития Урала в каменноугольном периоде. — Тезисы докладов VIII Международного конгресса по стратиграфии и геологии карбона. М., "Наука", 1975, с.302.

Спаский Н.Я., Кравцов А.Г., Цыганко В.С. Колониальные цистиморфы. — В кн.: Древние *Cnidaria* Новосибирск, 1974, с.170-171. (Труды Ин-та геол. и геофизики СО АН СССР. Вып.201).

Степаненко В.И. Дайковая серия щелочно-ультраосновой формации Среднего Тимана. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1974. Сыктывкар, 1975, с.99-105. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

Тарбаев Б.И., Чермных В.А. Юго-восточная часть Большеземельской тундры в среднем и позднем карбоне. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Тимано-Печорской провинции. Сыктывкар, 1975, с.105-110.

Тимонин Н.И. Тектоника гряды Чернышева (Северное Приуралье). Л., "Наука", 1975. 130 с.

Тимонин Н.И. Тектоническое развитие восточной части Большеземельской тундры в связи с перспективами ее нефтегазоносности. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Тимано-Печорской провинции. Сыктывкар, 1975, с.99-104.

Ткачев Ю.А. Оценка неоднородных совокупностей при объединении выборки в геологии и геохимии. — "Геология и геофизика", 1974, № 11, с. 90-100.

Ткачев Ю.А. Анализ сравнительной эффективности оценок средних при подсчете запасов нефти. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Тимано-Печорской провинции. Сыктывкар, 1975, с.114-123.

Ткачев Ю.А. Влияние детальности разведки на цену запасов в недрах. — Социально-экономические проблемы рационального использования недр. Мат-лы к Всесоюз.науч.конф.Л., 1975, вып.3, с.149-159.

Ткачев Ю.А., Юдович Я.Э. Статистическая обработка геохимических данных. Методы и проблемы. Л., "Наука", 1975. 233 с.

Удот Г.Д. Структура верхне-среднедевонских отложений запада Большеземельской тундры в связи с нефтегазоносностью. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1974. Сыктывкар, 1975, с.29-33. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

Фефилова Л.А. Фитоориктоценозы пермских отложений севера Предуральяского прогиба. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1974. Сыктывкар, 1975, с.66-71. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

Фефилова Л.А., Чалышев В.И. Фитогеографическое районирование перми Северо-Востока европейской части СССР. — Тезисы докладов XII Международного ботанического конгресса. Л., "Наука", 1975, т.1, с.132.

Фишман М.В. Институт геологии в 1974 г. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1974. Сыктывкар, 1975, с.3-9. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

Фишман М.В., Юшкин Н.П. Верхнепалеозойские известково-шелочные сиениты зоны сочленения Урала и Пай-Хоя. — "ДАН СССР", 1975, т.225, № 1, с.176-178.

Цыганко В.С. Стратиграфическое распространение и фациальная приуроченность девонских тетракораллов севера Урала и Пай-Хоя. — В кн.: Древние *Cnidaria*. Новосибирск, 1974, с.140-147. (Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. Вып.201).

Чалышев В.И. Ископаемые почвы пермских и триасовых отложений севера Предуральяского прогиба. — Тезисы Всесоюз.совещ. по контин. литогенезу и корам выветривания. Иркутск, 1975.

Чалышев В.И., Хлыбов В.В. Диоктаэдрический хлорит в ископаемых почвах среднего триаса. — В кн.: Континентальные красноцветные отложения перми и триаса. Изд-во Саратовск.ун-та, 1975, с.139-141.

Чермных В.А. Биостратиграфия карбона севера Урала, Сыктывкар, 1975. 47с.(Коми филиал АН СССР. Серия препринтов "Научные доклады". Вып.21).

Чермных В.А., Михайлова З.П., Калашников Н.В. Верхний карбон и основание перми в бассейне Средней Печоры. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Урала. Сборник научных трудов Пермского политех.ин-та, 1974, № 142, с.69-75.

