

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ISSN 0038-5069

4/1984



Ежемесячный
научный журнал

ЖК

Пролетарии всех стран, соединяйтесь!

СОВЕТСКАЯ 4 / 1984 ГЕОЛОГИЯ

Ежемесячный научный журнал
Орган Министерства геологии СССР
Основан в 1933 году

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор В. М. ВОЛКОВ

Э. А. Азроянц, Т. В. Билибина, В. А. Вахрамеев, Д. А. Венков,
В. Г. Гарьковец, А. А. Геодекан, И. С. Грамберг,
С. В. Григорян, М. Н. Денисов, А. Н. Еремеев, А. И. Жамойда
(зам. главного редактора), Л. П. Жоголев, В. Ю. Зайченко,
А. Н. Золотов, Г. А. Израилева (зам. главного редактора),
А. Б. Каждан, Е. В. Карус, Н. Э. Краснова (отв. секретарь),
Л. И. Красный, А. И. Кричарь, Г. В. Куликов, А. И. Лисицын,
Н. В. Межеловский, В. Д. Наливкин, В. А. Нарсеев, И. И. Не-
стеров, В. А. Низьев, Л. Н. Овчинников, Н. И. Погребнов,
В. Н. Полуэктов (зам. главного редактора), Н. Н. Предтечен-
ский, Д. А. Родионов, Е. И. Семенов, В. В. Семенович,
Л. Н. Смирнов, П. Н. Сторчак, В. С. Сурков, К. И. Сычев,
М. А. Фаворская, Н. И. Хитаров, А. Л. Яншин, В. А. Ярмолюк



МОСКВА, «НЕДРА»

© Издательство «Недра»,
«Советская геология», 1984

1 апреля — День геолога!

Коллегия Министерства геологии СССР и президиум ЦК профсоюза рабочих геологоразведочных работ сердечно поздравляют всех трудящихся отрасли с профессиональным праздником — Днем геолога.

Стало замечательной традицией отмечать этот праздник самоотверженным трудом. В этот день разведчики недр подводят итоги работы, определяют новые рубежи для успешного и досрочного выполнения годовых и пятилетних планов и заданий.

В результате высокой трудовой и политической активности, широкого развития социалистического соревнования коллективы геологических организаций и предприятий отрасли обеспечили успешное выполнение всех основных заданий государственного плана и принятых социалистических обязательств 1983 года, внесли существенный вклад в укрепление экономического могущества нашей Родины. Лучшие коллективы по итогам Всесоюзного социалистического соревнования за повышение эффективности производства и качества работы, успешное выполнение и перевыполнение заданий Государственного плана экономического и социального развития 1983 года награждены переходящими Красными знаменами ЦК КПСС, Совета Министров СССР, ВЦСПС и ЦК ВЛКСМ.

Геологоразведчики, как и весь советский народ, единодушно одобряют решение февральского (1984 г.) Пленума ЦК КПСС, избрание Генеральным секретарем ЦК КПСС товарища К. У. Черненко — выдающегося партийного и государственного деятеля. Они как программу действий восприняли речь товарища К. У. Черненко на Пленуме ЦК и мобилизуют усилия на успешное выполнение решений и установок Пленума ЦК КПСС.

В ответ на призыв партии все трудовые коллективы нашей отрасли приняли социалистические обязательства по сверхплановому повышению производительности труда не менее чем на 1 % и снижению себестоимости геологоразведочных работ против плановой не менее чем на 0,5 % за счет ускорения научно-технического прогресса, улучшения организации труда и укрепления производственной и плановой дисциплины.

1984 год ознаменован проведением в нашей стране XXVII Международного геологического конгресса, что является фактом признания во всем мире большого авторитета советской геологии, имеющей значительные заслуги в изучении недр планеты. Подготовка и проведение конгресса накладывают особую ответственность на коллективы производственных и научно-исследовательских организаций отрасли.

Коллегия Министерства геологии СССР, президиум ЦК профсоюза рабочих геологоразведочных работ выражают твердую уверенность в том, что разведчики недр, сохраняя набранный темп, не пожалеют сил, знаний и опыта для укрепления минерально-сырьевой базы страны, успешного претворения в жизнь решений XXVI съезда КПСС и последующих Пленумов ЦК КПСС.

Желаем рабочим, инженерно-техническим, научным работникам и служащим геологических организаций и предприятий крепкого здоровья, счастья, новых трудовых успехов на благо советского народа и могущества нашей великой Родины.

С Днем геолога, дорогие товарищи!

Решения XXVI съезда КПСС — в жизнь

«... обеспечить повышение результативности исследовательских работ, активное содействие коллективов ученых крупномасштабному внедрению достижений науки в производство.»

(Из постановления ЦК КПСС и Совета Министров СССР «О мерах по ускорению научно-технического прогресса в народном хозяйстве»)

Ускорение научно-технического прогресса — важная задача отрасли

Коллегия Министерства геологии СССР и президиум ЦК профсоюза рабочих геологоразведочных работ на расширенном заседании с участием руководителей производственных и научно-исследовательских организаций, а также передовиков производства рассмотрели итоги работ за 1983 г. и задачи по выполнению плана 1984 г., вытекающие из решений декабрьского (1983 г.) Пленума ЦК КПСС. С докладом на этом совещании выступил министр геологии СССР Е. А. Козловский.

Разведчики недр, как и весь советский народ, единодушно одобряют решения декабрьского (1983 г.) и февральского (1984 г.) Пленумов ЦК КПСС, плодотворную деятельность Политбюро ЦК КПСС по осуществлению больших и сложных задач, выдвинутых XXVI съездом партии, Государственный план экономического и социального развития СССР на 1984 год и Государственный бюджет СССР на 1984 год, постановление «О международной и внутренней политике Советского государства», утвержденные девятой сессией Верховного Совета СССР десятого созыва.

Государственным планом на 1984 год определены задачи по дальнейшему динамичному развитию народного хозяйства страны, что требует увеличения минерально-сырьевых ресурсов.

В соответствии с заданиями XXVI съезда КПСС геологоразведочные работы развиваются высокими темпами. В 1983 г. их объем по сравнению с 1982 г. увеличился на 4,7 %, в том числе на нефть и газ — на 7,7 %. Объем глубокого бурения возрос на 8,4 %, при этом скорость его — на 9,4 %. Повысился ввод в действие

основных фондов на 9,8 %, а общей жилой площади — почти на 9 %. Получены существенные геологические результаты в проведении работ, в том числе связанных с реализацией Энергетической и Продовольственной программ СССР. Немало сделано для укрепления и расширения сырьевых баз нефтяной, особенно газовой промышленности, в частности в главных нефтегазоносных районах — в Западной Сибири, Прикаспийской впадине, Восточной Туркмении. Положительные результаты получены по поискам и оценке месторождений нефти и газа на Сибирской платформе и в Тимано-Печорской провинции. Разведан ряд важных месторождений коксующихся и энергетических углей в Донбассе, Кузбассе и других бассейнах, за счет которых будет обеспечено строительство шахт и карьеров общей производительностью 34,4 млн. т угля в год. Установлены перспективы угленосности Улугхемского бассейна в Туве.

Расширена сырьевая база черной металлургии. Завершается разведка месторождений железных руд в Южной Якутии, где формируется первенец территориально-производственных комплексов зоны БАМа — Южно-Якутский. В Казахстане закончена разведка месторождения хромовых руд Алмаз-Жемчужина и завершается создание третьей в стране марганцеворудной базы.

Значительно укреплена сырьевая база действующих горнообогатительных и горнометаллургических комбинатов Минцветмета СССР. Для промышленного освоения подготовлены новые минерально-сырьевые базы по меди, свинцу, цинку, молибдену, вольфраму и другим полезным ископае-

мым; выявлены перспективные месторождения цветных и редких металлов.

Успешно ведется разведка месторождений сырья для производства минеральных удобрений в новых районах: фосфоритов — в Узбекистане и Эстонии, апатитов — в Якутии и на Украине, калийных солей — в Иркутской области. Освоение их будет способствовать улучшению географического размещения сырьевых баз для производства минеральных удобрений на территории страны. В целях реализации задач, направленных на выполнение Продовольственной программы СССР, ведется разведка запасов подземных вод для орошения засушливых земель и обводнения пастбищ.

Результаты геологических работ 1983 г. свидетельствуют о том, что внесен существенный вклад в выполнение заданий трех лет пятилетки. Особое значение имеет выявление крупных минерально-сырьевых ресурсов — коксующихся углей, железных руд, цветных металлов, апатитов, калийных солей — в зоне строительства Байкало-Амурской магистрали.

Успешно завершили 1983 год многие геологические организации и предприятия Министерства геологии СССР. В их числе коллективы объединений «Ханты - Мансийскнефтегазгеология», «Волковгеология», «Южургеология», «Якутскгеология», Сарыджазская геологическая экспедиция Управления геологии КиргССР; институты — ВИМС, ВСЕГИНГЕО, ВНИГНИ.

По итогам работы за 1981—1983 гг. 162 буровые и горнопроходческие бригады досрочно выполнили задания четырех лет пятилетки, а 18 бригад завершили пятилетку. Высоких показателей в выполнении плановых заданий добились коллективы бригад мастеров А. А. Жукова из объединения «Оренбурггеология», Б. Н. Прудаева из Главтюменьгеологии, В. И. Орищак из объединения «Полтавнефтегазгеология», В. А. Тюрикова из объединения «Иркутскгеология», П. Я. Тырыкина из объединения «Березовгеология», В. Л. Старцева из объединения «Запсибгеология», Н. М. Казбанова из объединения «Южказгеология» и Н. А. Бацкалева из Управления геоло-

логии Киргизской ССР, выступившие с инициативой — развернуть в 1984 г. среди коллективов бригад социалистическое соревнование за досрочное выполнение годового плана к 67-й годовщине Великого Октября, перевыполнение плановых заданий по скорости бурения на 5—15 %, сокращение нормативных сроков бурения скважин и снижение стоимости бурения скважин дополнительно к плановой на 0,5—2,0 %, экономии сверх установленного задания электроэнергии, дизельного топлива и материалов.

Вместе с тем, отдельные геологические организации и предприятия отрасли не обеспечили в 1983 г. ритмичной, бесперебойной работы, допустили серьезные недостатки в производственной деятельности, не выполнили ряд плановых показателей. Не отвечает еще возросшим требованиям уровень руководства работами на нефть и газ в ряде объединений. Недостаточна эффективность геологоразведочных работ на нефть и газ в объединениях «Томскнефтегазгеология», «Енисейнефтегазгеология», «Востсибнефтегазгеология» и «Новосибирскгеология». Министерством геологии СССР объем глубокого разведочного бурения на нефть и газ выполнен лишь на 94,2 %. Не справились с заданиями по приросту запасов управления геологии Азербайджанской ССР (по меди) и Грузинской ССР (по свинцу и цинку). Медленно решаются задачи по укреплению рудной базы ряда горнодобывающих предприятий, в том числе: по железным рудам — в Горной Шории и Восточной Сибири, меди — на Среднем Урале, свинцу и цинку — в Восточном Забайкалье и на Северном Кавказе, богатым медно-никелевыми рудам на Кольском полуострове.

По Министерству геологии СССР не выполнено задание по росту производительности труда на геологоразведочных работах: за три года пятилетки она возросла на 10,1 при задании — 12,8 %. Не выполнены задания по росту производительности труда в министерствах геологии РСФСР, Украинской ССР, Казахской ССР и Управлении геологии Грузинской ССР. Не выполнен план строительно-монтажных работ (83,0 %).

План геологоразведочных работ на 1984 г. ориентирован на то, чтобы закрепить и развить наметившиеся в 1983 г. положительные тенденции, создать благоприятные условия для выполнения пятилетнего плана в целом. Как и в предыдущие годы, особое внимание уделяется расширению сырьевой базы топливно-энергетического комплекса, выполнению заданий Энергетической программы СССР. Предусмотрено дальнейшее развитие геологоразведочных работ на нефть и газ в Западной и Восточной Сибири, Прикаспийской впадине, Тимано-Печорской провинции, Восточной Туркмении. Реализация заданий, связанных с осуществлением Продовольственной программы СССР, требует усиления работ по созданию сырьевых баз для производства минеральных удобрений в указанных выше новых районах — Узбекистане, Эстонии, на Украине, на востоке страны. Большие задачи стоят по расширению и укреплению сырьевых баз в районах действующих горнодобывающих предприятий черной и цветной металлургии, а также по подготовке новых баз для формирующихся и намечаемых территориально-производственных комплексов. Объем геологоразведочных работ по сравнению с выполненным в 1983 г. увеличивается на 7,5 %, а по глубокому бурению на нефть и газ — на 8 %.

В отрасли широко разворачивается движение за повышение производительности труда на 1 % и снижение себестоимости работ дополнительно на 0,5 %. Вслед за инициаторами социалистического соревнования объединениями «Ухтанефтегазгеология», «Черниговнефтегазгеология», «Востказгеология» в это движение включаются многие другие трудовые коллективы. Необходимо, чтобы организационные меры, направленные на развитие этого патристического движения, были тщательно разработаны и осуществлялись во всех производственных и научно-исследовательских коллективах. Всемерная экономия материальных и трудовых ресурсов является важнейшим фактором интенсификации производства. Следует обратить особое внимание на разработку и внедрение ресурсосберегающих технологий и экономных методов проведения геоло-

горазведочных работ, в частности на совершенствование нормирования.

В соответствии с решениями декабрьского (1983 г.) Пленума ЦК КПСС Министерством геологии СССР разработаны основные мероприятия, направленные на обеспечение выполнения плана 1984 г. При этом предусмотрены: концентрация геологоразведочных работ на важнейших направлениях и в главных горнопромышленных регионах страны; выполнение и перевыполнение плана прироста и утверждения запасов полезных ископаемых; повышение эффективности и качества геологоразведочных работ, их интенсификация; повышение производительности труда и снижение себестоимости работ; более полное использование производственного и научно-технического потенциала; экономное и рациональное использование топливно-энергетических и других материально-технических ресурсов. Мероприятиями предусмотрено также развитие капитального строительства, совершенствование системы управления, улучшение планирования, повышение действенности экономических рычагов и стимулов хозяйственного механизма и др.

Необходимо, чтобы в каждой производственной и научно-исследовательской организации были определены конкретные меры по обеспечению выполнения и перевыполнения плана, сконцентрировано внимание на наиболее острых вопросах, от решения которых зависит успех дела.

На ноябрьском (1982 г.) Пленуме ЦК КПСС указывалось, что резервы в народном хозяйстве надо искать в ускорении научно-технического прогресса, широком и быстром внедрении в производство достижений науки, техники и передового опыта. Этим вопросам Центральный Комитет КПСС и Советское правительство уделяют исключительно большое внимание. В постановлении ЦК КПСС и Совета Министров СССР «О мерах по ускорению научно-технического прогресса в народном хозяйстве» и постановлении ЦК КПСС «О работе Уральского научного центра Академии наук СССР» глубоко и всесторонне проанализировано состояние дел, вскрыты серьезные недостатки, поставлены задачи по

повышению результативности научных исследований, коренному улучшению всей работы по ускорению научно-технического прогресса.

Огромные масштабы и все возрастающая трудоемкость геологоразведочных работ требуют глубокого научного обоснования, выбора оптимальных направлений поисков и разведки, существенного совершенствования методики их проведения, дальнейшего технического перевооружения, улучшения планирования и организации.

В 1983 г. некоторые из этих вопросов рассматривались на рабочем совещании руководителей и ведущих специалистов научно-исследовательских и конструкторских организаций Министерства геологии СССР, в работе которого приняли участие Президент Академии наук СССР А. П. Александров и многие другие крупные ученые. Совещание разработало основные мероприятия по повышению эффективности научно-исследовательских и опытно-конструкторских работ, ускорению внедрения достижений науки и техники в производство.

Итоги минувшего года показали, что Министерством геологии СССР проделана определенная работа по концентрации потенциала научно-исследовательских организаций на решение основных задач, обеспечивающих удовлетворение как текущих, так и перспективных потребностей народного хозяйства, по реализации комплексных научно-технических программ. В 1983 г. отраслью выполнены все задания Государственного плана экономического и социального развития СССР по разделу науки и техники. Улучшились связи науки с производством: совместные геологоразведочные, научно-исследовательские и тематические работы осуществлялись по 34 научно-производственным программам, охватывающим главные направления геологоразведочных работ. Реализация мероприятий по ускорению научно-технического прогресса способствовала успешному решению важных геологических задач, улучшению технико-экономических показателей.

С участием научно-исследовательских институтов ВСЕГЕИ, ЦНИГРИ, ВИМС и др. определены прогнозные ресурсы полезных ископаемых как по

важнейшим горно-промышленным районам, так и по стране в целом, а также направления развития минерально-сырьевой базы на двенадцатую пятилетку и на более отдаленную перспективу. Это позволит повысить научное обоснование геологоразведочных работ, сконцентрировать их на важнейших направлениях и объектах. Серьезную помощь производственным организациям в оценке перспектив нефтегазоносности Прикаспийской впадины оказывают ВНИГНИ и Нижне-Волжский научно-исследовательский институт геологии и геофизики. В разведке и подсчете запасов Ямбургского газового месторождения на севере Западной Сибири приняли участие ученые ЗапСибНИГНИ, ЗапСибВНИИ геофизики, ВНИГНИ, ВНИГИК. Углубленное изучение вещественного состава и технологических свойств руд разведываемых месторождений осуществляют ВИМС, ЦНИГРИ, КазИМС, ИМР, ЗабНИИ. ВИМСом созданы полупромышленные установки для обогащения руд, позволяющие вовлекать в обработку забалансовые руды олова, вольфрама, золота, кобальта, редких металлов, бора и повысить пропускную способность обогачительных фабрик.

Научные гидрогеологические и инженерно-геологические исследования направлены в значительной степени на реализацию Продовольственной программы СССР, а также на совершенствование методов разведки подземных вод, средств измерений и наблюдений при проведении работ. Выполнены исследования по прогнозу изменений гидрогеологических и инженерно-геологических условий в районах интенсивного промышленного и сельскохозяйственного освоения. На основе методических разработок завершается составление схемы районирования территории СССР по условиям сельскохозяйственного водоснабжения и орошения земель. Получены долгосрочные прогнозы активизации оползневых, селевых и криогенных процессов для западной части зоны БАМа.

Важные работы выполнены по проблемам охраны геологической среды. Завершены основные исследования по первой фазе проекта «Охрана литосферы как компонента окружающей

среды». Подготовлены и переданы в секретариат ЮНЕСКО для опубликования две международные монографии «Гидрогеологические основы охраны подземных вод» и «Оползни и сели».

Выдающимся научным и техническим достижением является бурение Кольской сверхглубокой скважины, которая впервые в мире достигла глубины 12 км. Получены уникальные материалы о строении, составе и физическом состоянии древнейших образований в глубинных горизонтах континентальной земной коры. Разработаны теоретические основы сверхглубокого бурения, принципиально новые технические средства проходки скважин на глубины 10—15 км. Созданные технико-технологические средства и полученный опыт послужат основой технического прогресса в бурении глубоких скважин на нефть и газ, твердые полезные ископаемые, а также реализации программы глубинного изучения земных недр.

Коллегия Министерства геологии СССР и президиум ЦК профсоюза рабочих геологоразведочных работ признали победителями во Всесоюзном социалистическом соревновании за второе полугодие 1983 г. и наградили переходящими Красными знаменами и денежными премиями: ВСЕГИНГЕО, ВНИИСИМС и ВНИГНИ (первая премия), СНИИГГиМС и ВНИИ геофизика (вторая премия), КазИМС, ВИТР и ВСЕГЕИ (третья премия), а также ЗапСибНИГНИ (за IV квартал 1983 г.).

Вместе с тем в работе научно-исследовательских организаций еще имеются недостатки и нерешенные проблемы. Ряд институтов не принимает должного участия во внедрении выданных рекомендаций, слабо занимается вопросами крупномасштабного прогнозирования (ВНИИ геолнеруд, КИМС, ВостСибНИИГГиМС). Некоторые организации мало участвуют в реализации результатов проведенных ими прогнозных исследований (ДВИМС, ВостСибНИИГГиМС). Не решены проблемы создания рациональной методики поисков слепых и глубоко залегающих месторождений применительно к конкретным рудным районам. Проведенный в 1983 г. анализ показал, что более 450 представленных ин-

ститутами рекомендаций по новым методам, методикам и технологиям из-за их незавершенности не могли быть включены в отраслевой план новой техники и прогрессивной технологии для внедрения в производство. Следует уделять больше внимания координации научных исследований институтов и тематических работ, выполняемых производственными организациями, конкретно увязывая планы с задачами повышения эффективности поисков и разведки. По-прежнему надо уделять особое внимание разработке и внедрению методов локального прогноза рудных полей как в хорошо изученных, так и в новых районах.

Сейчас, как никогда, деятельность научно-исследовательских институтов и конструкторских бюро должна быть подчинена задаче развития и укрепления минерально-сырьевой базы страны на основе повышения эффективности и качества геологоразведочных работ, улучшения технико-экономических показателей. Речь идет прежде всего о повышении научного и технического уровня разработок и ускорении их внедрения.

Руководствуясь решениями декабрьского (1983 г.) Пленума ЦК КПСС и постановлением ЦК КПСС и Совета Министров СССР «О мерах по ускорению научно-технического прогресса в народном хозяйстве», коллегия Министерства геологии СССР и президиум ЦК профсоюза рабочих геологоразведочных работ обязали министерства и управления геологии союзных республик, организации союзного подчинения, подразделения центрального аппарата Министерства, республиканские, территориальные и групповые комитеты профсоюза принять решительные меры для ускорения научно-технического прогресса и повышения технического уровня производства геологоразведочных работ, мобилизовать на решение этих проблем коллективы научно-исследовательских и конструкторских организаций, инженерно-технические и научные кадры. В связи с этим первоочередными задачами научно-исследовательских и конструкторских организаций являются:

— научно-методическое обеспечение составления Государственной геологической карты масштаба 1 : 50 000, под-

готовка стратиграфических основ для крупномасштабного картирования. Особенно актуальны вопросы детализации стратиграфии докембрия, с образованиями которого связаны перспективы выявления различных месторождений полезных ископаемых;

— продолжение глубинного изучения территории страны по системе региональных геофизических профилей, опирающихся на глубокие и сверхглубокие скважины;

— создание на основе региональных геолого-геофизических исследований и данных сверхглубокого и глубокого бурения типовых моделей тектоносферы для областей с различными геодинамическими обстановками, в том числе для главных нефтегазоносных, угленосных и рудных районов;

— дальнейшее совершенствование теории образования месторождений полезных ископаемых;

— совершенствование локального прогноза конкретных геолого-промышленных типов месторождений, в особенности крупных, определяющих экономическую эффективность геологоразведочных работ и горнодобывающих предприятий;

— разработка научных основ и технологических методов максимального извлечения нефти, газа и конденсата с учетом новейших достижений в области геологических, гидродинамических и технологических исследований как важнейшего резерва увеличения извлекаемых запасов;

— научное обоснование поисков и разведки нефти и газа в юрских и палеозойских отложениях Западной Сибири, оценка перспектив нефтегазоносности баженовской свиты, зон литологического замещения в терригенных коллекторах;

— дальнейшее совершенствование методики локального прогноза нефтегазоносности и поисков месторождений нефти и газа;

— разработка методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений на основе широкого применения данных геофизики, геохимии и биогеохимии и рационального комплексирования их с геологическими методами; развитие дистанционных, в том числе аэровысотных методов поисков;

— углубленное исследование вещественного состава руд, создание экономичных и высокоэффективных безотходных технологических схем, основанных на применении более дешевых и менее энергоемких реагентов, сокращении их расхода, а также принципиально новых схем переработки руд и концентратов, геотехнологических способов отработки;

— проведение ревизионных работ и региональной оценки, составление карт прогнозных ресурсов эксплуатационных запасов подземных промышленных вод с выделением участков для детальных поисков и предварительной разведки перспективных месторождений гидроминерального сырья;

— дальнейшее расширение работ по рациональной эксплуатации недр и охране геологической среды.

Решение указанных задач будет способствовать повышению эффективности геологоразведочных работ и успешному выполнению плана 1984 г. и одиннадцатой пятилетки в целом.

В 1984 г. по решению Генеральной ассамблеи XXVI Международного геологического конгресса в Советском Союзе будет проходить XXVII сессия МГК. Советские геологи с удовлетворением восприняли это решение как признание международного значения достижений нашей геологической науки и практики. В Москве соберутся ведущие геологи различных стран мира. На заседаниях научных секций, коллоквиумов и симпозиумов будут обсуждаться важнейшие проблемы в области геологии. Творческие дискуссии будут способствовать выработке общих взглядов на геологическое строение и историю развития Земли. В соответствии с традициями в программу XXVII сессии МГК включены научные геологические экскурсии по территории страны — организатора конгресса. Дело чести советских геологов — на самом высоком уровне подготовить и провести все мероприятия предстоящего конгресса.

На необъятных просторах нашей Родины несут трудовую вахту коллективы разведчиков недр, выполняя решения XXVI съезда КПСС по ускорению геологического изучения территории страны и увеличению минерально-сырьевых ресурсов. Геологи отчет-

ливо понимают, что в условиях резко обострившейся по вине империалистических кругов международной обстановки неукоснительное выполнение плановых заданий, добросовестный

высокопроизводительный труд — не только обязанность, но и патриотический долг каждого трудового коллектива, каждого советского человека.



ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

УДК 553.98.078 : 551.762 (571.121)

В. П. Строганов (ВНИИОЭНГ)

Обоснование возможности нефтенакопления в юрских депрессиях на севере Западной Сибири

Юрские отложения на обширной территории севера Западной Сибири практически не изучены. Однако они могут служить важным резервом для наращивания ресурсов углеводородов (УВ) в этом регионе. В. В. Семенович (1983 г.), указывая на особую актуальность подобных исследований, одной из главных научных проблем считает изучение закономерностей формирования и размещения зон нефтегазоаккумуляции, особенно в глубокозалегающих толщах.

Исходя из известных закономерностей размещения залежей нефти и газа в юрских отложениях, необходимо обосновать прогноз о том, распространены ли в глубоких юрских депрессиях данного региона скопления жидких УВ или же следует ожидать преимущественного развития в них газовых залежей. Нет сомнений, что юрские отложения на севере Западной Сибири генерировали нефть. Об этом свидетельствует материал по южной части плиты, где сходные по литологическому составу терригенные толщи тюменской свиты содержат нефтяные скопления. То же относится и к Краснотинскому месторождению. Но поскольку на юге плиты юрские отложения залегают на глубинах, не превышающих 4 км, они не вошли в глубинную зону генерации метана. Поэтому там не существует «газового препятствия» для аккумуляции нефти в ловушках.

На севере Западно-Сибирская плита как бы наклонена к океану, а юрские породы погружены на глубину до 5—6 км, т. е. намного больше, чем на юге. Они оказались здесь в глубинной зоне метанообразования, где формируются большие массы газа «посленефтяной» генерации, способные вытеснить нефть из ловушки и «размазать» ее по площади бассейна. Именно из-за наличия на севере Западной Сибири «глубинного газового препятствия» для аккумуляции нефти высказываются различные точки зрения на возможность развития здесь скоплений жидких УВ.

Одна группа исследователей (В. Д. Наливкин, С. Г. Неручев, Г. П. Сверчков, А. С. Ровенская, В. А. Чахмахчев, М. Я. Рудкевич и др.), принимая во внимание большую глубину залегания пород юры и высокую катагенетическую преобразованность органического вещества в них, предполагает присутствие газовых залежей. Другая группа (И. И. Нестеров, А. А. Трофимук, А. А. Бакиров, А. В. Рыльников, В. В. Потеряева и др.) допускает распространение и нефтяных скоплений.

Проблема заключается в том, всегда ли погружение нефтеносных пород в глубинную зону генерации метана приводит к вытеснению нефти газом и формированию в глубокозалегающей толще зоны преимущественного газоаккумуляции, как бы «заменившей» ранее существовавшую (до погружения

в глубинную зону метанообразования) нефтеносную зону, или же на больших глубинах возможно сохранение нефтеносных зон. В более широком теоретическом аспекте проблему можно сформулировать так: всегда ли в прогнозной оценке глубокопогруженные толщи следует считать преимущественно газоносными?

С целью прогнозирования фазового состояния УВ в юрских отложениях на севере Западной Сибири важно проанализировать фактический материал по нефтегазонасности юрских и триасовых глубоких депрессий других молодых плит. На Туранской и Скифской плитах глубокопогруженные юрские и триасовые толщи относительно хорошо разведаны. Вместе с Западно-Сибирской плитой эти плиты образуют единую Центрально-Евразийскую платформу с мощным мезозойским чехлом, обнаруживающим многие черты сходства в тех или иных регионах. Следовательно, закономерности размещения залежей нефти и газа в глубоких депрессиях юга СССР можно использовать для прогноза фазового состояния УВ на севере Западной Сибири.

На территории Туранской и Скифской плит в термобарических условиях, близких к тем, которые отмечаются в юрских депрессиях севера Западной Сибири (стадии преобразования органического вещества — ОВ в осевых зонах достигли МК₄, а палеотемпературы — около 200°), находятся юрские отложения Восточно-Кубанской впадины и Прикумско-Тюленевской группы поднятий Восточного Предкавказья, Южно-Мангышлакского прогиба, Бейнеуской, Косбулакской, Самской и Барсакельмесской впадин Северного Устюрта и Амударьинской синеклизы. Еще более жесткие термобарические условия свойственны триасовым отложениям переходного (тафрогенного) комплекса на территории Восточного Предкавказья и Южного Мангышлака.

Из вышеизложенного можно сделать основной вывод о том, что несмотря на примерно одинаковую или близкую насыщенность органическим веществом (1—2 %) нефтегазоматеринских толщ юры (нижняя — средняя юра) и триаса (оленьский ярус

нижнего триаса) и погружение их в зону глубинной генерации метана, фазовое состояние УВ в них разное.

Депрессии, характеризующиеся неодинаковым масштабом газонакопления, четко разделяются на два типа. Первый тип — преимущественно нефтеносные депрессии с очень низкой, угнетенной газоносностью. Сам процесс газонакопления здесь был тоже угнетенным, ослабленным. Глубинная фаза генерации газа не проявлялась в виде мощного газонакопления. Газовые скопления, если и имеются, то только в наиболее погруженных ловушках — «ущербной» газовой подзоне. Газов в свободной фазе (высокотемпературного генезиса) хватило лишь на заполнение единичных (ближайших к очагу глубинной генерации УВ) ловушек.

Условия же, благоприятные для нефтенакпления, отмечаются вплоть до больших глубин. Нижняя граница распространения нефтяных залежей в данных условиях опускается на глубину до 4—5 км. Такие залежи отмечены в зонах преимущественного нефтенакпления в триасовых и юрских отложениях Восточного Предкавказья и Южного Мангышлака, Бейнеуской юрской зоне нефтенакпления и Барсакельмесской газо-нефтенакпления на Северном Устюрте.

Второй тип — преимущественно газонасные юрские депрессии с интенсивным процессом газонакопления. Интенсивное газонакопление выражается в том, что газовые залежи распространены не только на больших глубинах в «ущербных» подзонах депрессий первого типа, но и в окраинных частях бассейна. Ареал газонасности намного превышает ту площадь впадины, где осуществляется глубинная фаза генерации метана.

Условия же для нефтенакпления в бассейне в целом неблагоприятные. Нефтяные оторочки и залежи развиты лишь в окраинных частях газонасных впадин. Но в Амударьинской синеклизе нефтяные залежи выявлены в нескольких так называемых «теневых» ловушках, находящихся в контуре развития соленосных пород (С. П. Максимов, В. П. Строганов, В. Д. Ильин, 1981 г.).

Таким образом, по интенсивности газонакопления выделяются два генетически различных типа глубоких депрессий — с угнетенным и с интенсивным газонакоплением. В депрессиях с угнетенным газонакоплением единичные газовые скопления распространены только в глубинной зоне генерации метана (при отсутствии в ней ловушки залежи находятся в ближайших к осевой части зон ловушек, например, в Южно-Мангышлакском прогибе). В депрессиях с интенсивным газонакоплением газовые залежи развиты не только на больших глубинах в самой зоне глубинной генерации метана, но и в бортовых частях, на меньших глубинах, т. е. на всей территории депрессий.

Приведенный фактический материал свидетельствует о том, что нефтяные скопления могут быть распространены до глубины 4—5 км как в юрских, так и в триасовых отложениях, но только в депрессиях определенного типа. Необходимо выяснить характерные черты таких нефтеносных депрессий и к этому ли «нефтеносному» типу относятся юрские впадины севера Западной Сибири или они более сходны с газонасными впадинами юга СССР. Кроме того, нужно установить причины, обусловившие возникновение в одних депрессиях зон преимущественного нефтенакпления, а в других — газонакопления. Обычно и довольно часто раздельное формирование газонасных и нефтеносных зон связывается с различием в типе ОВ, в частности, с наличием в газонасных зонах ОВ преимущественно гумусового (арконового) типа, а также с неодинаковой жесткостью термобарических условий. В данном случае эти традиционные факторы не являются решающими.

Органическое вещество юрских отложений представлено гумусово-сапропелевым типом, повсеместно генерировавшим большие массы метана, однако интенсивное газонакопление возникло лишь в некоторых депрессиях. Триасовые отложения содержат ОВ сапропелевого типа, но находятся в наиболее жестких термобарических условиях, где и сапропелевое ОВ продуцирует преимущественно метан. Между тем нефтеносные зоны в них со-

хранились, а «газовое препятствие» не сформировалось.

Автором разрабатывается принципиально новый подход к оценке условий газо- и нефтенакпления в глубоких депрессиях, позволяющий считать, что наряду с зонами преимущественного газонакопления в довольно многих впадинах должны формироваться и нефтяные залежи. При оценке газонасности глубоководных пластов следует учитывать не только геохимические и термобарические условия газобразования и газонакопления, характерные для самих этих глубин, но и объемы сохранившихся газов предшествующих стадий генерации, т. е. газов, которые образовались до погружения пород в глубокую зону метанообразования, и, особенно, огромные массы метана ранней, «донефтяной» генерации (зона ГРГ), когда проявлялся начальный этап погружения нефтегазоматеринской породы и она еще не вошла в главную зону нефтенакпления (ГЗН).

Расчеты показывают, что действительно на глубинах около 5 км в нефтегазоматеринской толще с относительно невысоким содержанием ОВ (1—2 %) метана только глубинной фазы генерации (стадий МК₄ и МК₅ даже вместе с метаном стадии МК₃) недостаточно, чтобы предельно насытить пластовые воды и достигнуть «критической газонасыщенности».* Этим теоретически обосновывается важная роль газов ранней генерации (ГРГ) в формировании зон газонасности (при сохранности они способствуют интенсивному образованию газовых залежей на больших глубинах, при потере — наоборот, обуславливают угнетенное газонакопление, что способствует сохранению нефтяных скоплений).

Выясним, насколько новая гипотеза подтверждается фактическими данными по нефтегазонасности глубоких депрессий юга СССР. С этой целью необходимо во всех 10 районах оценить условия, благоприятные для консервации ГРГ в начальный этап погру-

* Критическая газонасыщенность составляет около 10 % порового пространства. При такой газонасыщенности начинаются миграция газа и образование его скоплений.

жения нефтегазоматеринских толщ юры и триаса. Для оценки степени сохранности ГРГ в глубокозалегающих юрских и триасовых толщах различных регионов СССР использовался метод геологической аналогии. Допустим, что условия для консервации ГРГ будут благоприятными, если над кровлей газопроизводящей свиты накопились покрывки, сходные по своим параметрам с турон-датским на Западно-Сибирской плите и майкопским на Скифской плите региональными экранами. Такие условия, как видно из материалов многих исследователей (Н. А. Алексеев, И. И. Нестеров, В. И. Ермаков, Н. Н. Немченко, А. С. Ровенская, В. П. Строганов и др.), способствовали сохранности ГРГ и формированию значительных зон газонакопления в сеноманских и хадумских отложениях.

Параметры газонакопления турон-датской и майкопской глинистых покрывок, которые могут служить как бы эталонными, следующие. Турон-датская покрывка представлена глинами гидрослюдисто-монтмориллонитового состава; она образовывалась над толщей, продуцирующей метан ранней генерации, непосредственно в течение 26 млн. лет (что соответствует абсолютной длительности турон-датского времени); максимальная ее мощность до 800 м приурочена к осевым зонам депрессий. Близкие параметры свойственны майкопской свите, залегающей над хадумскими газоносными породами на Ставропольском свод.

Таким образом, для консервации ГРГ необходимо, чтобы над газопроизводящими породами, когда они проходят интервал небольших глубин — от 0 до 1,5 км (именно на этих глубинах образуются биохимические и раннекатагенетические газы, которые и обозначены нами как газы ранней генерации, или «верхние» газы, по Н. Б. Вассоевичу, или «донецкие» газы, возникшие до погружения пород в главную зону нефтеобразования), быстро, в течение 20—25 млн. лет накопилась мощная (до 800 м) толща глинистых или других слабопроницаемых пород.

Такие специфические и очень мощные покрывки предотвращают силь-

ное диффузионное рассеивание ГРГ. Маломощные глинистые покрывки даже полностью сложенные монтмориллонитом, в период своего накопления не служат экраном, так как, будучи слабоуплотненными, они пропускают газ.

Следовательно, в глубокозалегающих юрских и триасовых отложениях нужно прежде всего определить мощность и литологический состав толщ, накопившейся над кровлей нефтегазоматеринской свиты в критический период, длительность которого 20—25 млн. лет (время накопления турон-датской и майкопской глинистых покрывок). Для среднеюрской нефтегазоматеринской толщи этот отрезок времени примерно соответствует позднеюр, общая длительность которой 21 млн. лет. Итак, для оценки нефтегазонаосности юрских депрессий необходимо сравнивать прежде всего экранующие свойства, мощность и литологический состав верхнеюрской толщи.

При выяснении условий консервации ГРГ необходимо учитывать не только параметры покрывок, но и наличие или отсутствие глубокого размыва отложений, уже накопившихся над нефтегазоматеринской толщей. Так, над нижнетриасовыми нефтегазоматеринскими отложениями сформировались довольно мощные карбонатно-глинистые толщ, подвергавшиеся глубокому размыву в предъюрское время. Определение интенсивности этого размыва также влияет на оценку условий консервации ГРГ.

По условиям проявления начального этапа погружения нефтегазоматеринских толщ выделяются три группы районов.

I группа — депрессии, где в юрских отложениях создавались особо благоприятные условия для сохранности ГРГ. К ним относятся Амударьинская синеклиза и Восточно-Кубанская впадина. Региональная газопроизводящая толща обладает даже лучшими свойствами, чем турон-датская, поскольку мощность пород верхней юры достигает 2000 м. Кроме того, первая представлена солями и ангидритами, благоприятными для сохранности газов биохимического генезиса,

также практически всей массы метана раннекатагенетического происхождения.

II группа — районы с очень неблагоприятными условиями для сохранности ГРГ. Для них следует предполагать практически полную потерю газов как биохимического, так и раннекатагенетического генезиса. К таким районам относятся площади развития триасовых толщ Восточного Предкавказья и Южного Мангышлака. Вследствие сильной дислоцированности тафrogenного комплекса пород, проявившейся на всей площади его распространения, и последующего глубокого предъюрского размыва (мощность размывов пород в ряде районов достигала 800 м и более), указанные породы подвергались дегазации. В эту же группу входят и юрские отложения Восточного Предкавказья, где мощностный карбонатно-терригенный комплекс верхней юры составляет всего 100 м.

III группа — депрессии с неблагоприятными условиями для сохранности ГРГ. Они возникли главным образом в связи с отрицательной обстановкой, существовавшей в позднеюрский период, когда накопилась толща мощностью 300—400 м, т. е. почти в два—три раза меньшей, чем максимальная мощность турон-датской глинистой покрывки. Сюда относятся глубокие юрские депрессии Северного Устюрта — Бейнеуская, Косбулакская, Барсакельмесская, а также Южного Мангышлака.

Сопоставление условий сохранности ГРГ в юрских и триасовых толщах с фазовым состоянием УВ в них позволило обосновать важнейшую закономерность — зоны газонакопления находятся в тех глубоких депрессиях (Амударьинская, Восточно-Кубанская), где отмечались благоприятные условия для консервации ГРГ, а зоны нефтенакпления или угнетенного газонакопления — во всех остальных депрессиях, где ГРГ были потеряны. Так выявляется решающая роль ГРГ в формировании газоносных зон на больших глубинах. Однако не следует считать, что в глубоких депрессиях, где распространены газовые скопления, они содержат только «верхний» газ. Нет, глубокозалегающие газовые

скопления образованы газом смешанного генезиса — «верхней» и «нижней» генерации. Суммирование газов двух максимумов генерации и обусловило интенсивное газонакопление. Определяющее значение ГРГ для процесса газонакопления в глубокозалегающих пластах заключается в другом. При сохранении ГРГ на большие глубины погружаются высокогазонасыщенные толщ, вследствие чего в глубинной зоне возникает процесс газонакопления. При этом высокотемпературный метан не расходуется на насыщение вод, а вовлекается в процесс формирования газовых скоплений. В результате образуется зона газонакопления с метаном смешанного генезиса.

При потере ГРГ не только не формируются залежи с метаном этой генерации, но и газы глубинной фазы не вовлекаются в процесс газонакопления. Они идут на насыщение водонапорной системы. Таким образом, возникновение зоны газонакопления смешанного генезиса определяется в основном сохранностью ГРГ. Именно в отношении активизации глубинного процесса формирования газовых скоплений роль ГРГ оказывается решающей.

В глубоких нефтеносных депрессиях потеря ГРГ привела к тому, что юрские и триасовые толщ уже в начальный этап своего погружения оказались сильно дегазированными. Даже дальнейшее их погружение в глубинную зону интенсивной генерации метана не привело к мощному газонакоплению. Недонасыщенная газом водонапорная система этих толщ поглостила метан высокотемпературного генезиса, как бы нейтрализовала генерацию в глубинной фазе, газ которой был растворен в пластовых водах. Потеря ГРГ была настолько ощутимой, что юрские и триасовые толщ, даже оказавшись на больших глубинах, сохранили многие неблагоприятные черты начального этапа. Для глубоко залегающих в этих депрессиях пластов характерны относительно низкая газонасыщенность пластовых вод и значительная доля азота в составе растворенных газов.

Рассматривая выявленную закономерность шире, с точки зрения не

только применимости для оценки фазового состояния УВ в глубоких депрессиях севера Западной Сибири, но и для выяснения условий формирования зон преимущественного газонакопления и нефтенакопления, вероятно, можно сформулировать новую концепцию — о перманентном (т. е. постоянном, долговременном и непрерывном) влиянии ГРГ на процесс формирования газоносных и нефтеносных зон.

Коренное отличие этой концепции от всех существующих представлений о роли ГРГ заключается в том, что она позволяет обосновать решающую роль ГРГ в формировании (при определенных условиях), как уже известно, не только газоносных зон в верхних литологических комплексах, но и газоносных и нефтеносных зон в глубоководных толщах. Перманентное влияние ГРГ осуществлялось в осадочных отложениях с относительно невысокой концентрацией ОВ (1—2 %, возможно, несколько выше). Поскольку нефтегазоматеринские толщи с такой концентрацией ОВ широко развиты в чехле платформы, можно считать, что перманентное влияние ГРГ имеет региональный характер.

Концепция о перманентном влиянии ГРГ способствует выработке нового критерия для прогноза нефтеносности глубоких депрессий, который можно назвать «критерий начального этапа погружения нефтегазоматеринских толщ». Для юрских депрессий он конкретно называется «критерий позднеюрского этапа погружения». Сущность этого критерия заключается в следующем. Юрские породы в глубоких депрессиях будут газоносными, если нефтегазопроизводящая толща средней юры перекрывается верхнеюрскими отложениями, представленными мощными (до 1,5—2 км) хемогенными преимущественно глинистыми осадками мощностью до 800—900 м, т. е. сходными с турон-датской глинистой толщей. Если же мощность верхнеюрских образований невелика (около 100—400 м), то такие покровы не в состоянии предотвратить рассеивание ГРГ, и на больших глубинах в этих районах развито преимущественное нефтенакопление.

Следовательно, для юрского разреза такие широко известные парамет-

ры, как литологический состав и мощность верхнеюрских отложений в свете развиваемых теоретических положений о роли ГРГ в конкретных условиях Центрально-Евразийской платформы могут служить генетическим критерием для раздельного прогноза газоносности или нефтеносности глубоких юрских депрессий. Исключение представляет ряд окраинных районов, где развиты мощные угольные пласты. Практически лишь сведения о литологическом составе и стратиграфическом разрезе той или иной депрессии могут быть использованы для дифференцированной оценки фазового состояния УВ, причем на самой ранней стадии геологического изучения региона.

Применение «критерия позднеюрского этапа погружения» для прогнозирования фазового состояния УВ в глубоких юрских депрессиях севера Западной Сибири позволило установить, что эта территория по данному показателю неоднородна (рисунок). Выделяется регион, в котором наиболее уверенно прогнозируется развитие преимущественно газовых скоплений, в депрессиях этого региона мощность глинистых пород верхней юры максимальная (700—800 м).

Верхнеюрская покровка близка по основным параметрам (литологическому составу, мощности и длительности накопления) к турон-датской. Поэтому можно считать, что она обеспечила сохранность значительной части ГРГ и способствовала развитию процесса преимущественного газонакопления в глубоких депрессиях. К такому региону, который условно можно назвать «Восточным» (см. рисунок «В»), поскольку он расположен на северо-востоке Западно-Сибирской платформы, относятся две глубокие юрские депрессии — Енисейская и Большехетская. Линия, огибающая указанную самую глубокую залежь на площади, приподнятые участки, ограничивают одновременно и район, в юрских отложениях которого уже выявлены шесть северного борту в пределах Среднепалеозойской моноклинали выявлено Дерябинское, Усть-Портновское, Парусовый, Ямбургский, Уренгойский и Тазовское.

Действительно, в пределах Усть-Портновского газового месторождения, примыкающего к югу к Енисейской впадине, распространены Соленинская, Мессояхская, Зимняя и Нижнехетская площади, где

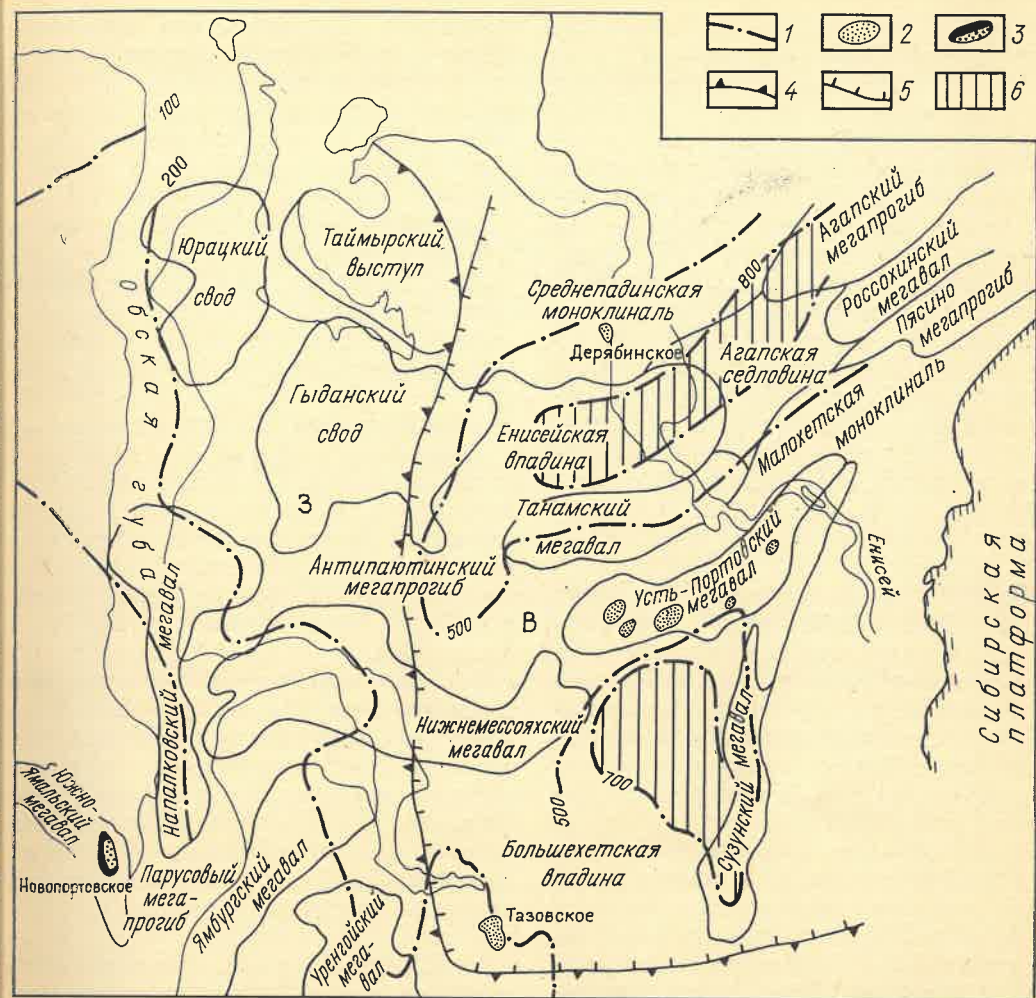


Схема нефтегазоносности юрских отложений на севере Западной Сибири
— изопакеты верхнеюрских отложений, по Г. С. Ясевичу; залежи: 2 — газовые, 3 — нефтегазовые; 4 — граница западного региона (3) с возмоз-

ным присутствием нефтяных залежей; 5 — то же, восточного региона (В) с преимущественным газонакоплением; 6 — районы мощного позднеюрского осадконакопления

циент газонасыщения превышает 0,6. В составе растворенного газа преобладают углеводороды, азота всего 7 %.

В Усть-Енисейскую газоносную зону подток газа мог осуществляться и с юга, из Большехетской впадины. Но к этой впадине мощного позднеюрского осадконакопления (мощность пород верхней юры до 700 м) и глубокого залегания пород тюменской свиты, кровля которой находится на глубине около 5 км, вероятнее всего, приурочена самостоятельная зона преимущественного газонакопления.

В юрских отложениях на западе, в пределах Хадырь-Якуимской моноклинали на Тазовской площади выявлена газоконденсатная залежь. Состав газа

(%): 89,62 метана, 9,26 его гомологов, 0,12 N₂ и 0,90 CO₂.

Не случайным, а закономерным представляется тот факт, что углерод газовых залежей региона «В» характеризуется значением $\sigma^{13}\text{C}$, близким к значению этого параметра юрских газов в Амударьинской синеклизе, где условия для сохранности ГРГ также были благоприятными и происходило смешение газов различных стадий генерации. На Тазовской площади, по данным Ф. А. Алексеева и др. (1980 г.), значение $\sigma^{13}\text{C}$ равно 4,5 ‰ (очень облегченный углерод для газа на глубине 3701—3710 м), на площади Мессояха в среднеюрских отложениях оно составляет 3,96 ‰, на Соленинской площади в верхнеюрских породах — 4,2 ‰.

Южная граница региона «В» также подтверждена фактическим материалом. В Нижнегазовском мегапрогибе, Красноселькупском и Русско-Часельском мегавалах, где мощность верхней юры не превышает 400 м, выявлены две нефтяные залежи в юрских породах — на Усть-Часельской и Харампурской площадях.

Таким образом, восточный газоносный регион совпадает с двумя районами мощного верхнеюрского осадконакопления. Этот реальный факт совмещения двух геологических параметров свидетельствует о том, что перенос особенностей размещения газоносных и нефтеносных зон в глубоких юрских депрессиях, выявленных на молодых плитах юга СССР, на территорию Западно-Сибирской плиты вполне правомерен.

На остальной площади севера Западной Сибири (севернее широты Северного свода) обнаружено лишь одно нефтегазоконденсатное месторождение (Новопортовское), получены непромышленные притоки нефти и газа. На площади Уренгой в скв. 274 (интервал 3644—3660 м) получен небольшой приток нефти, дебит газа из горизонтов абалакской свиты составляет 1,2 тыс. м³/с. Из верхов тюменской свиты получен небольшой приток газа.

На Геофизической площади (интервал 3233—3246 м) из среднеюрских пород получен фонтан газа, нефти (конденсата) и воды. Дебит воды зна-

чительный (141 м³/с), что свидетельствует о хороших коллекторских свойствах продуктивного пласта. На Ныдинской площади (скв. 40, интервал 2986—3014 м) из тюменской свиты получен приток нефти. На некоторых породах отмечена пленка нефти.

Западный регион севера Западной Сибири (см. рисунок, «З») резко отличается большей нефтеносностью юрских отложений и характеристикой «верхнеюрского критерия». Мощность пород верхней юры в регионе «З» почти в 3—7 раз меньше, чем в Енисейской и Большехетской впадинах, т. е. не превышает 200 м. На обширной территории Ямала и в Тайловской впадине она даже менее 100 м. На ряде площадей проявлен предмеловой размытый мыв. Мощность размытых глин на Нопрожильково-вкрапленных медных руд в опортонской площади, судя по данным Н. Х. Кулахметова и др. (1970 г.), около 50 м.

Вследствие вышеизложенного территория региона «З», включающая Тайна, издавна ориентированной на медловскую и Нерутинскую впадины, Паноколеданнные руды. В связи с этим возникла необходимость в теоретическом и практическом разборе геолого-генетических проблем и прежде всего установления типов прожилково-вкрапленных медных руд, закономерностей их размещения в структурах Урала.

Необходимо указать, что новый критерий является решающим для оценки нефтегазоносности толщ с содержанием ОВ 1—2 %, которые как раз так и развиты на севере Западной Сибири. Здесь не зафиксировано наличие мощных прослоев угля (как в юго-восточных газоносных районах) в тюменской свите.

В заключение отметим следующее.

1. Для оценки фазового состояния УВ в юрских отложениях на севере Западной Сибири использован материал по нефтегазоносности глубоководных толщ юры и триаса юга СССР.

2. Обоснована новая концепция — о перманентном влиянии газов ранней генерации на формирование газоносных и нефтеносных зон в глубоких депрессиях.

3. Аргументирован региональный критерий для прогноза зон газоносности и нефтеносности в юрских отложениях.

4. Применение критерия «начально-позднеюрского этапа» позволило выделить на территории севера Западной Сибири два региона — восточный

преимущественно газоносный и западный, где возможно развитие скопления нефти и газоконденсата.



РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

БДК 553.434.075.26 : 551.24 (470.5)

С. Т. АГЕЕВА, А. Г. ВОЛЧКОВ, О. В. МИНИНА (ЦНИГРИ)

Меднопорфировая минерализация Урала и ее геотектоническая позиция

Месторождения и рудопроявления прожилково-вкрапленных медных руд Урала, включая и меднопорфировые, могут рассматриваться как дополнительная сырьевая база медедобывающей промышленности данного региона. Территория региона «З», включающая Тайна, издавна ориентированной на медловскую и Нерутинскую впадины, Паноколеданнные руды. В связи с этим возникла необходимость в теоретическом и практическом разборе геолого-генетических проблем и прежде всего установления типов прожилково-вкрапленных медных руд, закономерностей их размещения в структурах Урала.

Систематизация и анализ опубликованных материалов многих исследований, а также результаты дежурного изучения авторами ряда объектов в разных районах Уральской металлогенической провинции позволяют сделать вывод, что месторождения и рудопроявления прожилково-вкрапленных медных и молибденово-медных руд при общности вещественного состава весьма значительно различаются по геологической обстановке формирования, характеру продуктивных вулканоплутонических ассоциаций, рудоносных интрузий и околорудных изменений. С учетом этих факторов выделены месторождения и рудопроявления колчеданного и меднопорфирового типов, размещающиеся в существенно различных порежиму развития и строению тектонических структурах.