Чермных В.А., Кузина Л.Ф. Саурский ярус нижнего карбона Урала. — Тезисы докладов VIII Международного конгресса по стратиграфии и геологии карбона. М., "Наука", 1975, с.343-344.

Швецова И.В. Минералогия лейкоксена Ярегского месторождения. Л., "Наука", 1975. 127 с.

Щанов М.Ф., Попова Т.Н., Афанасьев Б.А. Температурный и барический сдвиг бесфоновых линий в спектрах примесных кристаллов. — В кн.: Региональная минералогия и генезис минералов, 1975, с.25-30. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР. Вып.21).

Щербаков Э.С. Два типа медного оруденения в ордовикских отложениях западного склона Приполярного Урала. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1974

Сыктывкар, 1975, с.135-138. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

Юдин В.В. Структура Высокой Пармы в бассейне Верхней Печоры. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1974. Сыктывкар, 1975, с.17-22. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

Юдович Я.Э. Об одной закономерности в геохимии рассеянных битумов. - В кн.: Геология и нефтегазоносность Тимано-Печорской провинции. Сыктывкар, 1975, с.72-79.

Юдович Я.Э. Оценка возможной роли гидрогенизации рассеянного органического вещества при нефтеобразовании. - "Геология нефти и газа", 1975, № 7, с.43-49.

Юдович Я.Э. Геохимические особенности нижнекарбонных углей Тимано-Уральского региона. - Тезисы докладов VIII Международного конгресса по стратиграфии и геологии карбона. М., "Наука", 1975, с.374-375.

Юдович Я.Э. Геохимия органического вещества в палеозойских отложениях Печорского Урала в связи с прогнозом нефтегазоносности. Сыктывкар, 1975. 43 с. (Коми филиал АН СССР. Серия препринтов "Научные доклады". Вып.17).

Юдович Я.Э., Иванова Т.И., Чермных В.А. К геохимии фтора в карбонатных породах (на примере толщи карбона западного склона Северного Урала). - "Литология и полезные ископаемые", 1975, № 4, с.91-99.

Юдович Я.Э., Шулёпова А.Н., Проскурин Г.В. Минералогические особенности и генезис железных руд в нижнем карбоне севера Урала. - В кн.: Региональная минералогия и генезис минералов, 1975, с.89-104. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР. Вып.21).

Юшкин Н.П. Карстовые процессы и формирование полостей в карбонатных и сульфатных породах в условиях арктического климата (Новая Земля, Вайгач, Пай-Хой). - В кн.: Состояние и задачи карстово-спелеологических исследований. Л., 1975, с.35-36.

Юшкин Н.П. Зарождение при участии организмов. - В кн.: Григорьев Д.П., Жабин А.Г. Онтогенез минералов. Индивидуумы. М., "Наука", 1975, с.41-45.

Юшкин Н.П., Еремин Н.И., Янулов К.П., Хорошилова Л.А. Занадиево-мышьяковый германит из пайхойских месторождений: первое подтверждение открытия минерала и таксономическое положение в группе германита. - "Зап. Всесоюз. минерал. о-ва", 1975, вып.1, с.28-40.

Юшкин Н.П., Складнева В.М. Целестин Новой Земли. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1974. Сыктывкар, 1975, с.106-112. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

Юшкин Н.П., Складнева В.М., Боболович Г.Н. Минералогия и генетические особенности гидротермальных месторождений Пай-Хоя. - В кн.: Региональная минералогия и генезис минералов, 1975, с.71-88. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР. Вып.21).

Юшкин Н.П., Тимонина Р.Г. К минералогии таумасита. - "Минерал. сборник Львовск. ун-та", 1975, № 29, вып.3, с.87-91.

Юшкин Н.П., Тимонин Н.И., Фишман М.В. Рудные формации и проблемы металлогении Вайгач-Южновоземельского антиклинария. Сыктывкар, 1975. 47 с. (Коми филиал АН СССР. Серия "Научные реко-мендации - народному хозяйству". Вып.6).

Y u s h k i n N. P., P e t r o v s k y V. A., Y u c h t a n o v P. P. The influence of gravitation on crystal growth and form. - Tenth International Congress of Crystallogr. Collected abstracts. Amsterdam, 1975, p. 216.

То же в Acta Crystallogr., 1975, v. A. 31, Pt. 53/475, S.216.

Янулов К.П. Подвиды решеток Бравэ и их классификация. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1974. Сыктывкар, 1975, с.129-134. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

Янулов К.П., Васильев В.А., Хорошилова Л.А. Минеральный состав метеоритной пыли с Восточного Памира. - В кн.: Региональная минералогия и генезис минералов, 1975, с.51-58. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР. Вып.21).



## ПАМЯТИ В.И. ЧАЛЫШЕВА



15 июля 1975 г. в самом расцвете творческих сил ушел от нас **ВАСИЛИЙ ИВАНОВИЧ ЧАЛЫШЕВ** — доктор геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией литологии и осадочного рудогенеза Института геологии Коми филиала АН СССР, заслуженный деятель науки Коми АССР.

В.И. Чалышев родился в 1932 г. в г. Энгельсе Саратовской области. В 1954 г. после окончания Саратовского государственного университета им. Н.Г. Чернышевского был принят в аспирантуру Коми филиала АН СССР. В 1960 г. им была успешно защищена кандидатская диссертация на тему: "Стратиграфия и литология лагуно-континентальных отложений перми и триаса Средней Печоры". С 1963 г. он работал заведующим сектором стратигра-

фии, литологии и тектоники, а с 1967 г. — заведующим лабораторией стратиграфии и литологии. В 1972 г. В.И. Чалышев защитил диссертацию на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук.

С первых лет самостоятельной работы В.И. Чалышев отличался целеустремленностью в исследованиях. Он изучал опорные разрезы перми и триаса территории западного склона Полярного, Приполярного, Северного Урала и Приуралья, Оренбургской и Куйбышевской областей, района оз. Индер, на горе Большое Богдо и Мангышлаке, в Донбассе и Кузбассе, на Кавказе, в Крыму и Средней Азии, в ГДР и Индии. Материалы, полученные при изучении этих разрезов, в значительной степени определили надежность основных выводов в его многочисленных статьях и нескольких монографиях. По результатам своих исследований им написано более 70 работ.

В.И. Чалышев сумел решить ряд вопросов, имеющих большое теоретическое и практическое значение при поисках угля, нефти и газа. Им сделан ряд практических выводов по перспективам фосфоритонности

палеозойских отложений севера Урала и меденосности уфимских отложений северного Приуралья.

В.И. Чалышев внес ощутимый вклад в молодую отрасль науки — палеопочвоведение.

Все годы пребывания в Коми филиале В.И. Чалышев вел большую педагогическую и научно-организационную работу. Он был награжден медалью "За доблестный труд в ознаменование 100-летия со дня рождения В.И. Ленина", а в 1974 г. удостоен звания заслуженного деятеля науки Коми АССР.

Обладая незаурядным литературным даром, он часто выступал на страницах институтской газеты, а также опубликовал книгу "Красный Камень". В.И. Чалышев был сильным и мужественным человеком. Превозмогая тяжелую изнурительную болезнь, он до последних дней продолжал работать и умел еще подбадривать других.

Память о Василии Ивановиче Чалышеве — труженике, талантливом, ученом, мужественном человеке — навсегда сохранится в сердцах его друзей и коллег.