Представители прожилково-вкрапленной минерализации, принадлежащие семейству колчеданных руд, со-

средоточены в колчеданноносных структурно-формационных зонах (внутренние части Тагильской, Западно-Магнитогорской, Восточно-Магнитогорской, Денисовской и других эвгеосинклиналей). Они включают: метаморфизованную послонную вкрапленность сульфидов в протерозойских эвгеосинклинальных образованиях, которая рассматривается А. Г. Волчковым на примере Лекын-Тальбейского месторождения Полярного Урала как продукт экстракции и перераспределения молибдена из гидротермально-измененных колчеданноносных пород в процессе регионального и контактового метаморфизма; прожилково-вкрапленное оруденение в эвгеосинклинальных интрузий плагиогранитов, представляющее собой продукт регенерации синвулканической колчеданной минерализации, подобно Заводскому месторождению на Среднем Урале [8]; корневые части (подводящие каналы) эродированных залежей массивных медноколчеданных руд, изученные на примере Кульюртауского, Подольского месторождений и Гадилевского рудопроявления Башкирии [4]. Колчеданный тип оруденения Урала, охарактеризованный в большом числе публикаций, в настоящей статье не рассматривается.

Месторождения и рудопроявления меднопорфирового типа на Урале менее изучены. Авторами обобщены и проанализированы данные по объектам меднопорфирового типа, известным в разных частях Урала, с целью установления: типов рудоносных зон и их

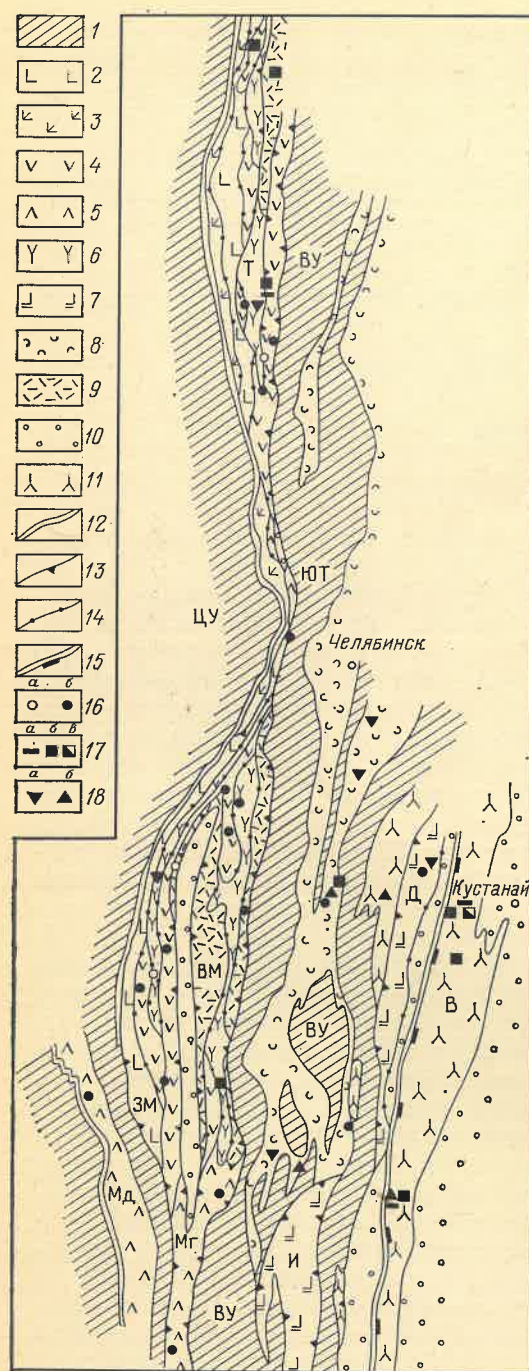


Рис. 1. Схема структурно-формационного районирования Урала

Поднятия: ЦУ — Центрально-Уральское, ВУ — Восточно-Уральское; палеозойские эвгеосинклинали сложного строения: Т — Тагильская (S_1-S_2), ЗМ — Западно-Магнитогорская (S_2-D_2), ВМ — Восточно-Магнитогорская (S_2-D_2); то же, простого строения: ЮТ — Южно-Тагильская (S_1-S_2), Мд — Медногорская (S_2), Мг — Мугуджарская (S_2-D_2), Д — Денисовская (S_2-D_2), И — Иргизская (C_1), В — Валерьяновский краевой вулканоплутонический пояс (C_1); 1 — метаморфические комплексы основания палеозойских эвгеосинклинали в пределах Центрально-Уральского и Восточно-Уральского поднятий; базальтоидные

формации раннегеосинклинального режима: 2 — однородная, 3 — однородная метаморфизованная, 4 — контрастная базальт-липаритовая и непрерывная базальт-андезит-дацит-риолитовая колчеданоносная, 5 — базальтовая дацитсодержащая колчеданоносная, 6 — порфировая базальт-андезитовая, продуктивная на меднопорфировое оруденение; раннегеосинклинальные вулканогенные формации нерасчлененные: 7 — в Иргизской и Денисовской эвгеосинклинали, 8 — в рифтоидных прогибах Восточно-Уральского поднятия; формации позднегеосинклинально-раннеорогенного режима: 9 — вулканогенные, 10 — осадочные; 11 — базальт-андезит-гранодиоритовая вулканоплутоническая ассоциация, продуктивная на меднопорфировое оруденение; границы: 12 — Уральской эвгеосинклинальной системы, 13 — частных эвгеосинклинали, 14 — структурно-формационных зон, 15 — Валерьяновского краевого вулканоплутонического пояса; эндогенная минерализация: 16 — раннегеосинклинального этапа (а — марганцевая, б — медноколчеданная и колчеданно-полиметаллическая), 17 — позднегеосинклинального — раннеорогенного этапа (а — железорудная стратиформная, б — железорудная скварная, в — полиметаллическая стратиформная), 18 — меднопорфировая (а — барьерных зон, б — краевого пояса)

палеотектонической позиции, временной и пространственной связи оруденения с магматизмом, состава продуктивных вулканоплутонических ассоциаций, позиции минерализованных зон, взаимоотношения оруденения меднопорфирового и других типов в истории металлогенического развития Урала.

Многолетние прогнозные исследования, проведенные в ЦНИГРИ на колчеданные, а в последнее десятилетие и на меднопорфировые руды, основаны на формационном подходе, позволяющем рассматривать месторождения полезных ископаемых как естественные составляющие определенных геологических формаций [11]. При участии уральских геологов в ЦНИГРИ проведено структурно-формационное районирование территории Урала, базирующееся на анализе размещения меденосных формаций и установлении рудолокализирующих палеоструктур, сформировавшихся в определенном геотектоническом (раннегеосинклинальном — раннеорогенном) режиме (рис. 1). Оно может служить основой для прогноза указанных меднорудных месторождений.

В качестве главных меденосных палеотектонических структур выделены: эвгеосинклинали сложного строения (Тагильская, Западно- и Восточно-Магнитогорская), развивавшиеся на океанической коре и достигшие стадии островных дуг (включают автономные структурно-формационные зоны моно- и полиформационного типов — тыльную, внутреннюю, барьерную и внешнюю); эвгеосинклинали простого стро-

ения (Зилаирская, Мугуджарская, Денисовская, Южно-Тагильская), расположенные на выклинивании геоструктур первого типа и развивавшиеся в режиме рифтовых рвов; эвгеосинклинали простого строения (Султановская, Увельская, Кумакско-Еленовская и др.), представленные рифтообразными рвами и не обнаруживающие пространственной связи с двумя вышеуказанными типами геоструктур, развивавшиеся на континентальной коре срединного Восточно-Уральского поднятия; краевые вулканоплутонические пояса (Валерьяновский, Александровский), возникшие на субстрате различного состава и возраста.

Эвгеосинклинали сформировались в разные отрезки ($O-S_2$, S_1-D_{2ef} , S_2-D_{2gv} , C_1) герцинского цикла развития Урала, причем отмечается омоложение их возраста с запада на восток и с севера на юг [6]. Сложены они разновозрастными раннегеосинклинальными вулканогенными формациями, в том числе колчеданоносными контрастной и непрерывной, и позднегеосинклинальными вулканоплутоническими ассоциациями, продуктивными на меднопорфировое оруденение. Краевые пояса образованы вулканоплутоническими ассоциациями, с которыми также связаны меднопорфировые руды.

Типы зон меднопорфирового оруденения. Положение о связи меднопорфировых месторождений с вулканоплутоническими поясами, разработанное Г. А. Твалчрелидзе, С. Кезлером, В. С. Поповым и И. Г. Павловой, конкретизировано А. И. Кривцовым, который выделил два типа подобных палеоструктур [5]. К первому типу относятся базальтоидные вулканоплутонические пояса барьерных зон эвгеосинклинали, ко второму — андезитидные, образовавшиеся вследствие проявления орогенных либо активизационных процессов на различном по направленности развития и составу основании. Правомочность этого положения для Уральской металлогенической провинции подтверждается результатами изучения конкретных объектов, которые локализуются в зонах, занимающих определенное геотектоническое положение и характеризующихся специфическими условиями форми-

рования. Нами выделяются следующие структуры, контролирующие меднопорфировое оруденение: барьерные зоны эвгеосинклинали, локальные эвгеосинклинальные прогибы шовных зон Восточно-Уральского поднятия, Валерьяновский краевой вулканоплутонический пояс [2].

Барьерные зоны представляют собой частные структуры эвгеосинклинали, вмещающие меднопорфировое оруденение наиболее раннего этапа. Они входят в состав более крупных Тагильской (Именновская S_{2ld} , Западно-Магнитогорской (Ирендыкская D_1-D_{2ef} на западе и Гумбейско-Адамовская D_2-D_{3f} на востоке) и Денисовской (Спиридоновская D_{1-2}) палеоструктур. Эти зоны сформировались в позднегеосинклинальном режиме на недифференцированных базальтоидах либо на древнем океаническом субстрате в виде протяженных вулканогенных гряд, окаймляющих внутренние колчеданоносные области. Гряды сложены большими массами длительно накапливавшихся продуктов порфировой базальт-андезито-базальтовой формации, интрузивными коагматами которой являются небольшие штокообразные и линейные тела габбро-диорит-плагиигранитовой формации, представленные преимущественно кварцевыми диоритами. Обе формации образуют единую вулканоплутоническую ассоциацию, продуктивную на меднопорфировое оруденение.

В качестве примеров месторождений и рудопроявлений барьерных зон можно привести Андрушиновское в Тагильской, Салаватское, Вознесенское и Верхнеуральское в Магнитогорской, Спиридоновское в Денисовской эвгеосинклинали. Для них характерны развитие меднопорфировой минерализации в связи с массивами диоритового состава, преимущественно вкрапленный тип оруденения, преобладание среди главных рудных минералов пирита, халькопирита и магнетита при подчиненной роли молибденита.

Наиболее типичный представитель объектов барьерных зон — Салаватское месторождение — расположено в Ирендыкской барьерной зоне. Рудоносный массив диоритовых порфиров прорывает здесь вулканы базальт-андезито-базальтовой формации,

завершая их становление. В плане он имеет эллипсовидные очертания, а в поперечном разрезе — форму крутопадающей пластины, расширяющейся и выполаживающейся по восстанию. Дайки поздних фаз внедрения, сложенные кварцевыми диоритовыми порфиритами, ориентированы согласно контактам массива. Породы массива и даек окварцованы, хлоритизированы, альбитизированы, пумпелиитизированы и содержат пирит, халькопирит, реже молибденит, пирротин, рутил, теннантит, сфалерит, магнетит, ильменит и борнит. Сульфиды образуют рассеянную мелкогнездовую вкрапленность, приуроченную к темноцветным минералам диоритовых порфиритов. В дайках кварцевых диоритовых порфиритов преобладает сульфидная минерализация прожилкового типа, тяготеющая к эндоконтактам.

Рудное тело, окаймленное по бортовому содержанию меди, пространственно и морфологически подчинено рудоносному массиву, располагаясь в его центральной части. В плане оно имеет форму эллипса, осложненного на флангах пилообразными выклинками, а в поперечном разрезе — форму крутопадающей пластины, выклинивающейся по восстанию с расширением и ветвлением на отдельные апофизы. В центральной части пластины отмечается перегиб, к которому приурочена серия близпараллельных сближенных линз наиболее богатых руд.

Локальные эвгеосинклинальные прогибы осложняют центральную часть Восточно-Уральского поднятия, сложенного метаморфизованными толщами позднепротерозойско-раннепалеозойского возраста. Это узкие рифтогенные рвы, длительно развивавшиеся вдоль мобильных швов меридионального простирания. Они образуют единую зону, на южном продолжении которой расположена Иргизская раннекаменноугольная эвгеосинклиналь, представленная вулканитами, сопоставимыми с колчедановыми формациями более древнего вулканизма Урала. Локальные прогибы выполнены разновозрастными породами базальтоидных формаций натриевого ряда: однородной (S_1-D_1), порфиритовой (S_2-D_1), вулканогенно-флишиоидной (D_1-D_2), колче-

дановыми контрастной и непрерывной ($D_{2ef}-gv$). К более позднему (D_3-C_1) и разнообразному по составу комплексу относятся вулканиты калий-натриевой, так и калий-натриевой сульфидных красноцветных серий.

Среди интрузивных пород отмечаются многочисленные мелкие массивы плагиигранитов и диоритов. В прибортовых частях прогибов размещены крупные разновозрастные интрузивы габбро-тоналит-гранодиоритовой, габбро-гранитовой и собственно гранитовой формаций.

Рудоносные комплексы рассматриваемых структур, в отличие от таких барьерных зон, представлены мелкими штоками и дайками кварцевых диоритов, гранодиоритов, гранодиорит- и плагиигранит-порфиров, формировавшихся от среднего девона до раннего карбона. Это обусловило размещение в пределах структур разновозрастного меднопорфирового оруденения. Важно отметить, что одни рудоносные интрузивы завершают становление вулканогенной порфиритовой формации и по обстановке формирования близки массивам, несущим меднопорфировую минерализацию в барьерных зонах эвгеосинклиналей (Тахталимское рудопроявление). Другая группа объектов приурочена к интрузивам, вулканогенные коагматы которых отсутствуют либо не установлены (Биргильдинское, Союзное и другие месторождения).

Тахталимское рудопроявление находится в северной части Касаргиско-Султановского локального эвгеосинклинального прогиба, выполненного базальтами однородной (S_1), базальт-риолитовой колчеданово-порфиритовой базальт-андезит-базальтовой ($D_{2ef}-D_3$) формаций. Вулканиты последней на западном фланге рудопроявления слагают мелноклиновое восточное падение и неогласно перекрыты нижнекаменноугольными осадочными породами. Коагматичный им рудоносный интрузив (D_3) сформировался в позднегеосинклинальном режиме и принадлежит габбро-плагиигранитовой формации. Сложен он равномернозернистыми порфиритовыми диоритами. Более поздние плагиигранит-порфиры образуют ряд даек и небольшой крутопада-

ющий шток, кровля которого осложнена многочисленными апофизами.

Породы слабо изменены, отмечают их пропилитизация, хлоритизация и окварцевание, в меньшей степени — пренизация и калишпатизация. Прожилково-вкрапленная медная минерализация приурочена к северной части рудоносного массива, где распространена равномерно. Среди рудных минералов преобладают пирит и халькопирит, встречаются магнетит и молибденит, редко галенит, пирротин, арсенопирит, марказит и блеклая руда. Для пирита и халькопирита, развитых в виде гнезд и прожилков, типична ассоциация с магнетитом, хлоритом, эпидотом, кварцем и пренимом. Молибденит чаще приурочен к кварцевым прожилкам и редко вместе с другими сульфидами и хлоритом образует гнездообразные скопления.

Плагиигранит-порфиры характеризуются еще более низким уровнем гидротермальной проработки и прожилковой формой выделения сульфидов. Кварц-сульфидные прожилки тяготеют к эндоконтактам даек и апофиз кровли штока плагиигранит-порфиров.

В северо-восточной части массива рудные тела, выделенные по бортовому содержанию меди, имеют вид крутопадающих линз и объединяются в две пространственно разобщенных зоны, субпараллельные контакту рудоносного массива. Особенности распределения прожилково-вкрапленной медной минерализации позволяют сделать вывод о том, что формирование медных руд тесно связано со становлением неравномернозернистых, порфиритовых и порфиритовых фаций диоритов. Внедрение более поздних даек плагиигранит-порфиров привело к перегруппировке рудного вещества локализацией наиболее богатых руд в их эндоконтактах.

Рудопроявление Союзное, относящееся ко второй группе объектов локальных прогибов, расположено в центральной части Верхне-Иргизской эвгеосинклинали, выполненной вулканогенно-осадочными породами однородной базальтовой (S_2), контрастной (D_{2ef}) и андезито-базальтовой ($D_{2ef}-gv$) формаций. Первые две формации слагают большую часть эвгеосинкли-

нали, в то время как туфогенно-осадочные породы образуют линейные структуры типа барьерных зон вдоль разломов, ограничивающих эвгеосинклиналь с запада и осложняющих ее центральную часть. К центральной ее части приурочены два рудоносных дайкообразных интрузива северо-восточного и меридионального простираний, имеющих, по геофизическим данным, одну корневую систему. Состав интрузивов различен: северо-восточный сложен порфиритовыми кварцевыми диоритами, а меридиональный — гранодиорит-порфирами. Контакты между ними тектонически нарушены. Геологические данные позволяют высказать предположение о более позднем внедрении плагиигранит-порфиров — в раннем карбоне.

На площади рудопроявления породы подверглись метасоматическим преобразованиям — ороговикованию в зонах тектонических нарушений и в экзоконтакте массива гранитоидов, пропилитизации, серицитизации и биотитизации. Минерализация представлена вкрапленностью и прожилками пирита, халькопирита, магнетита, реже молибденита в ассоциации с кварцем, карбонатом, хлоритом, эпидотом, биотитом и гипсом. Проявлена она по всему вскрытому объему интрузива кварцевых диоритов и в его экзоконтактной части, а также в экзо- и эндоконтактах массива гранодиорит-порфиров. Оруденение неравномерное. Наиболее обогащенные участки образуют субмеридиональные зоны, согласные контактам более позднего массива гранодиорит-порфиров.

Анализ геологического строения площади рудопроявления, состава вмещающих толщ и рудоносных интрузивов, сопоставление их с породами, распространенными на сопредельных участках эвгеосинклинали, а также характер размещения метасоматитов и рудной минерализации по отношению к интрузивным телам и ряд других факторов позволяют рассматривать месторождение Союзное как объект, сочетающий в себе признаки, с одной стороны, меднопорфировой минерализации барьерных зон в связи с внедрением массива кварцевых диоритов, а с другой — перераспределения оруденения под влиянием дайки

гранодиорит-порфиров, образовавшейся синхронно с Валерьяновским вулканоплутоническим поясом.

Валерьяновский краевой вулканоплутонический пояс принципиально отличается от эвгеосинклинальных зон Урала особенностями геотектонической позиции и палеотектоническими условиями формирования. Эта структура, сформировавшаяся в раннеорогенном режиме на восточной окраине Уральской эвгеосинклинальной системы, вмещает меднопорфировое оруденение позднего этапа. Пояс заложился на жестком кристаллическом фундаменте, представленном в значительной мере гнейсами и порфиритоидами. Расположен он на фланге палеоконтинента, фрагментами которого являются выступы протерозойского Убаганского поднятия и Кокчетавской глыбы. Отмечается сопряженность развития Валерьяновского пояса с расположенными западнее разновозрастными с ним структурами — Иргизской эвгеосинклиналью и обширным миогеосинклинальным бассейном Центрально-Магнитогорской зоны. Итак, ряд близких по возрасту геоструктур (эвгеосинклиналь — миогеосинклиналь — краевой вулканоплутонический пояс) присутствует только на восточном фланге Уральской эвгеосинклинальной системы, отражая ее асимметричное строение в данный период развития.

Валерьяновский краевой вулканоплутонический пояс, образовавшийся в течение среднего визе — намюра, сложен вулканитами андезитовой и интрузивами габбро-диорит-гранодиоритовой формаций, принадлежащими к единой вулканоплутонической ассоциации, с которой связано скарново-магнетитовое и меднопорфировое оруденение. Скарново-магнетитовые руды тяготеют к массивам ранних фаз внедрения (габбро, габбро-нориты, диориты), пространственно ассоциирующим с эффузивами более основного состава и располагающимся в северной части пояса, где сосредоточены железорудные месторождения Тургая. Меднопорфировое оруденение сопровождается поздние фазы хорошо дифференцированных массивов, тяготеющих к полям развития эффузивов с большой долей пород кислого состава.

Примеры месторождений Валерьяновского пояса — Баталинское, Северо-Бенкалинское, Южно-Бенкалинское и ряд рудопоявлений. Рудоносные порфировые фазы (гранодиорит-плагиогранит-порфиры) завершают формирование дифференцированного интрузивного комплекса габбро — габбро-диорит — диорит — кварцевый диорит — гранодиорит. Рудные тела имеют молибденово-медный состав и представлены штоками и прожилками вкрапленных руд различной морфологии. Они конформны рудоносным интрузивам и охватывают либо весь объем, либо только апикальные части. На объектах четко проявлена метасоматическая и рудная зональность.

Северо-Бенкалинское месторождение расположено в Бенкалинском Адаевском блоке южной части Валерьяновского пояса, который, в отличие от более северной его части, характеризуется приподнятым доколовым значительным участием липаритов и липарито-дацитов в составе вулканогенно-осадочных образований, а также присутствием крупных интрузивных массивов сложного многофазного строения. Месторождение приурочено к штоку гранодиорит-порфиров, который находится в северной экзоконтакте Бенкалинского плутона, прорывающего толщу грубослоистых вулканогенно-осадочных образований северо-восточного простирания с падением на северо-запад под углом 45°. Состав, мощность и пространственное размещение пород позволяют рассматривать участок месторождения в качестве фрагмента палеовулканической постройки, нарушенной при внедрении рудоносного интрузива.

Рудоносный интрузив гранодиорит-меднопорфировое оруденение обнаружен в зоне Бенкалинского разлома, имеет весьма своеобразную форму. Он представляет собой полого падающую дайку согласно с напластованием вмещающих пород. Всякий бок дайки осложнен секущими крутоориентированными субпараллельными друг другу клиновидными апофизами, между которыми зажаты останки кровли, целом сохраняющие первичное залегание. Оруденение приурочено к погруженному блоку, где располагается

апикальная часть этого дайкообразного интрузива, переходящего по восставанию в серию сближенных апофизов.

Все породы месторождения гидроермально преобразованы. Наблюдается метасоматическая зональность: внешняя зона — пропилиты, внутренняя — кварц-серцитовые метасоматиты, центральное кварцевое ядро выражено неотчетливо. Широко проявлены урмализация и биотитизация.

Оруденение представлено вкрапленностью и прожилками пирита, халькопирита и молибденита, образующими самостоятельные выделения или входящими в состав прожилков кварца и пирита. Оно развито как в интрузивных, так и во вмещающих вулканогенно-осадочных породах, представляя штокверк, располагающийся в апикальной части порфирового интрузива. Рудное тело Северо-Бенкалинского месторождения пластинообразной формы разветвляется висячем боку на ряд разновысоких клиньев. Внешние и внутренние его ограничения во всех деталях повторяют очертания сложного контакта порфирового интрузива, а пространственная ориентировка полностью подчинена элементам залегания последнего, включая и апофизы со стороны висячего бока.

Состав продуктивных вулканоплутонических ассоциаций. Рудоносные порфировые интрузивы завершают становление вулканоплутонических ассоциаций, продуктивных на меднопорфировое оруденение. Они отражают состав и закономерности эволюции этих ассоциаций, которые определяются условиями формирования в той или иной геотектонической обстановке [7].

В выделенных структурах Урала меднопорфировое оруденение обнаруживается в связи с определенными магматическими образованиями: в барьерных зонах — с вулканоплутонической ассоциацией, состоящей из базальт-андезито-базальтовой вулканогенной и габбро-диорит-плагиогранитовой плутоногенной формаций; в краевом вулканоплутоническом поясе — с андезитовой вулканогенной и габбро-диорит-гранодиоритовой плутоногенной формациями. В шовных структурах Восточно-Уральского поднятия совмещены формации обеих продуктивных ассоциаций.

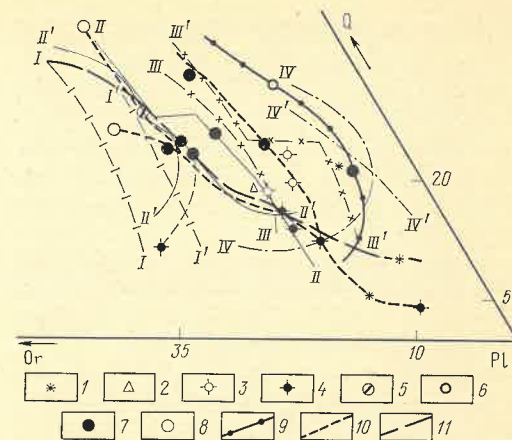


Рис. 2. Средний состав вулканоплутонических ассоциаций и рудоносных порфировых фаз некоторых меднопорфировых районов Урала

Фигуративные точки пород: 1 — андезита, 2 — дацита, 3 — кварцевого диорита, 4 — кварцевого монзонита, 5 — плагиогранита, 6 — гранодиорита, 7 — гранодиорит-порфира, 8 — лейкократового гранита; вариационные линии для районов Урала: 9 — Спиридоновского, 10 — Баталинского, 11 — Бенкалинского; то же, по мировым данным для рудных районов различного типа: 1-1 — эпикратонного, 2-2 — эпимиеосинклинального, 3-3 — эпизеосинклинального, 4-4 — эвгеосинклинального (цифра без штриха — для плутонов, со штрихом — для вулканитов)

Химизм продуктивных ассоциаций изучался путем систематизации 900 силикатных анализов по Салаватскому и Спиридоновскому рудным районам барьерных зон, Баталинскому и Бенкалинскому — краевому пояса. Средние составы пород в каждом рассматриваемом районе пересчитаны на нормативный состав и нанесены на диаграмму Pl—Q—Or (рис. 2). На ней показаны также вариационные линии средних составов вулканитов и плутонов различных меднопорфировых провинций и районов мира.

В барьерных зонах вулканиты порфиритовой формации обнаруживают слабую дифференцированность и представлены преимущественно андезито-базальтами. Интрузивные образования габбро-плагиогранитовой формации составляют более отчетливо дифференцированный ряд: габбро-диорит — кварцевый диорит — плагиогранит с преобладанием диоритовых разновидностей. Все породы ассоциации имеют первичную базальтоидную природу, о чем свидетельствуют их существенно натровый состав ($K_2O/Na_2O = 0-0,2$), максимальные концентрации магнезии и извести. Характерно, что дифференцированный ряд вулканогенных и инт-

рузивных ассоциаций барьерных зон в целом образует единую вариационную линию. При этом вариационные линии, соответствующие Салаватскому и Спиридоновскому рудным районам, субпараллельны и располагаются на диаграмме в области плагиоклазовых расплавов.

Продуктивная вулканоплутоническая ассоциация краевого пояса представлена андезитовой формацией, значительно дифференцированной от андезито-базальтов через андезиты и дациты до липаритов с преобладанием дацитовых разностей, и интрузивными породами габбро-диорит-гранодиоритовой формации, отвечающими ряду диорит — кварцевый диорит — гранодиорит — плагиогранит — и гранодиорит-порфир. Породы основного состава характеризуются устойчивыми высокими концентрациями натрия и низкими калия ($K_2O/Na_2O=0,2-0,3$). При переходе к более кислым разностям содержание натрия уменьшается, а калия возрастает.

Сравнение особенностей состава вулканоплутонических ассоциаций Бенкалинского и Баталинского рудных районов позволяет установить определенное сходство, выражающееся в единстве петрохимических характеристик соответствующих разновидностей пород, общности строения дифференцированных рядов вулканогенных и плутоногенных образований, в обособлении вулканитов с образованием самостоятельной вариационной линии (в отличие от подобных пород барьерных зон), в проявлении двух ветвей интрузивных пород — существенно натровых и плагиопорфировых с повышенной щелочностью.