## Список монографий В.И. Чалышева

1. Чалышев В.И. Стратиграфия и литология лагуно-континентальных отложений перми и триаса Средней Печоры. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1961. 6,96 п.л.
2. Чалышев В.И., Варюхина Л.М., Молин В.А. Граница перми и триаса в красноцветных отложениях Северного Приуралья. М., Л., "Наука", 1965. 11,6 п.л.
3. Чалышев В.И., Варюхина Л.М. Биостратиграфия триаса Печорской области. М., Л., "Наука", 1966. 15,44 п.л.
4. Чалышев В.И., Варюхина Л.М. Биостратиграфия верхней перми Северо-Востока европейской части СССР. Л., "Наука", 1968. 24,5 п.л.
5. Чалышев В.И. Ископаемые почвы пермских угленосных отложений Северо-Востока европейской части СССР. Серия препринтов "Научные доклады на заседании Президиума Коми филиала АН СССР", вып. 11. Сыктывкар, 1974. 2,5 п.л.
6. Биостратиграфическое районирование поздней перми и триаса Северо-Востока европейской части СССР. (Авторы: Л.М. Варюхина, Н.А. Колода, В.А. Молин, Л.А. Фефилова, В.И. Чалышев). Л., "Наука", 1975. 37 п.л.
7. Чалышев В.И. Ритмичность флиша и молаасс. Л., "Наука", 1973. (23 п.л.).

## СОДЕРЖАНИЕ

Фишман М.В. Институт геологии в 1975 г. . . . . Стр. 3

### СТРАТИГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА

Щербаков Э.С., Мельников С.В. Цикличность и этапы ордовикской седиментации на западном склоне Приполярного Урала. . . 9

Антошкина А.И., Безносова Т.М. Литолого-фациальные особенности гребенского горизонта силура Северного Приуралья. . . 14

Гецен В.Г., Пачуковский В.М., Боринцева Н.А. Силурийские отложения полуострова Канин. . . . . 20

Кузькокова Н.Н., Чермных В.А., Михайлова З.П., Камашников Н.В. Каменноугольные и пермские отложения разреза "Средние Ворота" р.Шугора . . . . . 26

Канев Г.П. Стратиграфическое распространение рода *Sinopuca* Rogozevitsch . . . . . 32

Фефилова Л.А. Новые пермские растения Предуральяского прогиба. . . . . 38

Соловьева Е.И. Остракоды уфимского яруса из разрезов стратотипической местности . . . . . 46

Лосева Э.И., Дурягина Д.А. Позднеплейстоценовые озерные осадки в центре Малоземельской тундры (бассейн р.Соймы). . . . 53

Гуслицер Б.И., Исайчев К.И. Позднеднепровский копытный лемминг из межморенных отложений средней Печоры . . . . . 62

Юдин В.В. Клинпе́ны на западном склоне Северного Урала. . 68

### ПЕТРОГРАФИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, КРИСТАЛЛОГРАФИЯ

Охотников В.Н., Фомиченко Т.А., Бевэ Е.И. Юрмэнекский габброгранитный комплекс Полярного Урала. . . . . 73

Белякова Л.Т., Прибышенин С.В., Степаненко В.И. Петрохимия и формационная принадлежность герцинского магматизма Среднего и Южного Тимана. . . . . 80

Юшкин Н.П., Платонов А.Н., Тарашан А.Н. Оптические свойства и люминесценция природного марганцовистого сфалерита. . 87

Силаев В.И. Температура и последовательность кристаллизации основных рудных минералов Ильчского рудного поля (Северный Урал). . . . . 93

✓ Швецова И.В. Акцессорные минералы в латеритном профиле выветривания рифейских пород на Среднем Тимане. . . . . 96

Кунц А.Ф., Маркова В.В. Взаимодействие кремнефторидных растворов с карбонатными породами. . . . . 102

## ГЕОХИМИЯ

Юдович Я.Э. Природа стронциевых аномалий в палеозойских толщах Печорского Урала. . . . . 107

Кетрис М.П. Геохимия марганца в палеозойских отложениях Печорского Урала. . . . . 113

## ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Удот Г.Д. О времени формирования Возейского нефтяного месторождения. . . . . 119

Беляев В.В., Колесников С.В., Сорвачев Н.С. Вторично бокситизированные горизонты в Кедва-Тобыеских залежах Южного Тимана. . . . . 123

## МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ В ГЕОЛОГИИ

Ткачев Ю.А. О соотношении статистических характеристик минералогического и химического состава горных пород и руд. . . 129

Иванова Т.И. Изучение вида распределения случайных погрешностей спектрального анализа. . . . . 136

Диссертации сотрудников института, защищенные в 1975 г. 142

Работы сотрудников института, опубликованные в 1975 г. . 143

Памяти В.И.Чальшева. . . . . 152



УДК 55(471,1)

Институт геологии в 1975 г, Фишман М.В, В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1975, Сыктывкар, 1976, с. 3-8. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

Краткий обзор научной и организационной деятельности Института геологии Коми филиала АН СССР за 1975 г, Характеристика основных направлений научных исследований и важнейших результатов.

УДК 551.733,1(234,851)

Цикличность и этапы ордовикской седиментации на западном склоне Приполярного Урала, Щербаков Э.С., Мельников С.В, В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР, Ежегодник-1975, Сыктывкар, 1976, с. 9-13. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

В толще ордовика выделены циклы третьего порядка. Первым трем циклам отвечают континентальные отложения тельпосской свиты, четвертому — зелено-серые отложения хыдейской свиты, а пятый цикл охватывает, по-видимому, все карбонатные осадки ордовика. В терригенной седиментации выделены два этапа; тремадокский континентальный и ареннигский, переходный от континентального к морскому. С началом среднеордовикской эпохи совпадает начало морской карбонатной седиментации. Рис.1, Библиогр. — 4.

УДК 551.733,3;551,351(234,851)

Литофациальные особенности гребенского горизонта силура Северного Приуралья. Антошкина А.И., Безносова Т.М. В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1975, Сыктывкар, 1976, с. 14-19. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

В объеме гребенского горизонта выделены четыре литологические пачки, прослеженные в разрезах региона с востока на запад. Гребенской горизонт представлен отложениями одного седиментационного трансгрессивного цикла. Граница с девоном проводится в основании пачки, отражающей условия крайнего мелководья. Сопутствующие комплексы фауны подчеркивают фациальные особенности разрезов. Рис.1, табл.1, Библиогр. — 2.

УДК 551.733,3(470,11)

Силурийские отложения полуострова Канин. Гецен В.Г., Пачуковский В.М., Боринцева Н.А. В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1975, Сыктывкар, 1976, с. 20-25. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР)

Изложены новые данные по стратиграфии силурийских отложений полуострова Канин, полученные в последние годы при проведении тематических и геологосъемочных работ. Впервые приведены подробное описание основных разрезов силура и их палеонтологическая характеристика. Установлен более широкий, по сравнению с прежними данными, стратиграфический диапазон силура Канина. Рис.1. Библиогр. — 3.

УДК 551.735/736 (282.247.112)

Каменноугольные и пермские отложения разреза "Средние Ворота" р.Шугора. Кузькокова Н.Н., Чермных В.А., Михайлова З.П., Калашников Н.В. В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1975, Сыктывкар, 1976, с. 26-31. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

В разрезе "Средние Ворота" самыми молодыми отложениями каменноугольной системы являются известняки каширского горизонта среднего карбона. Трансгрессивно покрывающие их мергелисто-глинистые отложения нижней перми отнесены к ассельскому и сакмарскому ярусам. Рис.1. Библиогр. — 8.

УДК 56(113.6):564,1(470.1)

Стратиграфическое распространение рода *Sinomya Pogorevitsch*. Канев Г.П. В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1975, Сыктывкар, 1976, с. 32-37. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

На основании пересмотра родовой принадлежности каменноугольного вида *Sinomya (?) Ivanovi* и находок раковин синомий в верхнепермских отложениях автором доказывается, что стратиграфическое распространение рода *Sinomya* ограничивается пермской системой, в пределах Северо-Востока европейской части СССР и Средней Сибири. Табл.1. Библиогр. — 15.

УДК 561.35:551.736(471.1)

Новые пермские растения Предуральяского прогиба. Фефилова Л. В кн.: Геология Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1975, Сыктывкар, 1976, с. 38-45. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

На основании изучения клеточной структуры растительных остатков из пермских отложений на севере и в средней части Предуральяского прогиба выделены и описаны новые виды мхов рода *Salaitia*, а также новый вид рода *Entsovia*. Рис.1, палеонт.табл.2. Библиогр. — 6.



УДК 565.33(113.6)(470.5)

Остракоды уфимского яруса из разрезов стратотипической местности. Соловьева Е.И. В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1975. Сыктывкар, 1976, с. 46 - 52. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

Соликамский комплекс стратотипической местности содержит как пресноводных, так и морских представителей остракодовой фауны. Шешминский комплекс представлен пресноводными формами.

В разновозрастных отложениях района западного Притиманья вымская и вычегодская свиты характеризуются типичными шешминскими видами и сопоставляются с шешминским горизонтом стратотипической местности.

В зиминской свите распространены виды, известные по всему разрезу, и провести сопоставление затруднительно.

В бассейне р.Печоры верхи интинской свиты по остракодам сопоставляются с шешминским горизонтом стратотипа. Табл.1. Библиогр. - 19.

УДК 551.791(282.247.118)

Позднеплейстоценовые озерные осадки в центре Малоземельской тундры (бассейн р.Соймы). Лосева Э.И., Дурягина Д.А. В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1975. Сыктывкар, 1976, с. 53 - 61. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

Приведена палеоботаническая характеристика позднеплейстоценовой песчано-алевритовой толщи в бассейне р.Соймы (центр Малоземельской тундры). По микроспорам установлен микулинский возраст отложений, по результатам диатомового анализа - пресноводные условия осадконакопления. Рис.2.

УДК 569.32(119.1)(282.247.11)

Позднеднепровский копытный лемминг из межморенных отложений средней Печоры. Гуслицер Б.И., Исайчев К.И. В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1975. Сыктывкар, 1976, с. 62 - 67. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

На основании изучения коренных зубов копытного лемминга, обнаруженных в обнажении у д.Акись, впервые установлен среднеплейстоценовый возраст (днепровский, московский) двух горизонтов морен, развитых на нижнем отрезке средней Печоры, и позднеднепровский возраст межморенной песчаной толщи. Рис.3, табл.1. Библиогр. - 4.

УДК 551.243.4(234.851)

Клиппены на западном склоне Северного Урала. Юдин В.В. В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1975. Сыктывкар, 1976, с. 68 - 72. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

На западном склоне Северного Урала впервые описаны тектонические клиппены. Сделан вывод о характерности этих структур для определенных участков района. Указаны места, где возможно обнаружение других клиппенов. Рис.3. Библиогр. - 4.

УДК 552.31(234.851)

Юрмэнский габбро-гранитный комплекс Полярного Урала. Охотников В.Н., Фомиченко Т.А., Бевз Е.И. В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1975. Сыктывкар, 1976, с. 73 - 79. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

Описаны габбро-нориты, биотитовые и аляскистовые граниты, а также гибридные диориты, образующие естественную ассоциацию горных пород и выделенные в юрмэнский габбро-гранитный позднедевонско-раннекарбонный комплекс. Для образований его типичны: малые размеры тел, средне- и мелкозернистое сложение, такситовое строение, присутствие зонального плагиоклаза и содержание кремнекислоты в гранитах не выше 74%, что определяет принадлежность их к гипабиссальным интрузиям. Описанный комплекс является аналогом Магнитогорского на Южном Урале. Табл.1. Библиогр. - 4.

УДК 552.323.5(234.83)

Петрохимия и формационная принадлежность герцинского магматизма Среднего и Южного Тимана. Белякова Л.Т., Прибышня С.В., Степаненко В.И. В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1975. Сыктывкар, 1976, с. 80 - 86. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

Проведено статистическое изучение 566 химических анализов базальтов и долеритов Среднего и Южного Тимана. В результате были выделены две группы пород, отличающиеся по комплексу петрохимических признаков и отвечающие двум фазам магматических излияний. Сопоставление химических составов базальтов Тимана с данными по траппам Карру, Декана, Таймыра и Сибирской платформы позволяет отнести эти образования к трапповой формации. Рис.5. Библиогр. - 4.