Наличие двух ветвей дифференциации магматических пород Валерьяновского пояса связано со строением и составом его фундамента. Позднепротерозойские — раннепалеозойские толщи нижнего этажа, представленные в разной степени метаморфизованными основными эффузивами значительной мощности — продуктами магматизма древней эвгеосинклинали, определяют существенно натровый состав пород Валерьяновского пояса, а вышележащие миогеосинклинальные отложения девона — появления пород нормально-го ряда с монцонитоидной тенденцией.

Особенности состава вулканоплутонических ассоциаций, продуктивных на меднопорфировое оруденение, позволяют выделить на Урале два типа районов — эвгеосинклинальные (барьерные зоны эвгеосинклиналей) и эпиевгеосинклинальные (Валерьяновский краевой вулканоплутонический пояс).

Позиция минерализованных зон. На изученных меднопорфировых объектах Урала минерализованные зоны, охарактеризованные по принятым бортовым содержаниям меди, морфологически подобны рудоносным интрузивам и имеют близкую к ним ориентировку. Их можно отнести к группе конформных рудных тел. По положению в рудоносных интрузивах выделяются три разновидности минерализованных зон: практически полностью охватывающие рудоносный интрузив, тяготеющие к определенным его частям, контролируемые дайками и штоками поздних фаз внедрения [9].

К первой группе относятся месторождения Салаватское, Биргильдинское и Верхнеуральское рудопроявление, где минерализованные зоны развиты по всему объему интрузива, практически полностью совпадая с ним по морфологии и пространственной ориентировке. На объектах второй группы (месторождения Северо-Бенкалинское и Южно-Бенкалинское, Новониколаевское, Спиридоновское, рудопроявления Зеленый Дол и Вознесенское) минерализованные зоны как бы облекают рудоносный интрузив, тяготея к его экзо- и эндоконтактовым (апикальным) частям, которые нередко значительно отличаются от безрудных внутренних частей по петрографическим характеристикам. Для объектов третьей группы (месторождения Баталинское, Союзное, рудопроявления Тахталымское и Андрушинское) характерна локализация минерализованных зон в эндо- и экзоконтактах небольших крутопадающих штоков даек, сложенных породами поздних фаз внедрения, как правило, более кислых и с четко проявленным порфировым строением.

Основными рудоконтролирующими элементами обогащенных участков минерализованных зон служат приконтактные части рудоносных интрузивов, а также даек и штоков поздних

фаз внедрения. Вдоль контактов последних повышение содержаний меди сопровождается развитием сульфидов преимущественно в виде прожилков, в то время как в массивах ранних фаз преобладают вкрапленные руды. Такая позиция обогащенных участков, установленная на месторождениях Баталинском, Союзном, Спиридоновском и ряде рудопроявлений, обусловлена перегруппировкой небогатой минерализации, рассеянной в значительном объеме рудоносной интрузии, под воздействием более поздних даек. Специфическую позицию занимают обогащенные рудные тела Салаватского месторождения, контролируемые участками перегиба по восстанию рудоносного штока и конформной ему минерализованной зоны.

Таким образом, в размещении минерализованных зон и их обогащенных участков ведущими факторами контроля являются сами рудоносные интрузивы и отдельные их элементы. При этом массивы простого строения либо полностью охвачены минерализацией, либо содержат ее в эндо- и экзоконтактовых (апикальных) частях. Для многофазных массивов весьма типично увеличение концентраций меди в приконтактных зонах даек и штоков поздних фаз внедрения, что необходимо учитывать при оценке подобных объектов.

Положение меднопорфирового оруденения в металлогеническом развитии Урала. Металлогенический профиль Уральской провинции определяется развитием колчеданных, железорудных, хромитовых и золоторудных месторождений, а в последние годы здесь установлены проявления меднопорфировой и стратиформной полиметаллической минерализации. Отмечено тесное родство месторождений хрома с интрузиями гипербазитов, медно-железо-ванадиевых — с расслоенными интрузиями габбро, колчеданных — с вулканогенными формациями натровой серии раннегеосинклинального базальтоидного магматизма; месторождения железа, а также свинца и цинка концентрируются в вулканогенно-осадочных и песчано-сланцевых толщах, формирующихся в раннегеотектоническом режиме, а скарново-железорудные месторождения связаны с гра-

нодиоритовыми интрузиями, завершающими раннеорогенную стадию развития.

Меднопорфировое оруденение Уральской эвгеосинклинальной системы, как было показано ранее, формировалось дважды — в позднегеосинклинальном режиме барьерных зон и в раннеорогенном режиме становления краевого вулканоплутонического пояса. Месторождения барьерных зон являются производными натровой серии базальтоидного магматизма, с дифференцированными продуктами которой (контрастная и непрерывная формации) тесно связаны колчеданные руды. Накопление колчеданосных вулканитов предшествовало становлению продуктивной порфировой базальт-андезито-базальтовой формации и завершающих ее формирование интрузий габбро-диоритового ряда, несущих меднопорфировое оруденение.

Конкретным примером таких соотношений служит Андрушинское рудопроявление на Среднем Урале, где интрузивные образования с меднопорфировой минерализацией прорывают раннесилурийские породы контрастной формации, вмещающие колчеданные залежи Валенторского месторождения, и близки по времени к завершению становления позднесилурийской базальт-андезито-базальтовой формации. Такой позицией характеризуются Салаватское, Спиридоновское и ряд других объектов барьерных зон. В эвгеосинклинальных прогибах, осложняющих Восточно-Уральское поднятие, зоны барьерского типа выделить не удастся. Вместе с тем группа более ранних по времени возникновения объектов (Тахталымское рудопроявление, Биргильдинское месторождение) связана с интрузивами, завершающими становление базальт-андезито-базальтовой формации, которой предшествуют потенциально колчеданосные вулканиты.

Исходя из особенностей пространственной и временной позиции меднопорфировых месторождений барьерных зон устанавливается закономерное их проявление на завершающих стадиях раннегеосинклинального развития отдельных структур Урала, сменяющее ранее возникшие колчеданные руды. И те, и другие руды являются

разными по времени и формам обособления производными натровой серии базальтоидного магматизма. Его миграция в пределах эвгеосинклиналей Урала [6], выражающаяся в омоложении рудоносных магматитов с севера на юг и с запада на восток, определяет разновозрастность как колчеданных, так и меднопорфировых месторождений.

Железорудные месторождения Среднего Урала размещены в вулканогенно-осадочных толщах позднего силура — раннего девона, перекрывающих продуктивную на меднопорфировое оруждение вулканоплутоническую ассоциацию Именновской барьерной зоны, где известно Андрушинское рудопроявление. Внедрение постранинедевонских интрузий габбро-диорит-сиенитового состава сопровождалось скарнированием стратиформных железорудных залежей, что убедительно показано К. В. Подлесским [10] на примере Гороблагодатского месторождения. Такова же позиция железорудных месторождений на Южном Урале, где они локализованы в раннекаменноугольной вулканогенно-осадочной толще, тогда как меднопорфировые объекты барьерных зон связаны здесь с магматическими образованиями среднего девона.

На территории Валерьяновского вулканоплутонического пояса аналогичные объекты приурочены к осадочно-вулканогенной толще визе-намюрского возраста, прорванной раннекаменноугольными интрузиями габбро-диорит-гранодиоритовой формации. Скарново-магнетитовые месторождения, по данным Н. М. Беляшова [3], образовались в результате метаморфизма и обогащения сингенетичных руд под влиянием ранних фаз проявления вышеназванной формации (габбро, габбро-нориты, габбро-диориты). С поздними фазами той же формации (гранодиориты, гранодиорит- и гранит-порфиры) связано меднопорфировое оруждение.

Подобные возрастные взаимоотношения меднопорфировой и железорудной минерализации устанавливаются в Бенкалинском рудном узле, где в экзоконтакте гранодиоритового массива пространственно совмещены месторождения скарново-магнетитовых

(Железная Бенкала) и меднопорфировых (Южная Бенкала) руд. Скарново-магнетитовое оруждение ассоциируется с диоритами, метасоматическими измененными, скарнированными разновидностями наряду с железорудными скарнами присутствуют в виде ксенолитов в гранодиорит-порфирах, завершающих формирование Бенкалинского массива и несущих меднопорфировое оруждение.

Приведенные примеры показывают, что для Уральской провинции, проявлены меднопорфировые месторождения и базальтоидного (эвгеосинклинальный тип), и андезитоидного (эпизэвгеосинклинальный тип) магматизма, первые предшествуют формированию железорудных месторождений, тогда как вторые возникают после скарново-магнетитовых.

Свинцово-цинковые проявления близкие стратиформным месторождениям атасуйского типа, обнаружены на Урале в Каменской зоне и восточной части Магнитогорского прогиба (рудопроявления Новониколаевское рудного узла, Амурское). Они приурочены к позднедевонским—раннекаменноугольным песчано-сланцевым толщам, формирующимся в раннеорогенном режиме, и, вероятно, являются близкосоответствующими со стратиформными залежами железных руд. Меднопорфировое оруждение Новониколаевской группы рудопроявлений наложено на свинцово-цинковые руды.

Стратиформная свинцово-цинковая минерализация в Валерьяновском краевом поясе известна на Ломоносовском, Качарском и других железорудных месторождениях. И здесь пометаллические руды располагаются на флангах и стратиграфически выделены железорудных. На основании данных о временных соотношениях железорудной, полиметаллической и меднопорфировой минерализации можно считать, что стратифицированные лежи свинцово-цинковых руд, несомненно, являются более ранними по отношению к меднопорфировым.

Рассмотренные на примере Уральского соотношения меднопорфирового оруждения с другими типами эндогенной минерализации позволяют установить следующий латерально-временной месторождений (от ранних к по-

поздним): хрома — колчеданного семейства — меднопорфировые эвгеосинклинального (островодужного) типа — сингенетичные железорудные и стратиформные свинцово-цинковые в вулканогенно-терригенных и терригенно-карбонатных толщах — скарново-магнетитовые (преобразованные) — меднопорфировые краевых андезитоидных поясов. Этот ряд месторождений образовался в течение большей части герцинского металлогенического цикла Урала, отражает общую направленность рудообразующих процессов в истории развития эвгеосинклинальных зон и коррелируется с эволюционным рядом раннегеосинклинальных—раннеорогенных геологических и рудных формаций.

Вместе с тем в каждой конкретной геоструктуре Урала металлогенический цикл проявлен неполно, что обусловлено автономностью их развития, разновременностью начала и завершения становления различных геологических и соответствующих им рудных формаций. Иначе говоря, в каждой конкретной геоструктуре мы имеем дело с латерально-временными элементами металлогенического цикла, в то время как для Уральской металлогенической провинции в целом этот цикл является единым по направленности, состоящим из частных латерально-временных рядов [1].

1. Прожилково-вкрапленная медная минерализация Урала объединяет месторождения и рудопроявления колчеданных и меднопорфировых руд.

2. Объекты меднопорфирового оруждения локализованы в структурах, обладающих определенной геотектонической позицией и специфическими палеотектоническими условиями формирования — барьерных зонах эвгеосинклиналей, локальных эвгеосинклинальных прогибах шовных зон Восточного-Уральского поднятия, Валерьяновском краевом вулканоплутоническом поясе.

3. Исходя из палеотектонической обстановки формирования меднопорфирового оруждения можно считать, что оно связано с вулканоплутоническими ассоциациями, производными различного магматизма — базальтоидного (базальт-диорит-плагиигранитная ассоциация в барьерных зонах — эв-

геосинклинальный тип) и андезитоидного (андезит-гранодиоритовая ассоциация в Валерьяновском краевом поясе — эпизэвгеосинклинальный тип).

4. Меднопорфировое оруждение в пределах Уральской эвгеосинклинальной системы проявлено дважды — на завершающих стадиях развития эвгеосинклиналей и в раннеорогенном режиме становления Валерьяновского краевого вулканоплутонического пояса. Оно занимает вполне определенное место в герцинском металлогеническом цикле региона, отражающем общую направленность рудообразующих процессов в истории развития эвгеосинклинальных зон Урала и коррелирующемся с эволюционным рядом раннегеосинклинальных — раннеорогенных геологических и рудных формаций.

5. Выделение в пределах Уральской металлогенической провинции конкретных структур, вмещающих меднопорфировое оруждение, уточнение его положения в тектоническом и металлогеническом развитии региона имеет не только теоретическое, но и практическое значение, позволяя правильно определять направления поисковых работ и оценивать позицию потенциально рудоносных геоструктур.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агеева С. Т., Волчков А. Г. Положение оруждения меднопорфирового типа в геотектоническом и металлогеническом развитии Урала. М., Недра, 1981, с. 38—42. (Тр. ЦНИГРИ, вып. 163).
2. Агеева С. Т., Волчков А. Г. Локализация меднопорфирового оруждения на Урале. — Разведка и охрана недр, 1982, № 9, с. 14—18.
3. Беляшов Н. М. Палеозойские формации Валерьяновской зоны Тургай и их рудоносность. — Сов. геология, 1983, № 5, с. 39—49.
4. Волчков А. Г., Минина О. В. Экструзивные фации колчеданосных формаций юга Башкирии и соотношение с ними оруждения. [Тезисы докладов V чтений памяти А. Н. Заварицкого]. — В кн.: Тектонические и палеовулканические условия размещения колчеданных месторождений. Уфа, 1982, с. 110—111.
5. Кривцов А. И. Типы районов меднопорфирового оруждения. — Геология рудных месторождений, 1977, № 4, с. 45—57.
6. Кривцов А. И. Палеовулканизм эвгеосинклинальных зон Урала и колчеданообразование. М., Недра, 1979.
7. Кривцов А. И., Агеева С. Т. Петрологические особенности вулканоплутонических

ассоциаций районов меднопорфирового оруднения. — Сов. геология, 1979, № 7, с. 36—48.

8. Кривцов А. И., Волчков А. Г., Минина О. В. Геолого-генетические основы прогнозирования и поисков колчеданных месторождений на Среднем Урале. — Сов. геология, 1980, № 9, с. 36—45.

9. Минина О. В. Положение зон меднопорфировой минерализации в интрузивах Урала. — Сов. геология, 1982, № 2, с. 52—58.
10. Подлесский К. В. Скарны и околорудные метасоматиты железорудных месторождений. М., Наука, 1979.
11. Смирнов В. И. Геология рудных месторождений. М., Недра, 1983.

УДК 553.631/635.078 : 552.143 (574.12/.13)

А. Н. ИМАМЕЕВ, Е. Ф. СТАНКЕВИЧ, Ю. В. БАТАЛИН, (ВНИИгеолнеруд),
И. С. ПЛЕЩЕЕВ, В. И. ГУСЕВ, Н. И. БОРИСОВ, Е. В. БОЛОХОНЦЕВ,
И. А. ЩЕРБАКОВ, А. Д. ШАКИН (НПО «Аэрогеология»)

Соляные залежи юго-восточного обрамления Прикаспийской впадины

За последние годы геологами НПО «Аэрогеология» [2, 3] открыт ряд солепроявлений на юго-восточном обрамлении Прикаспийской впадины. Изучением соляных залежей и обобщением материалов по этим соленосным отложениям занимались также сотрудники ВНИИгеолнеруд.

Солепроявления расположены на п-ове Бузачи, в причинковой части Северного Устюрта, в депрессиях дочетвертичного рельефа, выработанных в толще глин и мергелей палеогена. Заслуживают внимания десять соляных залежей — Кайдакская, Кара-Кичуйская, Мурунсорская, Тасурпинская, Исбайская, Приморская, Сарагатская, Большесорская, Кочакская и Кожиксорская (рис. 1).

Наиболее крупная и хорошо изученная Кайдакская залежь (см. рис. 1) приурочена к солончакам впадин Кайдак и к юго-восточной части впадины Кара-Кичу, представляющим собой плоскую низину с абсолютными отметками поверхности от —25 до —36 м. Мощность пород, выполняющих дочетвертичные эрозийные впадины, увеличивается от Кара-Кичу (25—30 м) к центральной части Кайдака, где достигает 155 м (скв. 1100). Четвертичные отложения — засоленные и загипсованные глины, алевроиты, песчаники, пески, часто известковистые, с включениями, прослойками, линзами и пластами солей и гипсов. О химическом составе водорастворимой части соленосных и гипсоносных образований солончака Кара-Кичу можно судить по результатам анализа водных вытяжек из различных пород (таблица).

Кайдакская соляная залежь наиболее детально изучена в восточной и южной частях, где вскрыта десятками буровых скважин. Ранее в колдовине солончака Кайдак, в восточной части залежи, выделялись четыре участка развития солей — Сайутеский, Шольтауский, Болбулакский и Новоалександровский [2, 3]. На Сайутеском участке (южная часть солончака Кайдак) мощность толщи солей достигает 46 м, на Шольтауском — соленосная толща включает две соляные линзы. Верхняя линза мощностью до 27 м состоит в основном из галита, а нижняя, мощность которой 3—12 м, — из мирабилита.

Болбулакское проявление представлено толщей мощностью от 73 до 136 м, сложенной смешанными солями — галитом и галитом совместно с кизеритом, среди которых залегают прослои астраханита, бишофита и кизерита. Мощность пласта соответственно уменьшается до 1 м (скважины 1017 и 1064). Южнее она снова возрастает до 11 м, галит с кизеритом 49 м, кизерит с карналлитом 12 м. Новоалександровская залежь представлена тремя пластами мирабилитовой породы общей мощностью до 10 м.

Основные соляные минералы северной части Кайдакской залежи — галит, мирабилит, галит и астраханит (см. таблицу). Кровля соляного пласта на этом участке развития залежи находится на отметках от —44 до —64 м. Соляная линза мощностью 1—4 м подстилается алевроитистыми глинами, насыщенными кристаллами солей. Западная часть Кайдакской залежи вскрыта тремя четвертичными отложениями достигая 38—58 м.

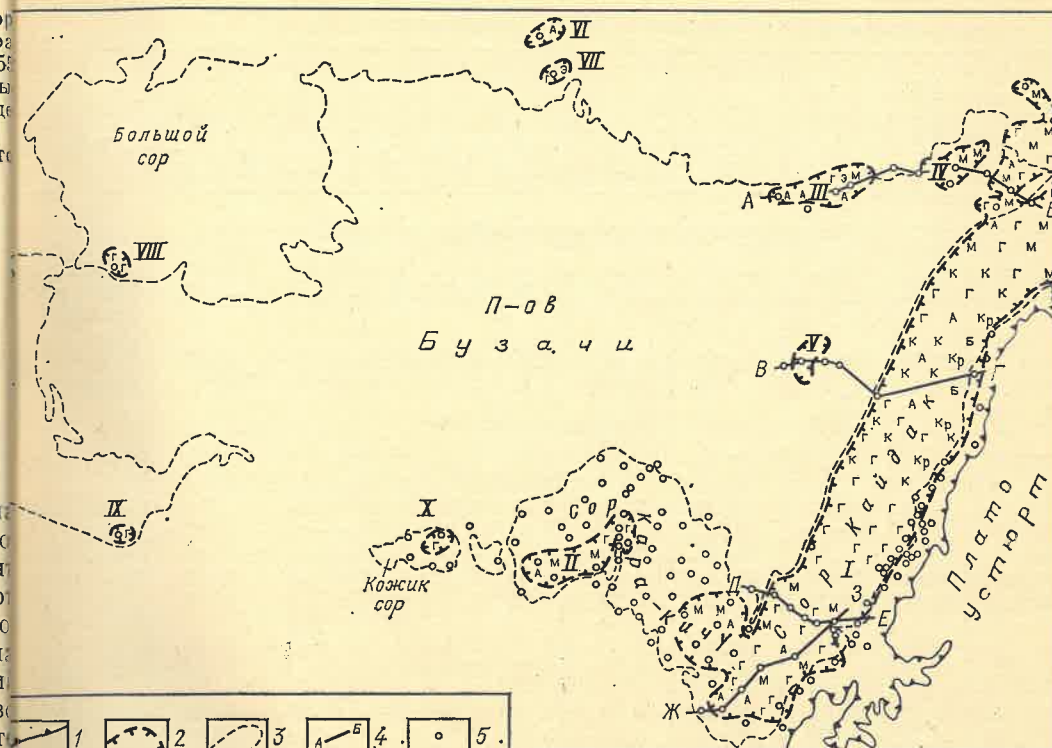


рис. 1. Схематическая карта распространения соляных залежей Восточного Прикаспия
1 — западный чинк плато Устюрт; границы распространения: 2 — солей, 3 — солончаков; 4 — литологические профили; 5 — скважины; соляные залежи: I — Кайдакская, II — Кара-Кичуйская, III —

Мурунсорская, IV — Тасурпинская, V — Исбайская, VI — Приморская, VII — Сарагатская, VIII — Большесорская, IX — Кочакская, X — Кожиксорская; породы: г — галит, м — мирабилит, а — астраханит, э — эпсомит, к — кизерит, Кр — карналлит, б — бишофит

Основной породообразующий минерал соляной залежи здесь — галит. На участках увеличения мощности соляного пласта появляются астраханит и мирабилит, причем последний чаще встречается по периферии залежи (рис. 3). В разрезе скв. 1674 установлена примесь эпсомита. Кровля соляного пласта на этом участке находится на абсолютных отметках от —28 до —35 м.

Кроме солей, в соляной залежи отмечены прослои и примесь терригенного материала, а в разрезах некоторых скважин (1066, 1879, 1896) наблюдается чередование прослоев песчано-глинистых пород и солей. Наиболее чистые разности солей выявлены в приосевых частях депрессий (скважины 1957 и 1971), где мощность соляного пласта повышена. В целом южная часть Кайдакской залежи более насыщена терригенным материалом, чем центральная и северная.

Химический состав солей и соленосных пород различных залежей, %

Продолжение табл.

Номер скважины	Глубина отбора проб, м	Нерастворимый остаток	K ⁺	Na ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Сумма	Преобладающий минерал	Номер скважины	Глубина отбора проб, м	Нерастворимый остаток	K ⁺	Na ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Сумма	Преобладающий минерал
<i>Засоленные и загипсованные породы солончака Кара-Кичу</i>												<i>Большесорская залежь</i>											
1367	15	60,47	0,05	1,01	0,24	6,06	1,73	15,19	0,14	84,89	Глина	1512	82	0,60	0,02	38,34	0,34	0,65	58,98	1,65	0,34	100,90	Галит
1368	5	78,92	0,11	2,51	0,64	2,98	3,86	9,67	0,17	98,86	Глина известковистая												
1993	7	85,69	0,08	1,51	0,21	2,70	2,21	7,42	0,15	99,97	Песок	<i>Кочакская залежь</i>											
1994	2	64,47	0,08	1,54	0,24	5,71	2,22	14,82	0,12	89,22	Алеврит	1632	13	—	0,009	38,99	0,07	0,16	60,02	0,78	—	100,02	
												1632	15	—	0,01	37,70	0,10	0,20	59,66	0,71	—	98,37	"
<i>Кайдакская залежь</i>												<i>Приморская залежь</i>											
1661	29	2,00	Не обн.	20,91	Не обн.	0,07	0,05	43,75	—	66,78	Мирабилит												
1662	22	0,43		15,05		0,06	0,05	31,33	—	46,88	"												
1045	25	0,87	0,007	14,00	6,87	0,41	0,94	56,79	0,08	79,96	Астраханит	906	57	—	0,12	8,93	8,63	10,08	9,55	64,13	—	101,44	Галит, астраханит
1669	21	2,50	Не обн.	36,47	0,06	0,67	55,91	2,27	—	97,88	Галит												
1670	47	3,02		30,16	Не обн.	0,06	0,10	62,98	—	96,25	Мирабилит	906	68	—	Не обн.	10,86	5,16	8,14	4,50	56,48	—	85,14	Галит, астраханит, эпсомит
1017	23	0,41	0,006	37,70	0,002	0,58	58,40	1,79	0,31	99,21	Галит												
1674	16	13,10	Следы	31,36	0,20	1,00	44,56	8,10	—	98,22	Галит, мирабилит												
1674	18	0,58	Не обн.	38,72	0,03	0,24	59,40	1,02	—	99,98	Галит												
1676	12	0,80	"	38,21	0,04	0,35	58,40	1,68	—	99,48	Галит, мирабилит												
1068	25	0,23	0,017	36,84	0,10	0,97	56,66	4,05	0,15	99,00	Галит, гипс												
1067	18	0,71	0,007	30,79	0,15	0,85	0,18	66,20	0,38	99,26	Мирабилит												
<i>Кара-Кичуйская залежь</i>												<i>Мурунсорская залежь</i>											
1867	10	0,35	0,06	36,92	0,38	0,07	67,50	0,84	0,12	96,24	Галит												
1867	17	1,27	0,03	30,98	0,46	0,68	2,14	65,11	0,14	100,81	Галит, мирабилит												
1868	15	0,04	0,03	14,89	0,24	4,87	0,66	42,75	0,14	96,53	Мирабилит, гипс												
1868	17	32,95	0,05	35,56	0,34	0,24	54,67	2,16	0,11	93,17	Галит, мирабилит												
1869	3	0,15	0,02	14,18	6,77	0,83	1,29	56,56	0,10	79,90	Астраханит												
1869	12	0,12	0,07	35,16	0,47	0,13	55,20	0,82	0,10	92,07	Галит												
1869	16	42,61	0,02	12,90	0,07	4,40	0,65	36,89	0,10	97,64	Мирабилит												
<i>Мурунсорская залежь</i>												<i>Тасурпинская залежь</i>											
1005	33	16,40	0,05	20,03	1,80	1,58	0,52	52,38	0,21	92,92	Мирабилит, эпсомит												
1005	40	0,86	0,02	37,09	0,07	0,64	57,33	2,97	0,18	99,14	Галит, мирабилит												
1005	41	0,04	0,02	25,85	3,78	0,17	28,64	30,69	0,12	89,29	Галит, астраханит												
1005	43	0,47	0,03	32,05	0,01	0,04	0,17	67,12	0,24	100,10	Мирабилит												
1032	39	0,62	0,02	13,91	7,17	0,05	0,47	57,40	0,15	79,77	Астраханит												
<i>Тасурпинская залежь</i>												<i>Исбайская залежь</i>											
1004	38	15,26	0,02	24,83	0,03	0,85	0,17	56,34	0,43	97,91	Мирабилит												
1072	53	0,28	0,01	31,71	0,22	0,17	0,35	66,87	0,15	99,75	"												
1072	60	0,18	0,05	31,71	Не обн.	0,12	0,18	67,72	0,15	100,06	"												
<i>Исбайская залежь</i>												<i>Галит, мирабилит, кизерит</i>											
1679	50,5	3,07	Не обн.	25,96	5,70	0,20	25,80	33,29	—	94,02	Галит, мирабилит												
1679	51,5	0,17	"	38,68	0,13	0,04	59,65	0,51	—	99,08	Галит												
1679	58	2,78	"	25,99	0,03	0,07	0,12	54,32	—	83,31	Мирабилит												
1679	60	6,00	"	36,70	0,05	0,34	53,31	5,37	—	101,7	Галит, мирабилит												

На солончаках Кара-Кичу и Кайдак поверхности развиты новокаспийские песчано-глинистые отложения, залегающие на породах хвалынского и местами хазарского возраста. Соляная залежь подстилается песчано-глинистыми образованиями предположительно позднеплиоцен-раннечетвертичного возраста. Перекрываются соли в местах их максимальной мощности фаунистически охарактеризованными глинисто-алевритовыми осадками новокаспийского времени. По мере приближения к краевым частям залежи над соляным пластом появляются хвалыньские и хазарские отложения. В разрезе скв. 1045, пройденной на западном борту сора Кайдак, соленосная пачка залегающая на коренных породах, а перекрывается фаунистически охарактеризованными бакинскими образованиями.