УДК 549.321.13

Оптические свойства и люминесценция природного марганцовистого сфалерита. Юшкин Н.П., Платонов А.Н., Тарашан А.Н. В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1975. Сыктывкар, 1976, с. 87 - 92. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

Исследованы спектры поглощения и спектры люминесценции марганцовистого сфалерита. Установлена изоморфная форма вхождения марганца и природа оранжевой и оранжево-красной окраски сфалерита. Рис.3, табл.2. Библиогр. - 8.

УДК 553.216.5(234,851)

Температура и последовательность кристаллизации основных рудных минералов Ильчского рудного поля (Северный Урал). Силаев В.И. В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1975. Сыктывкар, 1976, с. 93 - 95. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

Термовакuumная декрепитация газовой-жидких включений халькопирита, сфалерита и галенита показала, что рудная минерализация Ильчского рудного поля сформирована при температуре 50-300°C. Рудогенез развивался в двух параллельных и, возможно, взаимосвязанных, но все же индивидуализированных направлениях: а)  $Xл \rightarrow Xл+Pr+Cф$ ; б)  $Cф+Гл+Pr$ . Рис.1. Библиогр. - 1.

УДК 549.1:553.492(234.83)

Акцессорные минералы в латеритном профиле выветривания рифейских пород на Среднем Тимане. Швецова И.В. В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1975. Сыктывкар, 1976, с. 96 - 101. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

Описаны комплексы акцессорных минералов для среднетиманских латеритных бокситов и подстилающих их кор выветривания карбонатно-терригенных пород рифея. Рассмотрено качественное и количественное изменение акцессорных минералов по профилю выветривания. Полученные данные дают дополнительные доказательства генетической связи среднетиманских бокситов с корами выветривания рифейских терригенно-карбонатных пород. Библиогр. - 3.

УДК 550.89:553.22:553.63.12

Взаимодействие кремнефторидных растворов с карбонатными породами. Кунц А.Ф., Маркова В.В. В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1975. Сыктывкар, 1976, с. 102 - 106. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

Рассматривается строение экспериментальных метасоматических колонок, сформированных в процессе взаимодействия известняков с кремнефторидными растворами в интервале температур 150-290°C. Рис.2 табл.3. Библиогр. - 3.

УДК [550.42:546.42] :552.54(470.13)

Природа стронциевых аномалий в палеозойских толщах Печорск Урала. Юдович Я.Э. В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1975. Сыктывкар, 1976, с. 107 - 112. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

На основании около 1300 количественных спектральных анализов впервые охарактеризовано распределение стронция в палеозойском разрезе Печорского Урала, мощностью до 8-9 км, представленном в значительной части карбонатными породами. Обнаружены метастабильные минералы-носители стронция: арагонит и высокомагнезиальный кальцит. Решающую роль в распределении стронция играли условия диагенеза. Условия "закрытой системы" (пласты карбонатов, зажатые между гелевыми покрывками) диагенез сильно тормозился; в результате в породах оставались реликтовые метастабильные фазы или генетически с ними связанные стронцианит и целестин. Охарактеризованы условия, которых стронций может использоваться как фациальный индикатор. Библиогр. - 20.

УДК [550.42:546.711] :552.5(470.13)

Геохимия марганца в палеозойских породах как геохимический фактор. Кетрис М.П. В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1975. Сыктывкар, 1976, с. 113 - 118. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

На основании около 1600 количественных (химических и спектральных) анализов впервые охарактеризовано распределение марганца в палеозойском разрезе Печорского Урала. Подтверждено положение А.Б.Рнова о Mn как климатическом индикаторе: наивысшие концентрации характеризуют гумидные формации. Кроме того, Mn сильно обогащает специфические депрессионные фации шельфового типа, глубоководные образования Лемвинской зоны, пермскую молассу. На современное распределение Mn в сильной степени повлияли процессы диагенеза (в толще терригенно-карбонатного типа). Между концентрацией Mn в породах его формой нахождения имеется связь: как правило, карбонатный Mn характерен для пород с повышенными содержаниями Mn, а окисный - пониженными содержаниями. Библиогр. - 6.