К западу от описанной залежи, в солончаке Кара-Кичу, находится Кара-Кичуйская (см. рис. 1, II) соляная залежь, состоящая в центральной части из чередующихся слоев каменной соли, мирабилитовой породы и прослоев глин. Мирабилитовые породы к северо-востоку выклиниваются, и соляная линза сложена здесь каменной солью с примесью и прослоями глин и гипса. В этом же направлении происходит некоторое сокращение мощности солей — от 10—12 до 5—

8 м. В западной части Кара-Кичуйской залежи отмечены прослои астраханита (см. табл. 1). Здесь установлена наибольшая мощность соляной линзы, возрастает и общая мощность четвертичных отложений (до 20 м).

Кровля соляной залежи находится в пределах Кара-Кичуйского солончака на абсолютных отметках от —35 до —40 м (см. рис. 3). В восточной его части она несколько снижается. Соляная залежь подстилается глинами с тонкими пропластками гипса предположительно позднеплиоцен-раннечетвертичного возраста, а покрывается фаунистически охарактеризованными новокаспийскими, участками хвалыньскими осадками.

Мурунсорская (см. рис. 1, III) залежь, приуроченная к одноименной депрессии дочетвертичного рельефа, расположена к западу от солончака Кайдак. Она имеет линзовидную форму и вскрыта тремя скважинами на глубине 33—44 м. Кровля соляной линзы по краям находится на абсолютных отметках порядка —52 м, центральная же вогнутая часть линзы — на отметках порядка —56 м (см. рис. 2). В подошве и кровле залегают глины, насыщенные кристаллами солей. Состав солей смешанный (см. таблицу). В центральной части линзы (скв. 1005), где их мощность составляет 6 м, сверху вниз пройдено несколько

пласта мощностью 6 и 4 м. Их средний химический состав приведен в таблице. По данным химических анализов, верхний пласт состоит из астраханита, галита и гипса, а нижний — из астраханита, галита, эпсомита и гипса.

Сарагатская залежь (см. рис. 1, VII), находящаяся южнее Приморской, представлена двумя соляными пластами мощностью 1 и 3 м (интервалы глубин 44—45 и 53—56 м). По минеральному составу соли этой залежи близки к солям Приморской линзы. Обе залежи перекрываются фаунистически охарактеризованными бакинскими породами.

Большесорская залежь (см. рис. 1, VIII) приурочена к юго-западной окраине Большого сора. Соли вскрыты здесь одной скважиной в интервале глубин 81—84 м и представлены галитом. Соляная линза мощностью 3 м залегает к нижней части нижнечетвертичной толщи. Абсолютная отметка ее кровли — 105 м.

Кочакская залежь (см. рис. 1, IX) расположена вблизи восточного берега залива Кочак Каспийского моря и также тяготеет к нижней части нижнечетвертичной толщи. Состоит она из двух пластов соли, вскрытых в интервалах глубин 13—14 и 15—16 м. Кровли пластов залегают на абсолютных отметках соответственно — 39 и — 41 м. Оба пласта сложены галитом (см. таблицу), плотным, массивным, белым с сероватым оттенком. Площади распространения Большесорской и Кочакской залежей небольшие, так как впадины дочетвертичного рельефа, к которым приурочены эти залежи, имеют в данном районе незначительные размеры при относительно большой глубине.

Кожиксорская залежь (см. рис. 1, X) расположена на северо-восточной оконечности сора Кожиксор. Здесь выявлен пласт каменной соли мощностью 5 м, в кровле и подошве которого залегают засоленные глины. Каменная соль представлена крупнокристаллическим галитом белого цвета, реже с сероватым оттенком. Кровля пласта вскрыта на глубине 10 м и на абсолютной отметке — 35 м.

Плиоцен-четвертичная история развития юго-восточного обрамления

Прикаспийской впадины тесно связана с колебаниями уровня Палеокаспия. К концу раннеплиоценового времени на данной территории располагалось плато, бронированное миоцено-нижнеплиоценовыми породами. В среднем плиоцене произошли резкое снижение уровня моря и разрушение плато с образованием глубоких впадин типа Кайдакской. К концу плиоцена — началу четвертичного периода на месте Кайдака возникла ложбина глубиной до 200 м, появился ряд более мелких ложбин на Бузачах.

С конца позднего плиоцена и в течение всего четвертичного периода с образованием на изученной территории было обусловлено трансгрессиями и регрессиями Каспийского моря. Начало накопления соленосных отложений, по всей видимости, относится к концу позднего плиоцена — началу раннечетвертичной эпохи. В добакинское время оно происходило в Сарагатской Приморской впадинах и в северо-восточной части Кайдакской впадины. Соли здесь перекрыты фаунистически охарактеризованными бакинскими осадками.

В это же время, по-видимому, началось накопление солей и в других впадинах региона. В Сарагатской Приморской и северо-восточной части Кайдакского солеродного бассейна оно продолжалось до начала бакинского времени и в последующем возобновлялось. К началу хазарского века оно прекратилось на всей территории региона, за исключением той части Кайдакского солеродного бассейна, которую занимал сор Кайдак и восточной части сора Кара-Кичу, где отложение солей продолжалось в хазарском веке, а в отдельных частях и позднее.

Парагенезисы соляных минералов встреченных в изученных соляных залежах, однозначно свидетельствуют о том, что питание солеродных водоемов, существовавших в четвертичном периоде на п-ове Бузачи, происходило в основном за счет вод Палеокаспия. Последние относились к сульфатно-магниевого подтипу сульфатного типа, по классификации М. Г. Валяш [1]. Палеокаспийский водоем служил подготовительным бассейном, в котором наряду с освобождением

повешенного материала повышалась минерализация вод (благодаря интенсивному испарению). Последние и питали прибрежные соляные озера, заливы, где в условиях аридного климата происходило осаждение солей. Вода в прибрежных озерах и заливах имела минерализацию, превышающую 10—70 г/л. На это указывает широкое развитие гипса в четвертичных отложениях, выполняющих впадины дочетвертичного рельефа.

В прибрежные солеродные бассейны поступало большое количество обломочных продуктов, что обуславливало загрязненность солей терригенным материалом, накапливавшимся за счет абразии берегов, а также приносимым золовым путем. Источником терригенного материала служили, очевидно, и воды поверхностного стока, деятельностью которых связано распространение в четвертичной толще региона аллювиальных и пролювиальных фаций. Накопление солей в некоторых солеродных бассейнах (Сарагатском, Кочакском, Приморском, Таурпинском, Кайдакском) временами прерывалось отложением глин, алевролитов, суглинков, супесей и песков.

В периоды формирования терригенных осадков водно-солевое питание солеродных бассейнов осуществлялось, вероятно, в основном за счет вод поверхностного стока, имевших повышенную мутность вследствие размыва рыхлых кайнозойских пород.

Наиболее значительным по объему накопление солей было в котловине Кайдак, которая к концу позднеплиоценового — началу четвертичного периода представляла собой глубокую, вытянутую в меридиональном направлении, ложбину с крутым восточным и относительно пологим западным склонами. Самая глубокая часть ложбины располагалась ближе к восточному краю Кайдака. В регрессивные этапы позднеплиоцен-среднечетвертичного времени связь приуроченного к этой ложбине солеродного бассейна с Палеокаспийским была ограниченной и осуществлялась в основном через узкий неглубокий пролив. В данные этапы в котловине происходили интенсивное испарение, повышение солености воды и выпадение солей в осадок. Моделью соленакопления в

Кайдаке может служить накопление солей в заливе Кара-Богаз-Гол.

Количество поступавшей во впадину Кайдак воды было непостоянным, вследствие чего объем рапы в солеродном бассейне изменялся. Это приводило к колебанию солености воды и отложению разных соляных минералов. Садка солей начиналась в краевых мелководных зонах бассейна, где осаждался мирабилит. Затем по мере увеличения концентрации рапы в осадок выпадал галит. При дальнейшем повышении солености совместно с галитом происходила кристаллизация астраханита и эпсомита, которые сохранились в южной и северной частях Кайдакской залежи. В ее центральной части эпсомит в виду кристаллизации и потери воды превращался в кизерит. После садки галита и эпсомита солеродный бассейн Кайдака перешел в стадию сухого озера. В последующее время в нем формировались пласты кизерит-карналлит-бишофитсодержащих пород.

В хазарском веке, судя по изменению мощности четвертичных отложений солончака Кара-Кичу, питание Кара-Кичуйского солеродного бассейна осуществлялось через узкую горловину, расположенную на юго-востоке солончака, в районе скв. 1307. Вследствие малого объема питающих вод, небольших размеров солеродного бассейна и опресняющего воздействия поверхностных вод галогенез здесь остановился на стадии кристаллизации астраханита, который осаждался по западной окраине бассейна. В центральной его части кристаллизовались мирабилит и галит, на востоке — галит. Одновременно с садкой солей на остальной части котловины Кара-Кичу накапливались песчано-глинистые загипсованные осадки, содержащие местами пласты гипса. В наиболее глубоких понижениях котловины отлагались известковоистые и загипсованные глины и алевроиты (см. рис. 3).

В связи с открытием на изученной территории соляных залежей континентального происхождения встает вопрос о возможной перспективности на минеральные соли четвертичных отложений солончака Мертвый Култук. В прошлом он, как и солончаки Кайдак, Кара-Кичу, был заливом Каспий-

ского моря. Условия осадконакопления во всех заливах были сходными.

Таким образом, четвертичные отложения солончака Мертвый Култук можно считать перспективными на обнаружение залежей каменной соли, мирабилитовых, тенардитовых, астраханитовых, эпсомитовых, кизеритовых и калийных пород, в том числе сульфатнокалиевых, поскольку в третьем соляном горизонте соленосной толщи Кара-Богаз-Гола обнаружены залежи полигалита [4]. Скопления полигалита и других сульфатнокалиевых минералов могут быть встречены как среди соляных отложений солончака Мертвый Култук, так и в центральной части Кайдакской залежи. Размеры ожидаемых залежей, содержащих калийные сульфатные минералы, могут достигать первых сотен квадратных километров.

Рассмотренные залежи в случае наличия пород, отвечающих промышленным кондициям, будут представлять большой интерес для получения бесхлорных калийных удобрений. Кроме того, в соленосной толще солончака Мертвый Култук возможно обнаружение мирабилита и тенардита. На это указывает находка пласта мирабилитовой породы мощностью 10 м на глубине 16 м в районе бывших островов Нордовые Шалыги, расположенных севернее залива Комсомолец.

Кроме того, в связи с ухудшением в последние годы условий эксплуатации освоенных промышленностью месторождений сульфата натрия (оз. Кучук, залив Кара-Богаз-Гол) возникает необходимость поисков новых крупных его месторождений. Наиболее перспективны в этом отношении четвертичные отложения солончака Мертвый Култук.

УДК 553.661.071 (477.8)

Г. П. ПОМОРЦЕВ (ПГО «Севукргеология»),
В. И. ДОВГАН (ПГО «Запукргеология»)

Особенности размещения продуктивных известняков на месторождениях серы Предкарпатья

Эффективность работ при поисках и разведке серных месторождений определяется в первую очередь полнотой сведений об особенностях их размещения и образования. Исследо-

На основе изложенного можно сделать следующие выводы.

1. В четвертичном периоде на полуострове Бузачи существовали благоприятные условия для накопления солей сульфатного типа континентального генезиса.

2. Накопление их происходило в соленых водоемах, расположенных в депрессиях дочетвертичного рельефа, водно-солевое питание которых осуществлялось преимущественно водами Палеокаспийского моря.

3. Основной объем солей образовался в раннечетвертичное время, в палеобаканский регрессивный этап развития региона.

4. Среди породообразующих минералов соляных залежей наиболее распространены галит, кизерит, мирабилит, карналлит, в меньшей степени — астраханит, эпсомит, бишофит.

5. Четвертичные отложения солончаков Мертвый Култук и Кайдак перспективны на калийные соли и сульфат натрия (мирабилит, тенардит).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Валяшко М. Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М., Изд-во МГУ, 1962.
2. Новые данные о формировании плиоцен-четвертичных соленосных отложений в восточной части полуострова Бузачи/Н. Н. Борисов, А. Б. Галактионов, В. Н. Гусев, И. С. Плещеев. — В кн.: Строение и условия образования соленосных формаций. Новосибирск, Наука, 1981, с. 150—154.
3. Новый соленосный бассейн в Казахстане/Н. Н. Борисов, А. Б. Галактионов, В. И. Гусев, И. С. Плещеев. — Разведка и окр. недр, 1979, № 12, с. 15—18.
4. Перспективы использования солевых бассейнов. Отмеченная зональность присуща гатей Кара-Богаз-Гола/И. Н. Лепешков, Д. В. Буйневич, Н. А. Буйневич, Г. С. Сельванов. М., Наука, 1981.

ваниями последних лет Предкарпатского бассейна установлено, что рост мощностей серных известняков сопровождается уменьшением мощностей вторичных карбонатных обра-

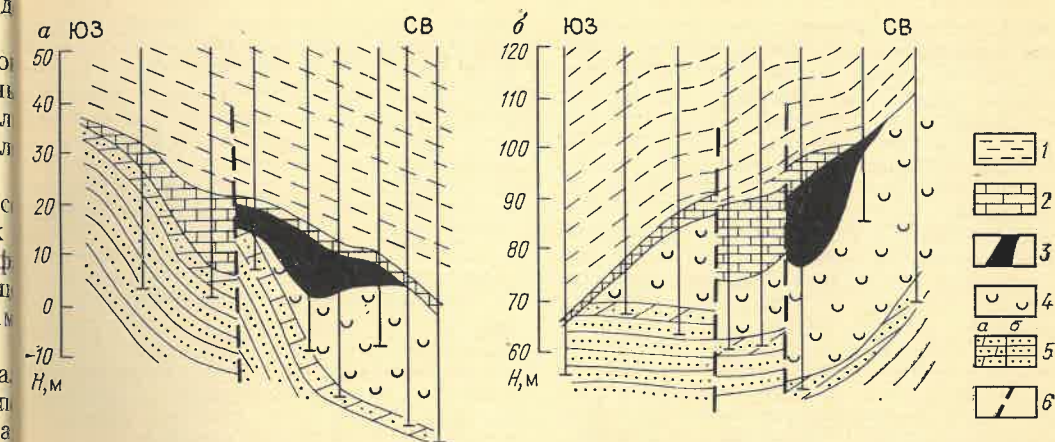


Рис. 1. Геологические разрезы Гримовского (а) и Шевченковского (б) месторождений. Верхний тортон, косовская свита: 1 — глина, мергель, 2 — известняки без серы, 3 — известняки с серой, 4 — гипсы и ангидриты; 5 — мергели, песчаники нижнетортонские (а) и меловые (б); 6 — тектонические нарушения

зований без серы и, наоборот, увеличение мощности карбонатных горизонтов, не содержащих серу, служит признаком уменьшения на этих участках известняков с серой (рис. 1, а). Для изучения этой закономерности были проанализированы результаты бурения по Загайпольскому и Шевченковскому месторождениям, площади которых разделялись на полосы шириной 250 м, вытянутые вдоль линии выклинивания гипсо-ангидритов. Число интервалов составило 7—9 по 10—92 скважин в каждом из них: всего на первом месторождении 325 скважин, на втором 136. Данные расстояний между скважинами и мощности известняков по исследуемым интервалам представлены в виде графиков на рис. 2, б, в.

Согласно полученным сведениям, в области формирования серных залежей можно выделить две зоны к краевой части сульфатной толщи; в ее пределах преобладают известняки без серы, которые полностью выпадают из разреза с приближением к прогибу. Вторая зона приурочена к первой со стороны платформы и отличается аномально высокими значениями мощностей сероносных и несероносных известняков. Отмеченная зональность присуща гатей Кара-Богаз-Гола/И. Н. Лепешков, Д. В. Буйневич, Н. А. Буйневич, Г. С. Сельванов. М., Наука, 1981.

Отсутствие сульфатно-карбонатных пород в продуктивной толще могло быть обусловлено интенсивным размывом их (С. М. Шевченко, 1981 г.) или существованием в тирасское время участков суши, на которых они вообще не отлагались (И. И. Алексенко, 1967 г.). Более обоснованным, на наш взгляд, является первое предположение, в пользу которого свидетельствуют: последовательная смена пород от более молодых к более древним на докосовской поверхности по мере приближения к краю платформы (см. рис. 1); связь между шириной зон отсутствия сульфатно-карбонатной толщи и амплитудами тектонических нарушений; оползневые подвижки горных пород, что проявляется в нали-

вии карбонатной брекчии на участках прогиба, примыкающих к платформе, срывов на контактах пород, многочисленных зеркал скольжения и складок (вплоть до опрокинутых) в глинах, перекрывающих серные залежи.

Образование горизонтов бессерных метасоматитов в первой зоне нельзя объяснить водной эрозией уже сформировавшихся месторождений, так как в период раскрытия структур (косовское время) серных залежей еще не было. Тогда только начинали вырисовываться положительные и отрицательные структуры, области размыва гипсо-ангидритов и тектонические разломы по сульфатным поро-

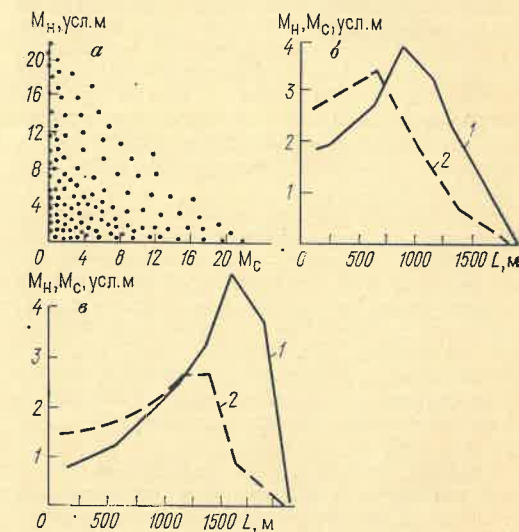


Рис. 2. Соотношение мощностей метаседиментальных известняков с серой M_s и без серы M_n (а), их распределение в области выклинивания сульфатно-карбонатной толщи на Загайпольском (б) и Шевченковском (в) месторождениях. 1 — известняки метаседиментальные с серой, 2 — вторичные известняки без серы

дам, без которых образование месторождений серы невозможно [3]. Кроме того, в случае разрушения серных залежей кислородсодержащими водами, поступающими из области эрозионных долин (размыва гипсо-ангидритов), с удалением от них наблюдалось бы уменьшение мощности известняков, чего в действительности, как видно из рис. 2, б, в, не отмечается.

Нельзя объяснить образование карбонатных метасоматитов и уменьшение их серосодержания разрушением месторождений серы подземными водами, поступающими со стороны платформы. В этом случае несероносные известняки должны быть наиболее распространены в северо-восточных частях залежей, которые обращены в сторону возможного подтока кислородсодержащих вод. Судя по рис. 1, 2, б, в, этого также не наблюдается.

И, наконец, существование зон сульфидной минерализации и характер их развития [1] ставят под сомнение предположение о выносе самородной серы из известняков первой зоны в результате активного водообмена. Отмечено, что скопления сульфидов железа здесь составляют в среднем около 0,8 % и близки к содержаниям пирита (около 0,9 %) в скважинах второй зоны, характеризующейся крупными скоплениями серы. Естественно, что в случае интенсивной проработки участков с сернокальцитовым оруденением кислородсодержащими водами, ореолы пиритизации также оказались бы затронутыми процессами разрушения. Поэтому их присутствие можно рассматривать как свидетельство устойчивого существования серных залежей.

Увеличение мощности вторичных несероносных известняков в области выклинивания гипсо-ангидритов вполне объяснимо с геохимической точки зрения. В исследуемой зоне, как более удаленной от платформы, чаще всего сказывается недостаток кислородсодержащих вод в околорудной толще и в то же время некоторый избыток углеводородов в результате непосредственной близости к основным тектоническим разломам. Сдвиг в сторону восстановительной обстановки и предопределяет то, что процесс замещения сульфатов завершается преимущественно карбонатным метасоматозом [2, 4].

Максимально высокие мощности вторичных сероносных и несероносных известняков (см. рис. 2, б, в) во второй зоне указывают на существование в ее пределах условий, наиболее благоприятных для протекания серного и карбонатного метасоматоза. Образование бессерных известняков объясняется здесь, как и в первой зоне, дефицитом кислорода в период их формирования, а сероносных — благоприятными окислительно-восстановительными условиями.

Известно, что при очень больших содержаниях кислорода в подземных водах сера разрушается и вторичные известняки не образуются, при оптимальных условиях формируются и сера и известняки, а при низких соотношениях $O_2 : H_2S$ — только известняки [4]. Следовательно, в период серообразования в пределах рассматриваемой зоны происходила смена окислительной (кислородной) и восстановительной (сероводородной) обстановки. Подток кислородсодержащих вод стимулировал

процесс сульфатредукции (М. В. Иванов, 1964 г., И. И. Алексенко, 1967 г.) и таким образом способствовал быстрому росту горизонтальных связей месторождений серы с углеводородными породами. Границе геохимических изменений серы с углеводородами и сульфидными зонами околорудного барьера соответствовала линия пересечения графиков мощностей сероносных и несероносных известняков, которая делит рассматриваемую зону на две приблизительно равные подзоны. Подзона, которая обращена в сторону прогиба, характеризуется восстановительными, а в сторону платформы — окислительными условиями. Более благоприятными условиями для серообразования, как видно из графиков, являлись условия во второй подзоне. В плане обе подзоны линейно вытянуты, а общая граница соответствует отдельным частям безамплитудным тектоническим нарушениям. На долю такого рода разломов приходится не более 15 % от общего их числа.

Отмеченная закономерность в размещении продуктивных известняков на месторождениях серы позволяет выделить из всей массы тектонических нарушений рудоуправляющие и рационально распределить буровые скважины при поисковых и разведочных работах. Кроме того, по приуроченности сероносных и бессерных известняков к той или иной части продуктивной толщи можно судить об изменчивости геохимической обстановки в ней. Так, присутствие вторичных известняков без серы в кровле должно указывать на неблагоприятную окислительную обстановку на первом этапе формирования серных залежей, а в подошве — на недостаток кислорода в родных водах на заключительном этапе. Такие выводы вполне подходят для условий Предкарпатья, где на месторождениях серы широко развиты проявления углеводородов, нехарактерные для протекания метасоматоза, и продукт последнего — сероводород, потери которого в результате миграции в околорудную толщу должны непрерывно восстанавливаться за счет редукции гипсо-ангидритов [1].

Как следует из рассмотренных материалов, наиболее благоприятной для выявления серы является полоса шириной около 0,5 км, сходящая от зоны бессерных известняков в сторону платформы и удаленная от линии выклинивания сульфатно-карбонатных пород на расстояние 0,5—1 км. Геологическую значимость критерия зональности выразим чертой информативности о сере участков, выделяемых в краевой части гипсо-ангидритового горизонта (Е. Б. Высокоостровская, Д. С. Зенницкий, 1968 г.):

Удаленность зоны, м	Информативность
0—250	—0,16
250—500	—0,12
500—750	—0,05
750—1000	0,16
1000—1250	0,18
1250—1500	0,17
1500—1750	0,10
1750—2000	0,07
2000—2250	—0,15
2250—2500	—0,57

По геологической эффективности (М. М. Гин, В. А. Коваленко, 1970 г.), равной рассматриваемый критерий близок известному ранее [2] — структурному и тектоническому, занимает ведущее положение по отношению

Поисковый признак	$K_{эф}$
Структурный	0,04
Тектонический	0,08
Литологический	0,2
Тектонический	0,01
Тектонический	0,10
Связь с углеводородами	0,18

Следовательно, выявленный критерий зональности в размещении продуктивных известняков эффективен при проведении поисково-разведочных работ на серу.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Поморцев Г. П., Кропачева С. К. Ореолы сульфидной минерализации на серных месторождениях и способы их выявления. —

СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

ДК 551.79 : 551.8 (234.9)

И. СЕЛИВАНОВ (ВНИИЗарубежгеология)

К палеогеографии Кавказа в четвертичный период

В проблеме древнего оледенения Кавказа до сих пор не решены вопросы, связанные с ледниковой историей раннего плейстоцена. Достаточно сказать, что во всей предгорной зоне Кавказа положение самых древних морен остается неясным, спорным. Ключевые участки их развития расположены в районе Цебельды на западе, Осетинской равнины на севере и Кусарской на востоке. Критерии отличия средне-четвертичных (рисских) морен от ранне-четвертичных (миндельских) не разработаны. Имеется мало данных о четвертичном оледенении таких средневысотных гор, как Талыш и др. Поэтому при корреляции морских и континентальных отложений Понто-Каспия, проводимых по фауне, часто не используется весьма важный признак — особенности их соотношений с моренами. В качестве примера рассмотрим районы Цебельды и Одишской депрессии Западной Грузии, охарактеризованные в материалах XI конгресса ИНКВА [1, 7]. Вопрос о происхожде-

Экспресс-информация. ВИЭМС. Сер. Геология, методы поисков и разведки месторождений неметаллических полезных ископаемых, 1980, № 4, с. 1—10.

2. Роскош Я. Т., Зелиз С. Т. Концепция метасоматического образования месторождений самородной серы в эвапоритовых толщах в свете современных данных. — В кн.: Закономерности образования и размещения месторождений серы как теоретическая основа их прогноза и поисков. Львов, 1978, с. 15—16.
3. Соколов А. С. Геологические закономерности строения и размещения месторождений самородной серы. — В кн.: Геология месторождений горнохимического сырья. М., 1959, с. 237—267.
4. Экспериментальное изучение геохимических процессов образования серных месторождений Предкарпатья/И. И. Алексенко, В. С. Тихонова, А. И. Шайнюк, Ж. М. Шлаен. — В кн.: Литология, минералогия и геохимия месторождений самородной серы. Киев, 1980, с. 121—136.

нии четвертичных грубообломочных отложений, распространенных в районе Цебельды (на абсолютной высоте 300—400 м), дискутируется уже более 50-ти лет. Об этом свидетельствует целый ряд противоречащих друг другу работ. Впервые указанные отложения как ледниковые определил А. Л. Рейнгард [8], отнес их к рисскому оледенению. Позднее, когда был установлен раннечетвертичный возраст образований самых высоких речных и морских террас Западной Грузии. А. Л. Рейнгард [9] время формирования грубообломочных отложений предположительно пытался связать с эпохой миндельского оледенения.

Оспаривая мнение А. Л. Рейнгарда, Л. И. Марушвили [5, 6] (1953 г.) в течение многих лет развивал тезис о катастрофических селях, происходивших в горных районах Кавказа в прошлом и оставивших после себя в предгорно-холмистых областях (Цебельда), на подгорных равнинах (Осетинская наклонная равнина) и даже

на изолированных от гор молассовых возвышенностях (Кабардинская) наносы, лишь внешне напоминающие, по его мнению, ледниковые морены. Однако этот тезис был недостаточно аргументирован. Высказывание Л. И. Маруашвили [5] о том, что «...упразднение цебельдинской морены разбивает призрачные надежды некоторых исследователей на возможность увязки оледенений Б. Кавказа с историей Черноморского бассейна» [с. 57], к сожалению, не вносило ничего нового в палеогеографию Кавказа. Опираясь на данные Л. И. Маруашвили, Е. М. Великовская и др. [2] предложили «снять с обсуждения вопрос о существовании ледниковых образований на таком низком гипсометрическом уровне» (с. 20).

А. Р. Гептнер и П. В. Федоров [4], а затем Б. Л. Соловьев [16] показали ошибочность взглядов сторонников гипотезы катастрофических селей и обвалов (Л. И. Маруашвили, Н. В. Думитрашко, Е. М. Великовская, А. В. Кожевников и др.). Эти авторы, а также Д. В. Церетели (1966 г.) вновь высказали мнение о ледниковом происхождении грубообломочных отложений Цебельды.

Б. Л. Соловьев [16], рассматривая четвертичное оледенение бассейна р. Кодори (реки Амтхели, Джампал и др.), установил, что морена в районе Цебельды оставлена не амтхельским ледником, как предполагал А. Л. Рейнгард, которого продолжает поддерживать П. В. Федоров [7], а джампальским. Согласно материалам Б. Л. Соловьева, морены распространены в долинах рек Амтхели и Джампал соответственно на абсолютных высотах 600 и 960 м (первая долина), 250—300 и 850 м (вторая долина). Возраст их предположительно, по его мнению, средне- и верхнечетвертичный. Самая молодая (верхнечетвертичная) морена находится в верховьях этих долин и в настоящей статье не рассматривается.

Б. Л. Соловьевым убедительно показано, что «...все предположения о неледниковом происхождении рассматриваемых отложений опровергаются имеющимся фактическим материалом» [16, с. 73]. Вместе с тем тезис о селевом происхождении отложений, а так-

же об их связи с оползнево-обвальными процессами, несмотря на многочисленные опровергающие его данные, содержится в ряде критических статей [13, 16 и др.], получил признание вследствие неправильного толкования мнений исследователями геологической экскурсии — конечноморенный вал явлений четвертичного периода.

Так, В. С. Алпаидзе и др. [1] рассматривают долины Западной Грузии как источник и канал переноса глыб, Амтхели и Кодори, видна соподового материала исключительно чистота речных долин (рис. 1, а). Действием мощного селевого потока Наряду с холмистой грядой здесь Подобное объяснение генезиса грубообломочных отложений совпадает с утверждениями Л. И. Маруашвили, некоторых других авторов. Совершенно очевидно, что на открытом пространстве подгорных впадин вне влияния р. Джампал не представ-град, стиснутых горами, т. е. там, где берет свой трог, как указано в Путеселевой поток быстро теряет скорость. Она настолько широкая (1—он не может создавать возвышенности км), что если бы по ней шел ледник и откладывать на их вершинах валовы и глыбы. Такую работу может выполнить только ледник.

У названных авторов вызывает сомнение лишь низкое гипсометрическое положение моренного материала. Только! Основные же критерии выделения ледниковых образований — морфология, литологический состав и рисунок в плане, региональная приуроченность строго к определенным участкам рельефа и другие факты — все не принимается во внимание постолку, поскольку не укладывается в схему палеогеографических построений, которой долгое время придерживались и, как видно из последних публикаций, продолжают придерживаться некоторые ученые.

Спор о характере грубообломочных отложений Цебельды касается только данного района. Он сводится к решению принципиального вопроса о основных особенностях палеогеографии четвертичного периода Кавказа в целом. Не случайно цебельдинская морена служит объектом для экскурсионных международных конгрессов.

В Путеводителе [7] один из маршрутов посвящен осмотру ледниковых образований на р. Амтхели, истоке которого находятся в трюгах Абхазского хребта (2500—3000 м). В пределах этого хребта (гора Шхадиджа) сохранились три небольшие

едника общей площадью 0,92 км². Один из них — каровый ледник — расположен на северном склоне высокого трюга северо-западной части хребта 16 и др.], получил признание вследствие неправильного толкования мнений исследователями геологической экскурсии — конечноморенный вал (400—410 м) — выражен в виде холмистой гряды. На панораме, открывающейся в районе слияния рек Джампал как источник и канал переноса глыб, Амтхели и Кодори, видна соподового материала исключительно чистота речных долин (рис. 1, а). Действием мощного селевого потока Наряду с холмистой грядой здесь Подобное объяснение генезиса грубообломочных отложений совпадает с утверждениями Л. И. Маруашвили, некоторых других авторов. Совершенно очевидно, что на открытом пространстве подгорных впадин вне влияния р. Джампал не представ-град, стиснутых горами, т. е. там, где берет свой трог, как указано в Путеселевой поток быстро теряет скорость. Она настолько широкая (1—он не может создавать возвышенности км), что если бы по ней шел ледник и откладывать на их вершинах валовы и глыбы. Такую работу может выполнить только ледник.

В Путеводителе [7] отмечено, что этот участок претерпел определенное тектоническое поднятие. Но какое?

Современная снеговая граница на Абхазском хребте — в истоках рек Амтхели и Джампал — расположена на абсолютной высоте около 2700 м.

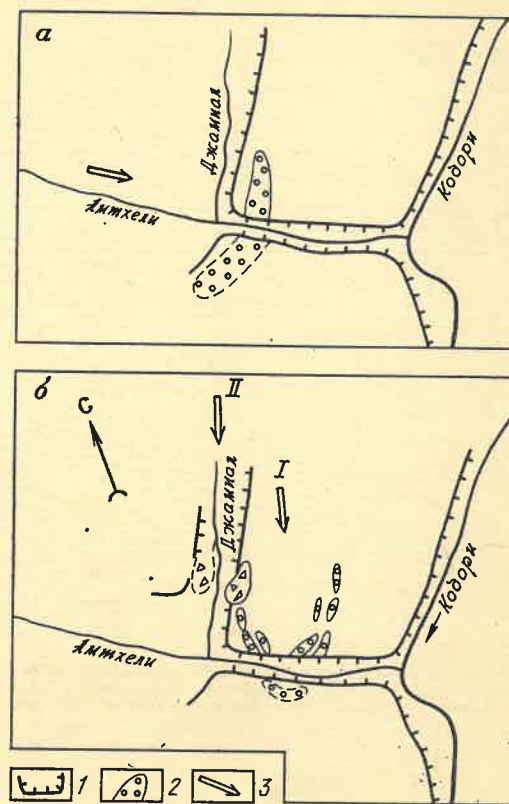


Рис. 1. Схема расположения конечной морены в системе речных долин Кодори, Амтхели и Джампал: а — по Путеводителю [7], б — по автору; 1 — крутые склоны долины; 2 — морены; 3 — предполагаемое направление движения древнейшего (I) и древнего (II) ледников

Без конкретных данных подобное суждение неправомерно. Необходимо знать действительное положение древнего ледника в период его максимального развития.

Исходя из положения конечной морены долины р. Джампал на высоте 300—400 м и наиболее высокой морской чаудинской террасы на абсолютной высоте 100 м, можно констатировать, что предгорная зона Кавказа во времени максимального оледенения испытала незначительное поднятие — порядка 100—150 м (к центру горной области оно было более интенсивным). Снижение же снеговой границы в раннечетвертичное время на Кавказе и смежных с ним областях составляло более 2000 м*. Можно привести некоторые примеры.

* Доказательством могут служить морены, установленные в наиболее пустынных районах Средней Азии и Среднего Востока, а также в азербайджанском Талыше [15].

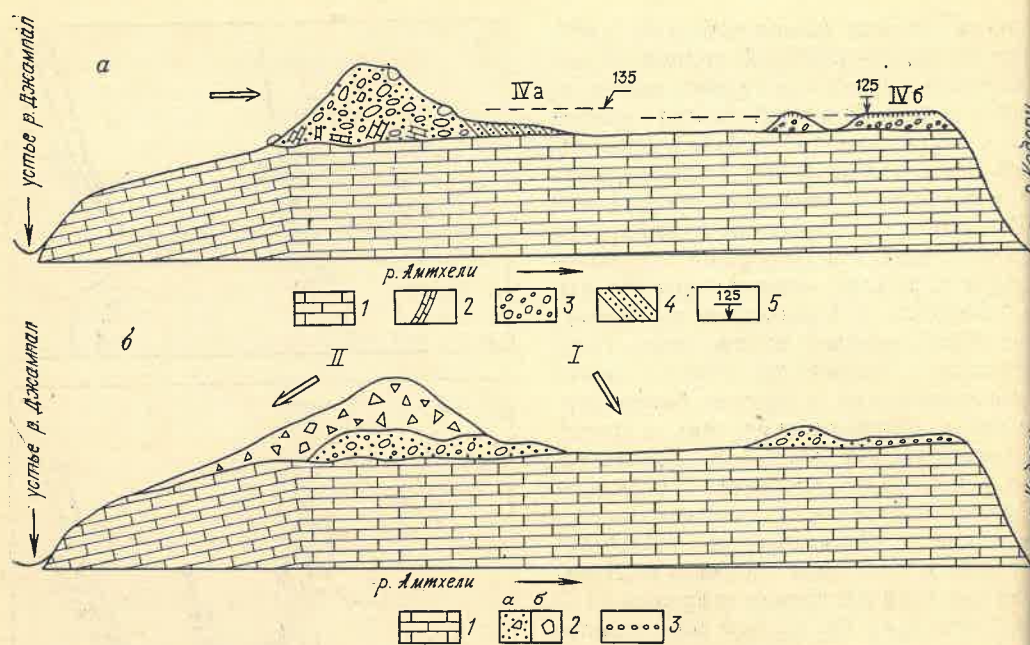


Рис. 2. Схема строения конечной морены на левом берегу рек Амтхели и Джампал (эрозионный врез р. Кодори от русла до террасы составляет 125 м): а — по Путеводителю [7] (1 — известняки мела; 2 — гледиодислокации; 3 — ледниковые валуны; 4 — флю-

виогляциальные отложения; 5 — высотные отметки IVa и IVb террас, м); б — по автору (1 — известняки мела; 2 — морены; а — древнейшего I ледника; б — древнего II ледника; 3 — флювиогляциальные отложения V террасы)

Древние ледники спускались со стороны Эльбруса к южному берегу Каспия даже ниже уровня моря [11]. Такая же картина наблюдалась на оз. Байкал [13]. В пустынной Туркмении древнее оледенение распространялось на такие средневысотные горы, как Большой Балхан [12]. В Иране морены установлены в горах, окружающих пустыню Даште-Лут [14]. Таким образом, четвертичные тектонические движения не оказывали существенного влияния на масштабы проявления древнего оледенения гор постольку, поскольку оно было обусловлено в основном палеоклиматическими факторами.

В районе Цебельды холмистая гряда, протягивающаяся на расстояние 300 м, занимает господствующее положение в предгорной части долины р. Джампал (относительная высота 50—60 м). По залесенным склонам и в основании этой гряды лежат одиночные гранитные валуны размером до 2 м (часть крупных обломков использована в строительных целях). Здесь не видно красно-бурого суглинка, который обнажается среди более низких валов, расположенных вблизи гряды

и обращенных выпуклой стороной долины р. Амтхели. Валы джампальского моренного комплекса, согласно данным Б. Л. Соловьева [16], состоят из магматических и метаморфических пород центральной абхазской интрузии. Накопились же они преимущественно в зоне распространения известняков.

Холмистая гряда представляет собой молодое образование не только потому, что она сложена мореной, но и тем, что ее основание с южной стороны занимает более высокое гипсометрическое положение, чем четко выраженная III надпойменная терраса, и соответствуют красной-бурой валунной суглинке Гранитные и известняковые валуны окатаны, размер их в одном из обломков не превышает 0,3 м.

О ледниковом происхождении морены свидетельствуют формы рельефа. Последние (валы) не соответствуют V террасе, как показано на рис. 2. В пределах моренной дуги вообще нет террас, кроме пологих структурных поверхностей, состоящих из пластов известняков мелового возраста. По-

му сам холм логичнее всего коррелировать с образованиями рисского оледенения, а валы, представляющие собой более древнюю морену, — с отложениями миндельского оледенения. При этом следует иметь в виду, что позднечетвертичная (вюрмская) морена распространена в верховьях долины р. Джампал [16]. Самая же древняя морена, как будет показано ниже, увязывается с речными и морскими террасами раннечетвертичного времени.

Выделение двух разновозрастных морен в районе Цебельды позволяет по-иному рассматривать соотношения всего моренного комплекса с речными и морскими террасами Черного моря в районе Сухуми. Из числа террас, расположенных в устье р. Кодори, в которую впадает р. Амтхели [7], только V терраса может, на наш взгляд, коррелироваться с наиболее древней мореной. Ее абсолютные отметки снижаются от 150 м (у с. Шаумяновки) до 100—110 м в сторону моря, где эта терраса отчетливо переходит в 100-метровую раннечетвертичную чаудинскую террасу [7], сложенную сильно выветрелыми галечниками, конгломератами, песчаниками, охристо-желтыми (или красновато-бурыми) суглинками общей мощностью 10—20 м. Красноватость отложений обусловлена разложением древних кор выветривания. Наиболее грубый состав имеют осадки в месте впадения р. Амтхели в р. Кодори (относительная высота 125 м, абсолютная — около 310 м).

Грубообломочные образования ледникового происхождения, распространенные в других сходных районах Западной Грузии, обычно занимают боковую часть склона, а более высокие гипсометрические положения занимают более высокие гипсометрические положения III надпойменной террасы, и соответствуют более высокой IV террасе (счет террас у различных авторов не совпадает), имеющей, по А. Л. Цагарели [17], относительную высоту 125 м, или V террасе позднечаудинского возраста, по Г. С. Девдариани [3], высотой 120—130 м. Все эти террасы легко коррелируются между собой как по гипсометрическому положению, так и по наличию валунно-глыбовых отложений спорного генезиса, распространенных в виде увалисто-грядовых

форм рельефа, которые возвышаются над уровнями террас на некоторых участках долин при выходе с гор. Таким образом, раннечетвертичный (около 0,4—0,7 млн. лет) возраст рассматриваемых образований (даже при различной трактовке их генезиса) подтверждается многими авторами [1, 3, 17].

Более низкая IV терраса-дельта*, тоже широко развитая на обоих берегах р. Кодори, располагается на 45—50 м выше ее русла и соответствует эвксино-узунларской морской террасе [7]. Можно предположить, что вторая, рисская, морена одновозрастна с речными отложениями IV террасы, но не в устье р. Амтхели (как показано в Путеводителе [7]), где 125-метровый уровень террасы может соответствовать только V террасе, а в устье р. Кодори. Третья терраса р. Кодори высотой у моря 25—30 м, сложенная позднечетвертичными осадками, переходит в карагатскую морскую террасу. Эти осадки коррелируются по возрасту с ледниковыми отложениями самой молодой ледниковой эпохи — вюрмской.

Горные районы Кавказа не везде хорошо обнажены и многие детали строения рыхлых отложений скрыты здесь под почвенно-растительным покровом, что затрудняет выявление парагенетических связей между этими отложениями. Соседние и более удаленные горы, находящиеся в аридной зоне Евразии, этого «недостатка» не имеют. Необходимо дать общую схему четвертичного оледенения гор, базирующуюся на данных дешифрирования аэрофотоснимков и результатах полевых исследований, проведенных в других областях Евразии [10, 11]. В решении этой задачи большую роль сыграли аэрофотоснимки по Центральной Азии, на которых отражена вся история ледникового периода гор. Они послужили основой для создания принципиальной схемы четвертичного оледенения (рис. 3).

В горах аридной зоны Евразии выделяются три разновозрастных моренных комплекса (моложе 0,7 млн. лет) — древнейший, древний и молодой. Каждый из них состоит из двух—

* Счет и терминология террас даны по Путеводителю [7].

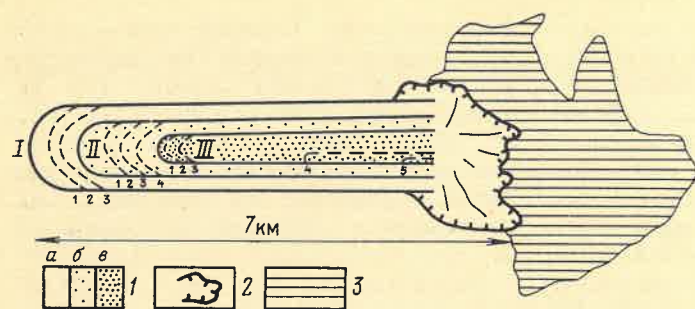


Рис. 3. Принципиальная схема соотношения площадей, неоднократно покрывавшихся древним оледенением, в горах аридной зоны Грузии (по данным дешифрирования аэрофотоснимков)

1 — моренный комплекс: а — древнейший, б — древний, в — молодой; 2 — кар; 3 — вершина, частично покрытая современным ледником; 1—5 — нумерация сохранившихся гряд; I—III — фронтальные морены

трех конечноморенных гряд-валов (количество гряд может варьировать в зависимости от местных причин). Комплексы отличаются друг от друга морфологией, закономерностями распространения и степенью сохранности.

Древнейшие морены занимают наиболее значительные площади по сравнению с площадями развития более молодых морен. Ледники, оставившие эти морены, спускались с гор дальше остальных ледников. Фронтальная часть морен, ограниченная на предгорной равнине уступом, как правило, имеет максимальный радиус кривизны. Ее сильно размытая поверхность сложена наиболее выветрелыми обломками. Кроме фронтального вала (древнейшего комплекса), можно выделить минимум еще один—два вала, внешний склон которых всегда круче внутреннего. Они имеют едва заметное продолжение в склоне долины, т. е. в самом трое. Высота валов незначительная. Контуры древнейшей морены на всей площади ее распространения размытые, расплывчатые.

Древние морены обычно представлены четкой фронтальной грядой, но с меньшим радиусом кривизны. Конечная морена также продолжается по склону долины в виде боковых морен. Фронтальная гряда древнего комплекса частично прислонена к более древнему моренному комплексу, но чаще всего расположена непосредственно при выходе долины с гор. Вниз по долине на продолжении конечной морены образуется средняя терраса, врезающаяся в подгорную равнину.

Деградация древнего ледника происходила по стадиям. Первая стадия — после начала отступления ледника — сопровождалась образованием слабо выраженной моренной гряды, вторая и

третья стадии — более четко выделяющимися в рельефе грядами.

Молодые морены распространены, как правило, в самых верховьях ледника, иногда в отрыве или поблизости от последней гряды предыдущего моренного комплекса. Они имеют минимальный радиус кривизны. Моренные гряды относительно пологих очертания в плане близки. Глубоко обломочный материал морены свежий.

Ледниковые образования молодого моренного комплекса коррелируются с отложениями низкой террасы. В тыльной части моренного амфитеатра сохраняются озера, за которыми, вверх по долине на ее круто наклонном отрезке располагается несколько серий абляционных морен.

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. В районе Цебельды конечные морены относятся к двум, а не к одному ледниковым эпохам. Слагающие их пологие валы соответствуют миндельскому оледенению, а холмистая гряда — рисскому.

2. Древнейшая морена долины р. Дзампал сопоставляется с V репой террасой р. Кодори и чаудинской террасой Черного моря. Она является раннечетвертичной.

3. Наиболее древнее оледенение горной области Кавказа в четвертичном периоде — миндельское — было максимальным. В частности, длина древнего ледника по долине р. Дзампал достигала 20—23 км.

Максимальное развитие этого оледенения обусловлено тем, что снеговая граница в раннечетвертичное время опускалась на 2000—2200 м ниже современной. Следовательно, наличие морены в районе Цебельды, а также других аналогичных районах Запа-

дной Грузии — не исключение, а закономерность, соответствующая палеогеографическим условиям рассматриваемого этапа четвертичного периода.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алпаидзе В. С., Шенгелия Ф. К. Древние селевые отложения Одишской депрессии (Западная Грузия) и связанные с ними спорные геологические вопросы. — В кн.: Четвертичная система Грузии. К XI Международному конгрессу по изучению четвертичного периода (ИНКВА). Тбилиси, 1982, с. 47—53.
2. Великовская Е. М., Кожевников А. В., Фолин В. И. Еще раз о «морене» у Цебельды. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1960, № 4, с. 14—20.
3. Геоморфология Грузии. Ред. Г. Е. Девларияни. Тбилиси, Мецниереба, 1971.
4. Гентнер А. Р., Федоров П. В. Ледниковые образования района Цебельды и их соотношения с террасами Кодори и морскими слоями Черноморского побережья. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1962, № 6, с. 67—77.
5. Маруашвили Л. И. Псевдоморена у Цебельды. — Тр. Ин-та географии АН СССР, 1955, т. 6, с. 87—101.
6. Маруашвили Л. И. О катастрофических селях геологического прошлого. — Сообщ. АН СССР, 1974, т. 75, № 2, с. 365—368.
7. Путеводитель экскурсий А-8 и С-8 (XI конгресс ИНКВА). Сост. П. В. Федоров. М., 1981, с. 3—34.

ДК 551.733.11(470.3)

В. РЫБНИКОВА, Е. М. СТРИКОВСКАЯ (ПГО «Центргеология»)

Расчленение нижнеордовикских терригенных отложений Московской синеклизы

Результаты бурения глубоких скважин на территории Московской синеклизы свидетельствуют о широком развитии значительной мощности ордовикских отложений. Основной интерес представляет стратификация нижних горизонтов ордовика, которые недостаточно освещены в литературе.

Нижнеордовикские отложения распространены главным образом в центральной и западной частях Московской синеклизы. Они залегают интрузивно на разновозрастных породах верхнего — среднего кембрия (увшиновская серия). В состав нижнего ордовика включаются тремадокский, аренигский и нижняя часть анвинского ярусов. На территории Московской синеклизы в качестве ре-

8. Рейнгард А. Л. К вопросу о четвертичном оледенении Кавказа. — Докл. АН СССР. Сер. А, 1927, № 19, с. 319—323.
9. Рейнгард А. Л. Несколько слов о древней морене у Цебельды на Кавказе. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1941. (Тр. Советской секции Международной ассоциации по изучению четвертичного периода, вып. 5).
10. Селиванов Е. И. Корреляция морен некоторых горных районов Альп, Кавказа и Центральной Азии. — Изв. ВГО, 1976, т. 108, № 3, с. 243—248.
11. Селиванов Е. И. Новое о древнем оледенении гор Ирана. — Изв. ВГО, 1980, т. 112, № 5, с. 425—432.
12. Селиванов Е. И. Древние морены Большого Балхана. — Сов. геология, 1981, № 2, с. 66—68.
13. Селиванов Е. И. О происхождении грубообломочных отложений хребта Хамар-Дабан. — Сов. геология, 1981, № 8, с. 65—71.
14. Селиванов Е. И. Иранская пустыня Даште-Кевир. — Проблемы освоения пустынь, 1982, № 1, с. 14—19.
15. Селиванов Е. И. Палеогеографические явления как ориентиры для целей практики. — В кн.: Горные геосистемы. Алма-Ата, 1982, с. 86—88.
16. Соловьев Б. Л. Четвертичные оледенения бассейна реки Кодори на Западном Кавказе. — Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, 1967, № 34, с. 62—73.
17. Цагарели А. Л. Четвертичная система. — В кн.: Геология СССР. Т. XX. Грузинская ССР, ч. 1. М., 1964, с. 332—352.

гиональных стратиграфических подразделений приняты горизонты ордовика Прибалтики [8]. Нами рассматривается лишь терригенная часть нижнего ордовика в объеме пакерортского и цератопигевого горизонтов тремадокского яруса и латорпского (лещеского), относящегося к нижней половине аренигского яруса.

Интересующие нас отложения в объеме тремадокского яруса неоднократно описывались в литературе [1, 4, 6, 7, 12 и др.].

Изучение керн и сопоставление каротажных диаграмм (более 50) скважин, вскрывших нижнеордовикские терригенные отложения, свидетельствуют о наличии в этой части разреза двух бинарных толщ песчано-алевро-

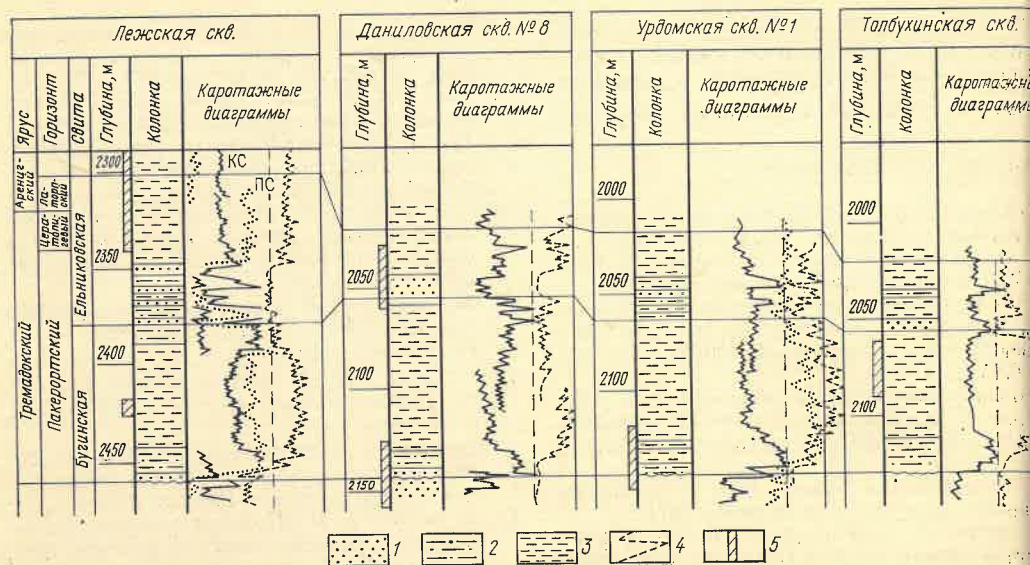


Рис. 1. Корреляция бугинских и ельниковских отложений нижнего ордовика в стратотипической местности
1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — аргиллиты, глины известковистые; 4 — кавернограмма; 5 — интервалы отбора керна

лито-глинистого состава, которые предлагается выделить в бугинскую и ельниковскую свиты (снизу вверх). Каждая из них является законченным циклом седиментации и характеризуется своеобразием комплексом фауны.

Фаунистические определения из этой части разреза выполнены А. М. Обухом, Д. Л. Кальо, Р. Ж. Ульст (граптолиты), Ю. Е. Никаноровой и В. Ю. Горянским (брахиоподы), Н. И. Умновой и Е. Г. Брызгаловой (акритархи).

В качестве стратотипов выбраны наиболее полные и типичные разрезы скважин, расположенные в центральной части Московской синеклизы, с достаточно хорошим выносом керна.

Стратотип бугинской свиты Обуг установлен в разрезе скважины Урдомская-1 на глубинах 2145—2060 м, где керном охарактеризовано около 25 % разреза, включая нижнюю границу (рис. 1). Название свите дано по дер. Бугино Ярославской обл., вблизи которой расположена скважина.

Свита залегает с разрывом и стратиграфическим несогласием на отложениях верхнего и среднего кембрия. Она представлена в основании светло-серыми и зеленовато-серыми алевролитами-песчаными породами, кварцевыми,

с глинисто-карбонатным цементом участками пиритизированными, местами с гравийными зернами и полукатанной галькой. Основная часть разреза сложена темно-серыми и ричневатыми алевролитистыми аргиллитами и аргиллитоподобными глинами с тонкими прослоями алевролитов, песчаников. На западе разрез представлен преимущественно песчаниками и алевролитами с небольшими прослоями диктионемовых сланцев, которые лишь в районе Пестово и Вадая достигают значительной мощности [1]. В отдельных участках в породе свиты отмечаются скопления зерен глауконита и микрозернистого карбоната. Нижняя граница свиты четко всего приурочена к базальному конгломерату, залегающему в основании песчаников (скважины Пестовская, Урдомские, Даниловская-8, Ростовская и др.), которые трансгрессируют, перекрывают глинисто-песчаные отложения кембрия. В тех разрезах, где конгломерата нет, граница определяется по появлению характерной фауны беззамковых брахиопод *Obolus apollinis*, зерен глауконита и включения карбоната, которые отсутствуют в кембрийских отложениях. Мощность свиты изменяется от 22 (Пестово) до 85 м (Урдома-1).

В стратотипическом разрезе керном охарактеризована нижняя часть свиты:

2146,1—2145 м (керн 0,5 м) Песчаник серый, среднезернистый. В верхней части интервала залегает конгломерат, состоящий из гравелита и плохо окатанной гальки.

2145,0—2141,7 м (керн 1,1 м) Алевролиты и песчаники светло-серые, кварцевые, тонкозернистые, с включениями аргиллитов более темной окраски.

2141,7—2136,5 м (керн 4,4 м) В нижней части интервала алевролиты светло-серые, плотные, крепкие, слюдястые, с прослойками и примазками аргиллитов — 2,4 м. В верхней части аргиллиты темно-серые с маломощными прослоями алевролитов — 2,0 м.

2136,5—2125,5 м (керн 7,2 м) Чередование темно-серых аргиллитов и алевролитов более светлой окраски, с прослойками слюды по плоскостям наложения. В верхней части количество алевролитовых прослоев увеличивается, встречаются прослои песчаников мощностью до 4 см. С глубины 2136,5 и 2129 м определен III^a комплекс акритарх, представленный *Micrhystridium multangularis*, *M. stellatum* var. *inflatum*, *Leiophusa simplex*, *Leiominuscula minuta*, *Leiophosphara rugosa*.