УДК 553.98.061.033(470.13)

О времени формирования Возейского нефтяного месторождения. Удот Г.Д. В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1975. Сыктывкар, 1976, с. 119 - 122. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

На основании анализа палеоструктурных построений и установленных промышленных залежей нефти и битумопроявлений предпринята попытка обоснования возраста скоплений углеводородов на Возейской площади. Сделан вывод о возможном трехфазном поступлении нефти в пределах рассматриваемой территории. Этими фазами являются раннекаменноугольная, посленижнепермская и новейшая, однако успели проявиться лишь две первые фазы. Рис.1. Библиогр. - 4.

УДК 553.492.1(234.83)

Вторично бокситизированные горизонты в Кедва-Тобысских залежах Южного Тимана. Беляев В.В., Колесников С.В., Сорвачев Н.С. В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1975. Сыктывкар, 1976, с. 123 - 128. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

Бокситоносная толща в залежах Кедва-Тобысского района имеет ритмичное сложение. В пределах каждого ритма происходит закономерное изменение химического и минерального состава, окраски и облика породы. В верхах ритмов наблюдаются признаки перерывов осадконакопления: знаки ряби, перемывы, остатки корней растений. Во время этих перерывов происходило интенсивное субаэральное выветривание осадков, приведшее к обогащению их минералами свободного глинозема. Материалы исследований указывают на важную, а местами, возможно, и ведущую роль вторичной бокситизации в образовании бокситов Кедва-Тобысских залежей Южного Тимана. Рис.2.

УДК 519:549:550.4:552

О соотношении статистических характеристик минералогического и химического состава горных пород и руд. Ткачев Ю.А. В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1975. Сыктывкар, 1976, с. 129-135. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

Вводится понятие статистически однородной породы (СОП). Изложена методика расчета химического состава породы по минеральному и минерального по химическому методом наименьших квадратов. Для СОП предложены формулы расчета дисперсии содержаний элементов по дисперсии минерального состава. На основе определения СОП показана сущность "ложных" коэффициентов корреляции, методика их расчета по содержаниям и дисперсиям содержаний минералов. Показано на численном

примере, что содержательная интерпретация статистических параметров возможна лишь при сравнении эмпирических статистических параметров с параметрами, вытекающими из модели СОП. Библиогр. - 4.

УДК 543.422.6:519.24

Изучение вида распределения случайных погрешностей спектрального анализа. Иванова Т.И. В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1975. Сыктывкар, 1976, с. 136 - 141. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

Наиболее эффективным способом изучения вида распределения погрешностей является расчет по данным двукратных анализов проб с различными содержаниями. Распределение погрешностей в большом диапазоне концентраций хорошо согласуется с логарифмически нормальным законом, приводящим к завышению средних арифметических относительно истинных средних по совокупностям проб. Обоснована методика расчета величины поправки к среднему для различных погрешностей и показано, что применение поправки имеет практический смысл только для анализов с погрешностью не менее 30%. Библиогр. - 3.



ГЕОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ  
СЕВЕРО-ВОСТОКА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР  
(Ежегодник-1975)

Редактор Ю.Кочев  
Техн.редактор М.Сазанская  
Корректор В.Пименова

ЦОЗ157. Подписано к печати 23/УШ-1976 г. Уч. - изд. л. 10.  
Формат 70x92 1/16. Тираж 500 экз. Заказ № 1171. Цена 70 коп.

---

Ротапринт Коми филиала АН СССР, г. Сыктывкар,  
Коммунистическая, 24.