2125,5—2120,1 м (керн 5,0 м) Аргиллиты темно-серые, тонкогоризонтальнослоистые, плотные, слюдястые, с маломощными прослойками алевролитов более светлой окраски и большим количеством обуглившегося детрита. В аргиллитах многочисленные остатки беззамковых брахиопод. Ю. Е. Никаноровой определены *Obolus (Schmidtites) celatus*. С глубины 2123,5 м определен комплекс акритарх с преобладанием оболочек диакридиевых, преимущественно видов *Acanthodiacrodium polymorphum*, *A. adelficum*. В значительном количестве представлены оболочки *Uniporata bifurcata*, *U. corniformie*.

Парастратотипом свиты предлагается разрез скважины Толбухинская-1 на глубинах 2128—2057 м, расположенной в стратотипической местности, где керном охарактеризована верхняя часть разреза:

2088,4—2080,2 м (керн 6,5 м) Аргиллиты зеленовато-темно-серые, плотные, плитча-

тые, слабо слюдястые, волнистослоистые за счет тонких неровных пропластков алевролита. В аргиллитах обнаружены остатки трилобита *Parabolina jaroslavica*, Н. И. Умновой определен III комплекс акритарх.

2080,2—2071,7 м (керн 0,55 м) Аргиллиты темно-серые с зеленоватым оттенком, плотные, слабо алевролитистые, с редкими зернами скопления, тонкими пропластками алевролита светло-серого, кварцево-полевошпатового, с редким обуглившимся детритом.

2071,7—2063,7 м (керн 4,5 м) Аргиллиты темно-серые, тонкоплитчатые, волнисто- и горизонтальнослоистые, плотные, с прослойками алевролитов зеленовато-светло-серых, кварцево-полевошпатовых. Встречается несколько конгломератовидных прослоев мощностью 1—4 см, состоящих из гравийных зерен кварца, окатанных и полукатанных галек плотного песчаника с обуглившимся детритом, цемент глинистый и песчаноглинистый. Отмечаются редкие фаунистические остатки плохой сохранности и ходы илоедов.

Отдельные песчаные прослои свиты содержат многочисленные *Obolus apollinis* (скважины Буйская, 2378—2384 м; Дьяконовская, 2140—2144 м; Молоковская-1, 1321—1325 м; Солигаличская-6, 1985—1990 м; Толбухинская, 2064—2072 и 2080—2088 м). В основании свиты В. Ю. Горянским определены новые виды родов *Lingulella*, *Westonia*, *Acrotreta*. В диктионемовой толще встречены *Dictyonema flabelliforme*, *D. graptolithinum* (скважины Пестовская, 1204—1223 м; Солигаличская-6, 1907—1910 м; Вологодская, Даниловская-8) и *Dendrograptus* sp. (скв. Валдайская, 1072—1082 м).

В аргиллитах Толбухинской скважины (2080—2088 м) обнаружен новый вид трилобита *Parabolina jaroslavica*, который, по мнению Н. П. Суворовой [11], определяет позднекембрийский возраст заключающих его отложений. Однако в Скандинавии и Южной Америке представители рода *Parabolina* известны также и в триаде.

Бугинские отложения определяются III комплексом акритарх Н. И. Ум-

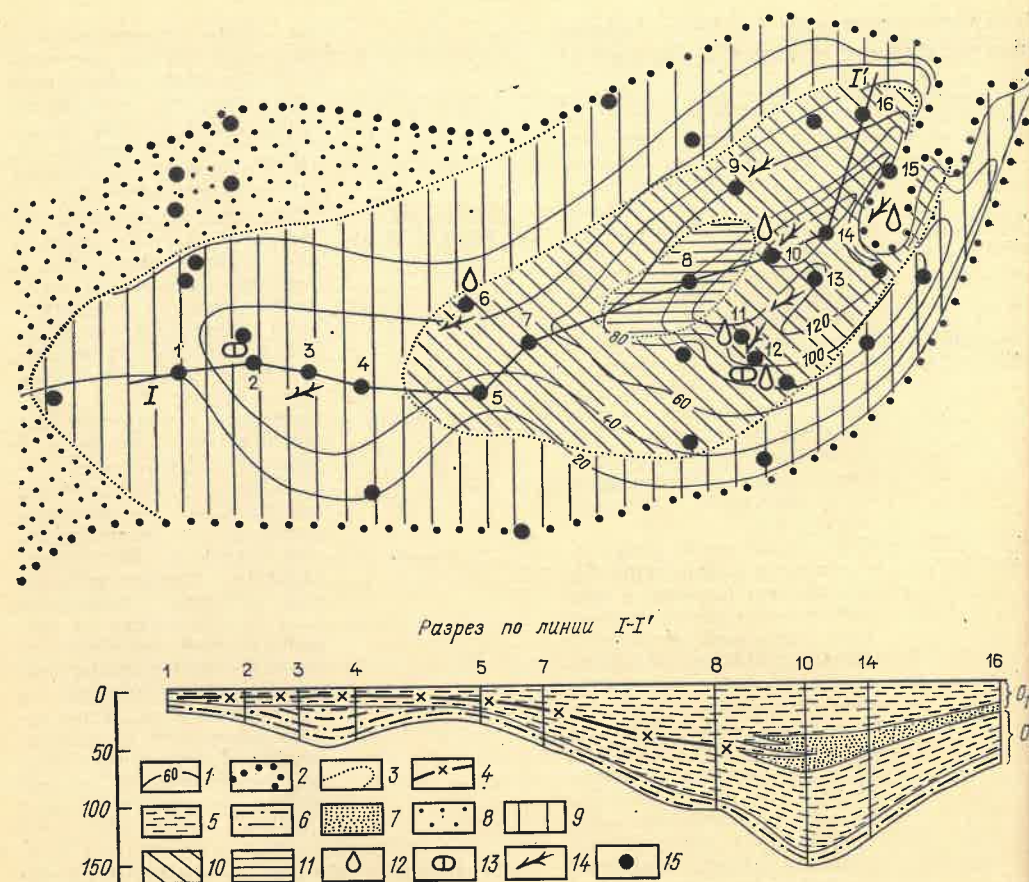


Рис. 2. Литолого-фациальная карта бугинской и ельниковской свит нижнего ордовика Московской синеклизы

1 — изопакиты; 2 — граница современного распространения отложений; 3 — граница литолого-фациальных зон; 4 — условная граница между свитами; 5 — глины, аргиллиты; 6 — алевролиты; 7 — песчаники; литолого-фациальные зоны: 8 — алевроито-песчаных пород (глины менее 10%), 9 — алевроито-песчано-глинистых пород (алевролиты и песчаники более

60%), 10 — глинисто-алевроито-песчаных пород (глины и аргиллиты более 60%), 11 — глинистых пород (песчаники менее 10%); органические остатки: 12 — брахиоподы, 13 — трилобиты, 14 — граптолиты; глубокие скважины: 1 — Старорусская, 2 — Кривцовские, 3 — Валдайская, 4 — Бологовская, 5 — Максатихинская, 6 — Пестовская, 7 — Молоковская, 8 — Пошехонская, 9 — Вологодская, 10 — Лежская, 11 — Удомские, 12 — Толбухинская, 13 — Любимская, 14 — Дьяконовские, 15 — Солигаличские, 16 — Троицкая

вой [10], представленным в большом количестве видами диакродиевых и характерным для оболовых слоев Прибалтики. В единственной скважине ею обнаружен IV комплекс акритарх *Lophosphaeridium zaleskyi*, *Leiosphaeridia simplicissima*, характерный для диктионемовых сланцев.

Бугинская свита по присутствию зонального вида граптолита *Dictyonema flabelliforme* и коррелятивной формы беззамковых брахиопод *Obolus apollinis*, а также комплекса акритарх соответствует нижней части пакерортского горизонта и сопоставляется с пакерортскими образованиями Эстонии, Латвии, Швеции и Норвегии [8, 9] и тосненской свитой Ленинградской области [5].

Ельниковская свита О. (названа по р. Ельник, протекающей в Вологодской обл.) согласно перекрывает бугинские отложения и развивается в тех же районах, что и подстилающие породы. В качестве стратотипа предлагается разрез скв. Лежская-1 в глубинах 2380—2302 м, охарактеризованный керном на 50%, включая верхнюю границу. Нижняя граница проводится в основании песчано-алевроитовой пачки и отчетливо прослеживается на каротажных диаграммах центральной части Московской синеклизы по относительно повышению КС и уменьшению амплитуды ПС (рис. 1). На западе граница литологически не выражена и проводится палеонтологическим данным, а

отсутствию керна она весьма проблематична. С вышележащим волховским горизонтом свита связана постепенным переходом, граница устанавливается также по смене фауны, а именно по появлению *Megistaspis limbata*, *Asaphus cf. lepidurus*, *Didymograptus hirundo*, *Paurorthis parva*, *Tallinnella primaria* [1].

В центральной части синеклизы свита состоит из двух пачек. Нижняя представлена темно-серыми и зеленовато-серыми алевритистыми песчаниками, кварцево-глауконитовыми, рыхлыми, местами с карбонатным цементом, с тонкими прослоями глин. Мощность пачки изменяется от 6 м (скв. Толбухинская) до 29 м (скв. Лежская). Верхняя пачка сложена темно-серыми до черных известковистыми глинами и аргиллитами, тонкогоризонтально-слоистыми, с глауконитом, стяжениями пирита и тонкими прослойками алевролита. Мощность пачки изменяется от 30 м (скв. Толбухинская) до 49 м (скв. Лежская). К западу от меридиана скв. Пошехонская строение и состав свиты становятся более однообразными. Она представлена главным образом аргиллитами и глинами с подчиненными прослоями алевролитов (рис. 2). В глинах и аргиллитах встречаются брахиоподы и граптолиты. Общая мощность ельниковской свиты изменяется от 16,5 м (скв. Пестовская) до 78 м (скв. Лежская).

В стратотипическом разрезе с отбором керна пройдена верхняя пачка свиты:

2341,0—2331,0 м (кern 4,5 м)

Аргиллиты темно-серые до черных, тонкоплитчатые, с тонкими прослойками алевролитов более светлой окраски, кварцево-полевошпатовых. В отдельных прослоях наблюдаются крупные стяжения пирита. Встречаются редкие оболочки. Акритархи представлены преимущественно оболочками диакродиевых, в основном видами *Acanthodiacrodium adelficum*, *A. polymorphum*, *Lophodiacrodium cf. parvittammus*, в значительном количестве присутствуют *Michrystidium cf. vulgare* и *Baltisphaeridium echinatum*.

2331,0—2322,0 м (кern 3,9 м)

Аргиллиты серые, плитчатые, с пиритизацией по фауне. Встречаются обрывки

2317,0—2302,0 м (кern 0,85 м)

граптолитов и редкие беззамковые брахиоподы. Аргиллиты темно-серые, тонкоплитчатые, в верхней части карбонатные, с небольшими стяжениями пирита. Из органических остатков обнаружены граптолиты и редкие брахиоподы сем. *Orthacea*. На глубине 2312—2307 м определен *Herrmannograptus* sp. indet. С глубины 2331—2327 и 2313 м определен комплекс акритарх с развитием видов родов *Latoporata* и *Uniporata*, главным образом *L. decora*, *L. punctata*, *U. bifurcata*, *U. stylifera*, кроме того в значительном количестве присутствуют *Baltisphaeridium pedicellatum*, виды родов *Michrystidium*, *Leiosphaeridia* и др.

В качестве парастратотипа предлагается разрез скв. Даниловская-8 на глубинах 2056—2024 м, где керном охарактеризована нижняя пачка свиты. Фаунистические определения выполнены Ю. Е. Никаноровой. Ниже приводится описание керна:

2062,9—2055,1 м (кern 3,25 м)

В нижней части аргиллиты темно-зеленовато-серые, алевритистые, массивные, с линзами песчаника светло-серого, кварцевого — 2,1 м. В верхней части алевролиты светло-серые с зеленоватым оттенком, плотные, волнисто-слоистые за счет линз и тонких пропластков песчаника тонкозернистого, слюдяного, с обуглившимся детритом, с редкими скоплениями кристаллического пирита. Изредка встречаются брахиоподы плохой сохранности: *Ectenoglossia* sp.

2055,1—2047,6 м (кern 2,25 м)

Песчаник белый, кварцевый, тонкозернистый, с рассеянным обуглившимся детритом. В нижней части слоя отмечаются редкие линзочки и пропластки зеленовато-серого аргиллита.

2047,6—2040,1 м (кern 2,5 м)

Песчаник светло-серый, кварцевый, тонкозернистый, с редкими линзами и тонкими (до 3 см) прослойками аргиллита зеленовато-темно-серого, плотного. Отмечается косая слоистость.

2040,1—2038,3 м (кern 0,88 м)

Песчаник светло-серый, кварцевый, крепко сцементированный, с рассеянным обуглившимся детритом и редкими темноцветными ока-

танными гальками. В верхней части прослеживается прослой аргиллита темно-серого, алевролитистого, плотного, массивного, с включениями пирита. Обнаружены беззамковые брахиоподы рода *Lingulella*.

2038,3—2030,0 м (керна 5,55 м) Аргиллиты темно-зеленоватого-серые, плотные, переслаивающиеся с алевролитами светло-коричневыми, кварцевыми, плотными, крепкими, с рассеянным обуглившимся детритом и частыми стяжениями пирита. Слоистость волнистая и почти горизонтальная. В аргиллитах определены граптолиты и брахиоподы: *Dictyonema* aff. *uralense*, *Clonograptus* sp., *Lingulella* sp., *Ectenoglossia* ? sp., *Obolidae*.

Нижняя песчано-алевролитовая пачка слабо охарактеризована кернами и органическими остатками. Лишь в скв. Даниловская-4 (2044—2054 м) Н. И. Умновой выделен комплекс акритарх, где наряду с диакродиевыми присутствуют лещеские формы *Latoporata armillata* и впервые появляются хитинозои. В скважинах Тотьминская (1745—1749 м) и Даниловская-8 (2030,0—2038,3 м) Е. Г. Брызгаловой определен комплекс акритарх, характерный для верхней части оболовых слоев, в котором также кроме представителей семейства диакродиевых присутствуют спорадично *Baltisphaeridium capillatum*, *B. cristatum*, *Michrystidium tornatum*, *Latoporata serrata*, *L. spectatissima*. В стратотипическом разрезе, в самых низах верхней глинистой пачки (2341—2331 м) Н. И. Умновой также выделен аналогичный комплекс акритарх, характерный для верхней части оболовых слоев.

В Пестовской скважине в прослое зеленых алевролитистых глин, обогащенных глауконитом (1197—1204 м), встречены стратиграфически важные виды граптолитов *Clonograptus tenellus* и *Adelograptus* cf. *hunnebergensis*, отвечающие зоне *Clonograptus tenellus*. Те же виды определены в нижней части глинистой пачки в разрезах скважин Молоково-3 (1424—1426 м), Любим-1 (1997—2000,5 м) и Любим-2 (2134—2136 м). Д. Л. Кальо [2] сопоставлял клонограптовые слои Московской синеклизы с цератопигевыми слоями Норвегии. Однако в стратоти-

пических разрезах Англии и Швеции эти зональные виды не выходят за пределы нижнего тремадока и, следовательно, заключающие их отложения правильнее рассматривать в объеме пакерортского горизонта [1, 4, 7].

Ю. Е. Никаноровой [4] в разрезах нескольких скважин (Ореховская-1, Даниловские-8 и 10) впервые выделены зоны *Bryograptus ramosus* с сопутствующей фауной *Dictyonema* cf. *uralense*, *Clonograptus* sp. и *Dictyonema «murayi»* с *Kiaerograptus* sp., *Adelograptus* sp., *Clonograptus* sp., *Schizambon* cf. *ovalis*, что позволяет синхронизировать эти отложения с цератопигевым горизонтом Скандинавии и Прибалтики в объеме тюрисалуской и варангуской пачек в Северной Эстонии, лутринской и кумбриской пачек Западной Латвии, а также с бриограптовыми сланцами Польши [4, 8, 9].

Выше по разрезу в литологически однообразной толще глин в скважинах Пестовская (1180,5—1197 м), Молоковская-3 (1419—1420 м), Любимская-1 (1991—1997 м), Любимская-2 (2125—2134 м), Лежская (2307—2312 м), Даниловская-1 (2025—2035 м) и Даниловская-10 (1990,5—1992,5 м) встречены граптолиты *Tetragraptus approximatus*, *T. phyllograptoides*, *T. serra*, *T. reclinatus*, *Didymograptus geometricus*, *Phyllograptus densus*, *Ph. angustifolius* и др., присутствие которых подтверждает отнесение данной части разреза в объеме дидимограптовых и филлограптовых слоев к латорпскому горизонту Норвегии, сконе Швеции и Прибалтики [2, 3]. В Крестцах в карбонатных глинах с прослоями мергелей определен богатый комплекс трилобитов *Megistaspis planilimbata*, *Asaphus bröggeri*, *Ampy-nasutus*, *Amp.* cf. *linnarssoni*, а также неопределимых ортид, плектамбонитид и единичных обломков граптолитов [1]. Присутствие *Megistaspis planilimbata* позволяет сопоставлять эту часть разреза с планилибатовым известняком Средней Швеции и параллелизовать с дидимограптовыми и филлограптовыми слоями.

Отложения свиты охарактеризованы V комплексом акритарх Н. И. Умновой [10], представленным развитием видов родов *Latoporata* и *Uniporata*, а также балтисферидий с причудливыми

выростами (скважины Любимская-1, 1991—2000 м; Любимская-2, 2125—2136 м; Рыбинская-5, 1768—1771 м; Молоковская-3, 1413—1419 м; Лежская, 2313, 2327—2331 м).

На основании вышеприведенных данных песчано-алевролитовая пачка ельниковской свиты и нижняя часть глинистой относятся к верхней части пакерортского горизонта в объеме зоны *Clonograptus tenellus*. Аналогичные отложения известны в Швеции и Англии [1, 4, 7]. Верхняя часть глинистой пачки соответствует цератопигевому и латорпскому горизонтам нижнего ордовика Прибалтики. Отсутствие зональных видов граптолитов цератопигевого горизонта на большей части Московской синеклизы вряд ли свидетельствует о существовании продолжительного преаренигского перерыва [7]. Более правильно допустить повсеместное распространение отложений горизонта небольшой мощности, что обосновывается непрерывной последовательностью слоев, содержащих остатки клонограптит, бриограптит, дидимограптит и филлограптит.

В бугинское и ельниковское время на западе в мелководных и даже прибрежных условиях накапливались главным образом песчано-алевритовые осадки. В центральной, наиболее погруженной части синеклизы в спокойной обстановке отлагались преимущественно глинистые осадки (см. рис. 2).

Выделенные в терригенных нижнеордовикских отложениях Московской синеклизы местные литостратиграфические подразделения довольно четко коррелируются на большей части территории. По палеонтологическим и палинологическим данным они надежно сопоставляются с разрезами Прибалтики. Однако в Московской синеклизе установлен более полный и мощный разрез нижнетремадокских отложений в объеме граптолитовых зон *Dictyonema flabelliforme* и *Clonograptus tenellus*. Наличие клонограптовых слоев сближает нижний тремадок рассматриваемого региона с одновозрастными толщами Англии и Швеции.

Прослеживается широкое развитие верхнетремадокских отложений и их

постепенный переход в отложения аренига, что также характерно только для наиболее полных разрезов Прибалтики (Елгавский прогиб), Швеции и Норвегии.

Полученные данные свидетельствуют об устойчивом погружении Московской синеклизы в тремадокское и раннеаренигское время, а также тесной связи Московского нижнеордовикского бассейна с Шведско-Норвежским ареалом прогибания земной коры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алихова Т. Н. Стратиграфия ордовикских отложений Русской платформы. М., Госгеолтехиздат, 1960.
2. Кальо Д. Л. О граптолитовых зонах тремадока и аренига Прибалтийской и Московской синеклиз. — В кн.: Граптолиты СССР. Новосибирск, 1974, с. 31—36.
3. Мянниль Р. М. История развития Балтийского бассейна в ордовике. Таллин, Валгус, 1966.
4. Никанорова Ю. Е. Зональное расчленение тремадокских, аренигских и лланвирских отложений Московской синеклизы. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1977, № 1, с. 61—66.
5. Новые данные о расчленении венда на северо-западе Русской платформы и его границе с кембрием/А. А. Плисов, В. Ю. Горянский, Е. К. Фандерфлит, П. С. Сапожникова. — В кн.: Геология кристалл. фундамента и осадочного чехла Прибалтики. Рига, Зинатне, 1975, с. 64—81.
6. Островский М. И. Основные этапы формирования и перспективы нефтегазоносности центральных областей Русской платформы. — Тр. ВНИГНИ, 1970, вып. 81, с. 3—112.
7. Прокофьев В. А., Кузнецов А. Г. Фауна и некоторые вопросы стратиграфии ордовикских отложений Московской синеклизы. — Бюл. МОИП, отд. геол., 1982, т. 57, вып. 5, с. 67—82.
8. Решения Межведомственного регионального стратиграфического совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Прибалтики, 1976 г. Под ред. А. А. Григалиса. Л., ВСЕГЕИ, 1978.
9. Ульст Р. Ж., Гайлите Л. К., Яковлева В. И. Ордовик Латвии. Рига, Зинатне, 1982.
10. Умнова Н. И. Акритархи ордовика и силура Московской синеклизы и Прибалтики. М., Недра, 1975.
11. Шестакова М. Д., Клевцова А. А., Суворова Н. П. К стратиграфии кембрия Московской синеклизы. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1976, № 12, с. 58—66.
12. Яковлев Б. А., Умнова Н. И., Стриковская Е. М. Ордовикская система. — В кн.: Геология СССР. Т. IV. М., Недра, 1971, с. 102—120.

Региональные подразделения морских триасовых отложений Забайкалья

В 1980 г. нами закончено обобщение данных по стратиграфии триасовых отложений Забайкалья и монографическому изучению органических остатков, собранных как автором статьи (1959—1978 гг.), так и многими другими исследователями в разные годы. Наиболее интересные коллекции остатков двустворчатых моллюсков и аммонойд переданы нам на определение В. Ю. Шенфилем (1959 г.), А. Д. Ковалевым (1958, 1960 гг.), И. Н. Фоминым (1960 г.), В. Ф. Лоскутовым (1963—1965 гг.), В. Д. Гунбиным (1963 г.), И. Г. Рутштейном (1964—1968 гг.), Н. А. Трушовой (1965, 1968 гг.), В. В. Соболевым (1966 г.), С. К. Ушаковым (1966 г.), Л. И. Полеко (1970 г.), А. Н. Нееловым (1971 г.), К. Ф. Хацкевичем (1975 г.). Помимо этого пересмотрены с современных позиций (с привлечением нового материала) определения двустворчатых моллюсков и аммонойд, сделанные Л. Д. Кипарисовой из коллекций А. М. Абатурова, В. А. Амантова, А. И. Самусина, П. И. Верхотурова и др.

Изучение биостратиграфии триаса Забайкалья в 30—50-е годы связано с именем Л. Д. Кипарисовой. Две ее работы [2, 3], посвященные описанию забайкальской триасовой фауны, единственные. В данном регионе этим исследователем выделялись верхи карнийского и норийский ярусы (соответствуют верхам среднего и верхнему подъярису норийского яруса в новом объеме), что нашло отражение в решениях Первого Межведомственного стратиграфического совещания по разработке стратиграфических схем Забайкалья (Чита, 1961 г.). В схеме А. Д. Кипарисовой приводилось только одно унифицированное подразделение — зона *Monotis ochotica*.

В начале 60-х годов биостратиграфией триаса Забайкалья начала заниматься автор статьи. В унифицированную часть стратиграфической схемы Второго Межведомственного стратиграфического совещания (Чита, 1975 г.), проект которой был предложен автором, вошли слои с *Ophiceras*,

слои с *Gyronites*, слои с *Euflemingites*, слои с *Sirenites* и *Halobia*, а также зоны *Monotis scutiformis* и *Monotis ochotica*. Однако обе стратиграфические схемы и объяснительные записки к ним, как и вообще решения совещаний, остались неопубликованными. Некоторые сведения о биостратиграфии морского триаса, содержащиеся в тезисах докладов на Первом Межведомственном совещании по разработке стратиграфических схем Забайкалья [4] и приведенные затем в статье автора [5], а также в ряде обобщающих работ [7], во многом устарели.

Предлагаемая схема региональных стратиграфических подразделений морского триаса Забайкалья (табл. 1) существенно дополнена и уточнена, особенно в отношении палеонтологической характеристики. Впервые обосновано выделение двух нижних биозон норийского яруса. Районирование и общая характеристика морского триаса Забайкалья приведены в недавно опубликованной статье автора [8].

Нижний триас. Долгое время нижнетриасовые отложения, развитые близ пос. Халчеранга, считались пермскими [1, 9]. Основанием для такого вывода послужили определения Л. Д. Кипарисовой остатков аммонойд плохой сохранности из бассейна р. Тарбальджей как пермского *Xenodiscus*. Кроме того, за отпечаток оборота гигантской пермской гастроподы Е. М. Лихарев принял отпечаток боковой поверхности оленекского цератита *Euflemingites*.

Распространение отложений нижнего триаса ограничено в Забайкалье Халчерангинским прогибом [6]. Контакт их с подстилающими толщами повсеместно тектонический. На отложения нижнего триаса (халчерангинская свита) надвинуты сильно метаморфизованные породы, принадлежащие раннему палеозою (?). В результате уничтоженными оказались самые нижние горизонты, соответствующие нижней зоне нижнего триаса — зоне *Otoceras boreale* Северо-Восточной Азии (табл. 2).

Таблица 1

Региональные стратиграфические подразделения морского триаса Забайкалья

Отдел	Ярус	Подъярус	Зона	Характерный комплекс органических остатков
Верхний	Норийский	Верхний (рэтский)	<i>Monotis ochotica</i>	<i>Monotis ochotica</i> <i>Monotis ochotica</i> Keys., <i>M. jakutica</i> Tell., <i>M. sublaevis</i> Kipar., <i>M. zabaikalica</i> Kipar., <i>Palaeopharus</i> sp. indet., <i>Lima transversa</i> Polub.
		Средний	<i>Monotis scutiformis</i>	<i>Monotis scutiformis</i> Tell., <i>M. scutiformis typica</i> Kipar., <i>M. pinensis</i> West., <i>M. daonellaeformis</i> Kipar., <i>Halobia obruchevi</i> Kipar., <i>Otapiria korkodensis</i> Polub.; <i>Dittmarites</i> (= <i>Pleurodistichites</i>) cf. <i>guembeli</i> Arch. et Vav.
			<i>Otapiria ussuriensis</i>	<i>Otapiria ussuriensis</i> Vor.
	Нижний		<i>Pinacoceras verchojanicum</i>	<i>Halobia aotii</i> Kob. et Ichik., <i>H. kawadai</i> Yehara. <i>H. indigirensis</i> Polub., <i>H. obsoleta</i> Kob. et Aoti, <i>Tosapecten suzukii</i> Kob., <i>Plicatula</i> (Harpax) sp. 1, <i>P. (H.)</i> sp. 2, <i>Neoschizodus rotundus</i> Alb., <i>Entolium kolymense</i> Kipar., <i>Palaeopharus oblongus buriiji</i> Kipar., <i>Pterosirenites</i> (= <i>Argosirenites</i>) sp., indet., „ <i>Paratrachyceras</i> “? ulynense Bytsch.
Средний	Карнийский			
Нижний	Оленекский	Верхний		
		Нижний	<i>Euflemingites romunderi</i>	<i>Euflemingites romunderi</i> Tozer, <i>Eumorphotis occidentalis</i> (Whit.)
	Индский	Верхний	<i>Gyronites</i>	<i>Gyronites</i> cf. <i>planissimus</i> , <i>Atomodesma errabunda</i> Popow
		Нижний	<i>Ophiceras</i>	<i>Ophiceras</i> (<i>Discophiceras</i>) <i>compressus</i> Spath, <i>Metophiceras praecursor</i> Spath, <i>M. cf. subdemicum</i> Spath, <i>Glyptophiceras</i> cf. <i>minor</i> Spath

Отложения халчерангинской свиты охарактеризованы органическими остатками индского и оленекского ярусов, обнаруженными главным образом в кремнисто-глинистых конкрециях нижней и средней толщ свиты. Нижний фаунистический комплекс включает *Ophiceras* (*Discophiceras*) *compress-*

sum Spath, *Metophiceras praecursor* Spath, *M. cf. subdemicum* Spath, *Glyptophiceras* (?) cf. *minor* Spath, что свидетельствует о присутствии в Забайкалье верхней части нижнего инда, выделенной нами в зону *Ophiceras*. Однообразие систематического состава и преобладание *Ophiceras* и *Glyp-*

Сопоставление триасовых отложений Забайкалья и некоторых районов Тихоокеанского побережья

Таблица 2

Ярус	Подъярус	Забайкалье	Хабаровский край (Т. М. Окунева и др., 1976, 1977 гг. и др.)	Приморье (Л. Д. Кипарисова, 1961, 1972 гг.; Ю. Д. Захаров, 1968 г. и др.)	Япония (Ю. Бандо, 1964 г.; К. Канера и др., 1973 г.; Т. Ишибаши, 1970, 1973, 1975 гг.)	Северо-Восточная Азия (А. С. Дагис и др., 1979 г.)	Арктическая Канада (Е. Тозер, 1961, 1967 гг.)	Британская Колумбия (Е. Тозер, 1965, 1967, 1971 гг.)
Норийский	Верхний (рэтский)	—	Слои с <i>Megaphyllites insectus</i>	—	—	<i>Tosapekten efimovae</i>	—	—
		<i>Monotis ochotica</i>	<i>Monotis ochotica</i>	<i>Monotis ochotica</i>	<i>Monotis ochotica</i>	<i>Monotis ochotica</i>	Слой с <i>Monotis ochotica</i>	<i>Rhabdoceras suessi</i>
	Средний	<i>Monotis scutiformis</i>	<i>Monotis scutiformis</i>	<i>Monotis scutiformis</i>	<i>Monotis scutiformis</i>	<i>Monotis scutiformis</i>	Слой с <i>Himavatites</i>	<i>Himavatites columbianus</i>
		<i>Otapiria ussuriensis</i>	<i>Otapiria ussuriensis</i>	<i>Otapiria ussuriensis</i>	Слой с <i>Otapiria dubia</i>	<i>Otapiria ussuriensis</i>	—	<i>Drepanites rutherfordi</i> <i>Juvavites magnus</i> <i>Malayites dawsoni</i> <i>Mojsisovicsites kerri</i>
Карнийский	Нижний	<i>Pinacoceras verchojanicum</i>	<i>Pinacoceras verchojanicum</i>	<i>Pterosirenites kiparissovae</i>	<i>Juvavites cf. kellyi</i>	<i>Pinacoceras verchojanicum</i>	Слой с <i>Melægrinella antiqua</i>	—
	Верхний	—	Слой с <i>Halobia ornata</i>	—	<i>Sandlingites aff. oribasus</i>	<i>Sirenites jakutensis</i>	Слой с <i>Jovites borealis</i> и <i>Arctosirenites canadensis</i>	<i>Klamathites marcolobatus</i> <i>Tropites welleri</i> <i>Tropites dilleri</i>
	Нижний	—	—	?	<i>Sirenites cf. nanseni</i>	<i>Neosirenites pentastichus</i> <i>Protrachiceras seimkanence</i> <i>Protrachiceras omkutchanicum</i>	<i>Sirenites nanseni</i>	<i>Sirenites nanseni</i>
		—	—	—	—	<i>Nathorstites teneus</i> <i>Nathorstites lenticularis</i>	Слой с <i>Discophyllites taimyrensis</i>	?
Ладинский	Верхний	—	Слой с <i>Daonella densisulcata</i>	—	—	<i>Nathorstites teneus</i> <i>Nathorstites lenticularis</i>	Слой с <i>Nathorstites</i>	<i>Frankites sutharlandi</i> <i>Maclearnoceras maclearni</i> <i>Meginoceras meginiae</i>
	Нижний	—	<i>Ptychites nanuk</i>	—	—	<i>Arctoptychites omolomensis</i> <i>Longobardites oleshkoe</i>	Слой с <i>Daonelli frami</i>	<i>Progonoceras poseidon</i> <i>Protrachiceras subasperum</i>
	Верхний	—	<i>Parapopanoceras tetra</i>	Слой с <i>Paraceratites</i>	—	<i>Frechites humboldtensis</i>	Слой с <i>Frechites</i>	<i>Frechites chischa</i>
	Средний	—	<i>Hollandites japonicus</i>	<i>Acrochordiceras kiparissovae</i>	Слой с <i>Paraceratites</i> , <i>Hollandites</i> и <i>Leiophyllites</i>	<i>Gymnotoceras rotelliforme</i>	—	<i>Gymnotoceras delleni</i>
Анизийский	Нижний	—	<i>Leiophyllites pradyumna</i>	<i>Leiophyllites pradyumna</i>	—	<i>Malleptychites kotschekovi</i>	<i>Anagymnotoceras varium</i>	<i>Anagymnotoceras varium</i>
		—	<i>Karangatites evolutus</i>	—	—	<i>Lenotropites tardus</i>	<i>Lenotropites caurus</i>	<i>Lenotropites caurus</i>
	Верхний	—	Слой с <i>Olenekites</i>	<i>Subcolumbites multiformis</i>	<i>Subcolumbites</i>	<i>Grambergia taimyrensis</i>	?	?
		—	—	<i>Neocolumbites insignis</i>	—	<i>Olenekites spiniplicatus</i>	<i>Keyserlingites subrobustus</i>	<i>Keyserlingites subrobustus</i>
Оленекский	Верхний	—	<i>Dieneroceras apostolicum</i>	?	—	<i>Dieneroceras demokidovi</i>	<i>Kazakhstanites pilaticus</i>	?
	Нижний	—	—	<i>Anasibirites hevolini</i>	<i>Anasibirites</i>	—	<i>Wasatchites tardus</i>	<i>Wasatchites tardus</i>
		<i>Euflemingites romunderi</i>	<i>Meekoceras boreale</i>	<i>Hedenstroemia bosphorensis</i>	<i>Owenites — Aspenites</i>	<i>Hedenstroemia hedenstroemi</i>	<i>Euflemingites romunderi</i>	<i>Euflemingites romunderi</i>
		—	—	—	—	—	—	—

Продолжение табл. 2

Ярус	Подъярус	Забайкалье	Хабаровский край (Т. М. Окунева и др., 1976, 1977 гг. и др.)	Приморье (Л. Д. Кипарисова, 1961, 1972 гг.; Ю. Д. Захаров, 1968 г. и др.)	Япония (Ю. Бандо, 1964 г.; К. Канмера и др., 1973 г.; Т. Ишибаши, 1970, 1973, 1975 гг.)	Северо-Восточная Азия (А. С. Дагис и др., 1979 г.)	Арктическая Канада (Е. Тозер, 1961, 1967 гг.)	Британская Колумбия (Е. Тозер, 1965, 1967, 1971 гг.)
Индский	Верхний	Gyronites	Gyronites subdharmus	Gyronites subdharmus	?	Vavilovites spp.	Vavilovites sverdrupi	Vavilovites sverdrupi
							Proptychites candidus	Proptychites candidus
	Нижний	Ophiceras	Слон с <i>Claraia</i>			Glyptophiceras nielsenii	Ophiceras commune	Слон с <i>Claraia stachei</i>
			Слон с <i>Glyptophyceras</i>				Otoceras boreale	
		—	Слон с <i>Otoceras</i> (?)			Otoceras boreale	Otoceras concavum	?

trophiceras (?) в сообществах раннего инда является отличительной чертой морской биоты различных биохорий. Поэтому отложения зоны *Ophiceras* Забайкалья довольно уверенно коррелируются с одновозрастными образованиями некоторых районов Тихоокеанского подвижного пояса.

Верхний подъярус индского яруса обособлен в родовую зону *Gyronites*, охарактеризованную единичными находками аммоноидей *Gyronites* cf. *plannissinus* Smith и двусторчатых моллюсков *Atomodesma errabunda* Row. Эта часть разреза выделяется только на востоке Хапчерангинского прогиба, в бассейне р. Тарбальджей.

К позднему инду дифференциация и эндемизм аммоноидей заметно возрастали, в различных акваториях были распространены неодинаковые таксоны. В бореальных морях отсутствовали *Gyronites*, но были широко представлены *Vavilovites*. Оба эти рода встречены в разрезе хр. Малый Хинган (Хабаровский край). Южные районы Хабаровского края, по-видимому, располагались на стыке бореальной и тетической биохорий.

В оленекском ярусе Забайкалья фаунистически охарактеризован только нижний подъярус. Выделенная в

Хапчерангинском прогибе зона *Euflemingites romunderi* обоснована находками нескольких крупных экземпляров *Euflemingites romunderi* Tozer, а также *Eumorphotis occidentalis* (Whit.). Представители рода *Euflemingites* известны из низов оленекского яруса ряда районов Тихоокеанского побережья — в зоне *Hedenstroemia bosphorensis* Южного Приморья. Они собраны в породах формации Осава Японии, в отложениях эотриаса Южного Китая, зоне *Euflemingites romunderi* Британской Колумбии и в других районах Северной Америки, на Соляном Кряже и о-ве Мадагаскар. Нами они определены из нижнего оленека Северной Монголии.

Скоррелировать отложения зоны *Euflemingites romunderi* Забайкалья с одновозрастными образованиями Тихоокеанского побережья, относящимися к разным биохориям, помогает совместное нахождение *Euflemingites* с *Meekoceras* на юге Хабаровского края, и с *Hedenstroemia* — типичным бореальным родом — в Южном Приморье.

Вышележащие оленекские отложения имеют, по-видимому, прибрежно-континентальное происхождение. Попади Курул-Тыкен в них обнаружены

лишь растительные остатки (*Calamites*).

Повсеместно в Центральном и Восточном Забайкалье на среднетриасовую и начало позднеэотриасовой эпохи приходится перерыв в осадконакоплении.

Верхний триас. Верхнетриасовые отложения залегают на глубоко эродированной поверхности палеозойских и более древних образований в Ингодино-Шилкинском, Байн-Цаганском и Борзинском прогибах. Они представлены норийским ярусом, нижняя граница которого проведена по подошве зоны *Pinacoceras verchojanicum* Забайкалья, Дальнего Востока и Северо-Востока СССР, сопоставимой с зоной *Mojsisovitchites kerri* Северной Америки (см. табл. 2).

Норийский ярус Забайкалья подразделен на четыре зоны, имеющие те же названия, что и синхронные зоны Северо-Восточной Азии.

Зона *Pinacoceras verchojanicum* — самая нижняя зона норийского яруса в Забайкалье — установлена в последние годы при монографической обработке перечисленных выше палеонтологических коллекций. Фаунистические остатки этого стратиграфического

уровня обнаружены в небольших тектонических блоках на водоразделе пади Чирон и р. Ингоды (обр. III-447, А. Н. Неелов, 1971 г.; обр. 2251, И. Г. Рутштейн, 1964 г.; обр. 01065, В. В. Соболев, 1966 г.), на левом борту пади Чирон против горы Шаманская Сопка (образцы 0527, 0527А, 0174, В. В. Соболев, 1966 г.), а также в Борзинском прогибе. В гравелитистых и крупнозернистых песчаниках Чирон-Ингодинского междуречья присутствуют многочисленные, хорошо сохранившиеся остатки крупных *Tosapecten suzukii* Kob. sp. lato, единичные *Halobia obsoleta* Kob. et Aoti, *Neoschizodus rotundus* Alb., *Plicatula* (*Harpax*) sp., *Entolium kolymaense* Kirg., *Palaeopharus* cf. *oblongus buriji* Kirg. Несколько выше по разрезу в алевролитах на правобережье пади Чирон вместе с *Halobia obsoleta* Kob. et Aoti и *Halobia indigirensis* Polub. обнаружено хорошей сохранности неполное ядро «*Paratrachyceras*» (?) *uly-nense* Bytsch. (обр. 1467, В. Д. Гунбин, 1962 г.), тождественного северо-восточным паратрахидерасам, которые были определены Ю. М. Бычковым из верхней части нижней зоны норийского яруса — зоны *Pinacoceras verchojanicum*.

На крайнем юго-западе Центрального Забайкалья, в районе Байн-Цаган, по пади Швертуй триасовые отложения были отнесены Л. Д. Кипарисовой к карнийскому ярусу, а найденные в них аммоиды определены как *Sirenites* sp. indet. При переизучении этой коллекции и изучении новых сборов удалось установить характерные для нижнего подъяруса норийского яруса *Pterosirenites* (= *Argosirenites*) sp. indet., *Halobia indigirensis* Polub., *H. aotii* Kob. et Ichik.

В Борзинском прогибе, на водоразделе пади Илустуй и р. Ключевская В. Д. Гунбин (обр. 595, 1962 г.) в темно-серых алевролитах обнаружил *Halobia aotii* Kob. et Ichik., *H. indigirensis* Polub., *H. obsoleta* Kob. et Aoti. В бассейне р. Ага, на левобережье р. Догой, в конкреционных образованиях среди измененных песчаных алевролитов встречены *Halobia kawadai* Yehara (обр. 4984, Н. А. Трушова, 1965 г.), предварительно определенных Л. Д. Кипарисовой и Т. М. Окуновой как *Halobia vel Daonella*.

По аналогии с Северо-Восточной Азией этот стратиграфический уровень выделен в зону *Pinasoceras verchojanicum*. Вид-индекс в Забайкалье не обнаружен, редок он и на Северо-Востоке СССР. Однако основной состав фаунистического комплекса рассматриваемой зоны сходен с синхронным комплексом Северо-Востока СССР, хотя и значительно обеднен. Ю. М. Бычков, характеризуя нижнюю границу зоны *Pinasoceras verchojanicum*, указывает, что она «маркируется появлением различных видов рода «*Argosirenites*», а из галобий преобладающими являются виды *aotii* и *kawadai* без надлома ребер.

Зона *Otapiria ussuriensis* выделена в Забайкалье только в последние годы. Ее палеонтологическая характеристика крайне бедна. Зона обоснована лишь единичными находками вида-индекса в песчаных алевролитах из немногих местонахождений Чироно-Ингодинского междуречья (обр. 11, И. Г. Рутштейн, 1965 г.) и, возможно, в районе ж.-д. ст. Бурятская (обр. 2524 а, В. Ф. Лоскутов, 1964 г.).

Зона *Monotis scutiformis* установлена почти повсеместно в Ингодино-Шилкинском прогибе. В ее отложениях имеются массовые скопления двусторчатых моллюсков, главным образом монотисов из группы *scutiformis*, содержащихся в мелкозернистых песчаниках. Кроме них, *Monotis daonellaeformis* Kipar., *M. multicostata* Kipar., *M. pinensis* West., *Otapiria korkodensis* Polub., *Halobia obruchevi* Kipar. встречены на Чироно-Ингодинском междуречье и в бассейне р. Туры. К сливным мелкозернистым песчаным по падам Зугалай и Барун-Шивия приурочены ядра *Palaeoneilo* sp., *P. sakuradaensis* Ichik., *P. lunaris* Böhm, *Mesoneilo perlonga* nasai Kob. et Ichik.

В кремнисто-глинистых конкрециях среди алевролитов на левобережье р. Ундурга найдены единичные *Ditmaritoides* (= *Pleurodistichites*, по Е. Т. Тозеру, 1980 г.) cf. *guembeli* Arch. et Vav. и *Arcestes* sp. indet. (обр. I-93, Л. И. Попеко, 1970 г.). На водоразделе пади Жипхошин и р. Могайтуй в отложениях зоны *scutiformis* вместе с *Halobia obruchevi* Kipar. обнаружены остатки наутилоидей *Siberionautilus* sp. indet.

Зона *Monotis ochotica* наиболее широко распространена в Ингодино-Шилкинском и Борзинском прогибах Забайкалья. На границе ее с зоной *scutiformis* в бассейнах рек Ингоды и Шилки повсеместно отмечается несогласие, выраженное присутствием здесь пачек и толщ грубообломочных пород. Нижняя граница зоны *ochotica* фиксируется также массовым появлением монотисов из группы *ochotica*. В рассматриваемой зоне преобладают *Monotis ochotica* Keys., *M. jakutica* Tell., местами *M. zabaikalica* Kipar., встреченные в известковистых ракушечниках и алевролитах.

Остальной комплекс двусторчатых моллюсков известен из однородных мелкозернистых песчаников — *Lyssochlamys ochotica* Kipar., *Lima* (*Lima*) cf. *transversa* Polub., *Ochotomya anmandykaensis* (Tuchk.), *Myosioptera* sp. indet., и, кроме того, переходящими из нижележащей зоны *Mytilus* (*Falcimylus*) *nasai* Kob. et Ichik., *Palaeoneilo sakuradaensis* Ichik., *P. lunaris* Böhm., *Palaeophorus*

oblongus f. *buriji* Kipar., *Unionites* sp. indet. Эти остатки, приуроченные к нижней части разреза верхненорийского подъяруса, могут быть обособлены в подзону *Monotis zabaikalica*.

В верхней части данного подразделения известны лишь *Monotis ochotica* Keys., часто фрагментарные. Верхний разрез верхненорийского подъяруса сложен песчаниками и конгломератами, не содержащими органических остатков.

Норийские отложения Забайкалья, как видно из схемы сопоставления их с разновозрастными образованиями некоторых районов тихоокеанского, главным образом западного побережья, охарактеризованы комплексами четырех биостратиграфических зон — *Pinasoceras verchojanicum*, *Otapiria ussuriensis*, *Monotis scutiformis* и *Monotis ochotica*, прослеживающихся на всей территории Востока СССР, и принадлежащих бореальной биохории.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ефимов А. Н. Спорово-пыльцевой комплекс из пермских отложений Хапчеганского района юга Центрального Забайкалья. — Зап. Забайкальск. фил. Всесоюз. географ.
2. Кипарисова Л. Д. К стратиграфии морского триаса в Восточном Забайкалье. — Труды ГГРУ, 1932, вып. 3, с. 23—33.
3. Кипарисова Л. Д. Верхнетриасовые пластинчатожаберные Сибири (Арктической и субарктической области, Уссурийского края и Забайкалья). Вып. 1. Пластинчатожаберные триасовых отложений СССР. Т. XLVII, Монографии по палеонтологии СССР. М.—Л., ОНТИ—НКТИ, 1938.
4. Окунева Т. М. Схема расчленения верхнетриасовых отложений Восточного Забайкалья. — В кн.: Тезисы докладов на Первом Межведомственном совещании по разработке стратиграфических схем Забайкалья, созываемого в г. Чите 11—18 мая 1961 г. Л., 1961, с. 45—47.
5. Окунева Т. М., Кондигеров В. Н. Стратиграфия морских верхнетриасовых отложений Восточного Забайкалья. — В кн.: Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Востока СССР. Л., 1964, с. 63—74.
6. Окунева Т. М., Железнов А. А. Новые данные о возрасте хапчеганской свиты (Центральное Забайкалье). — Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 2, с. 414—417.
7. Окунева Т. М., Хохлов Э. П. Монголо-Охотская геосинклинальная область. — В кн.: Стратиграфия СССР. Триасовая система. М., Недра, 1978, с. 262—273.
8. Окунева Т. М. Морской триас Забайкалья. — Сов. геология, 1983, № 7, с. 47—60.
9. Тихомиров Н. И. Пермские отложения в междуречье Кыра и Онон (Забайкалье). — Докл. АН СССР, 1957, т. 114, № 15, с. 1097—1098.

УДК 551.763.781 (571.645)

М. Я. СЕРОВА, Г. М. БРАТЦЕВА, В. Н. СИНЕЛЬНИКОВА,
Е. Н. МЕЛАНХОЛИНА (ГИН АН СССР)

Маастрихт—палеоцен Малой Курильской гряды

Малые Курильские острова, п-ов Немуро, район о-ва Кусиро и подводный хребет Витязя образуют внешнюю зону Курильской островной дуги. Как и в других двойных дугах, Малокурильская внешняя зона представляет собой поднятие, сложенное наиболее древними толщами и амагматическое во время вулканических извержений в пределах Большой Курильской гряды. Комплекс пород испытывает изменения по простиранию зоны. На каждом из островов разрез достаточно прост (рис. 1, а). До недавнего времени вулканогенно-осадочные отложения Малокурильской внешней зоны рассматривались как кампан-палеогеновые, т. е. более древние, чем на Больших Курилах.

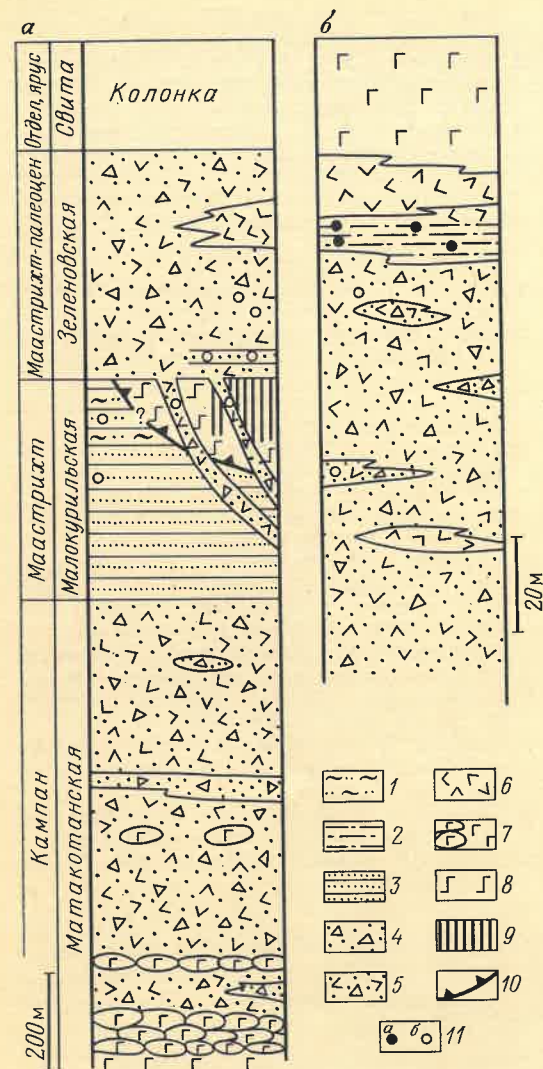
На ряде участков юго-восточной части о-ва Хоккайдо [13] и Малой Курильской гряды они содержат остатки моллюсков кампанского возраста в низах разреза (матакотанская свита и ее аналоги в группе Немуро) и маастрихта в средней части (малокурильская

свита и ее аналоги в группе Немуро). В верхах разреза (верхние толщ группы Немуро) на п-ове Немуро встречены планктонные фораминиферы даний-палеоценового облика [14].

Отложения зеленовской свиты Малых Курил сходны с даний-палеоценовыми толщами районов Кусиро — Немуро [12]. Залегают они в пределах моноклиналы выше малокурильской свиты* и содержат обломки слагающих ее пород. К низам разреза приурочена пачка переслаивания песчаников и алевролитов.

Возраст отложений зеленовской свиты считался ранее предположительно палеогеновым или датским. За последние годы сделаны попытки пересмотреть этот возраст. К. Ф. Сергеевым (1976 г.) и М. И. Стрельцовым (1976 г.)

* Непосредственный контакт не обнажен. На юго-восточном шельфе Малых Курил в разрезе зеленовской свиты присутствуют более высокие слои, прослеженные непрерывным сейсмическим профилированием [4].



Стратиграфические разрезы Малой Курильской гряды

а — сводный разрез мел-палеоценовых отложений о-ва Шикотан; б — разрез отложений зеленовской свиты о-ва Юрий; 1 — кремнисто-глинистые породы; 2 — глинистые алевролиты; 3 — переслаивание алевролитов и песчанников; 4 — гравелиты; 5 — туфобрекчии и туфоконгломераты; 6 — лавобрекчии базальтов; 7 — пиллоу-лавы базальтов; 8 — габброиды; 9 — комплекс параллельных даек базальтов и долеритов; 10 — поверхность надвига; 11 — места взятия палеонтологических образцов: а — содержащих остатки моллюсков, фораминифер, спор и пыльцы, б — содержащих органических остатков

на основании сходства зеленовских туфобрекчии с породами матакотанской свиты высказано предположение об их принадлежности к единому горизонту кампанского возраста. Б. И. Васильевым [4] в отложениях свиты на о-ве Юрий встречены остатки моллюсков, определенных Т. Г. Калишевич как среднемиоценовые. Находки фораминифер в зеленовской свите на о-ве Юрий и спор и пыльцы на о-ве Шикотан также интерпретировались Л. И. Митрофановой [7] и Л. А. Табояковой [8] как среднемиоценовые.

Заключение о молодом возрасте пород неизбежно должно было привести к пересмотру представлений о геологической истории всей островной дуги, поскольку создавалась картина одновременности вулканических проявлений во внутренней и внешней зонах Курильской дуги, связанных с расположением отдельных участков сейсмофокальной зоны на различной глубине. Такое явление в развитии двойных островных дуг на периферии Тихого океана требовало специального объяснения. Представлялось необходимым еще раз проанализировать обоснование возраста вулканов Малых Курил, провести здесь повторные сборы и определения ископаемых остатков. Эти работы были выполнены авторами настоящей статьи.

Ниже приводятся краткая характеристика разреза зеленовской свиты на островах Юрий и Шикотан, результаты изучения ископаемых органических остатков и интерпретация их возрастной принадлежности.

Отложения зеленовской свиты на указанных и других островах представлены преимущественно туфобрекчиями, неслоистыми и несортированными, состоящими из обломков базальтов, иногда андезитов, с туфовым цементом. Присутствуют обломки древесины, кремневых алевролитов и иногда габброидов. На о-ве Шикотан разрез свиты почти не стратифицирован (см. рисунок, а). В его нижней части вблизи мыса Край Света выделяется пачка переслаивания алевролитов и мелкозернистых песчанников мощностью 6 м. В верхах среди туфобрекчии нередко видны крупные глыбы и потоки базальтовых лавобрекчии, а также их силлы, внедрившиеся, по-видимому, в неуплотненные осадки и обламывавшиеся по краям. Мощность свиты можно оценить в 500—700 м. Туфобрекчии, аналогичные породам зеленовской свиты, образуют также ряд кластических даек, секущих как габброиды, так и комплекс параллельных даек в районе мыса Край Света и на южном побережье о-ва Шикотан.

На о-ве Юрий толща туфобрекчии зеленовской свиты близка по характеру и мощности к одноименной свите о-ва Шикотан (см. рисунок, б). В верхней ее части выделяется несколько линзовидных горизонтов (мощностью 5 м и более каждый) валуновых туфоконгломератов и отдельные линзы туфогравелитов, выше которых залегает пачка (до 15 м) глинистых алевролитов с отдельными тонкими прослоями алевролитов, с карбонатными конкрециями и стяжениями ярозита. В кровле пачки встречаются лапилли базальтов.

Выше по неровной границе ложатся базальтовые лавобрекчии, которые сменяются вверх массивными базальтами с глыбовой и радиально-столбчатой отдельностью. Отмеченная глинисто-алевролитовая пачка обнажена вблизи мыса Ломоть. Именно к ней приурочены находки бентосных фораминифер, моллюсков, кораллов, морского ежа, комплекса спор и пыльцы (сборы Б. И. Васильева, Р. М. Корниловой и Е. Н. Меланхолиной).

На о-ве Шикотан опробованы на микрофауно образцы из цемента кластических даек секущих отложениях малокурильской свиты и габброиды (4 образца), из цемента туфобрекчии зеленовской свиты (2 образца), из пачки переслаивания алевролитов и песчанников той же свиты (2 образца), а также из пород под-

стилающей малокурильской свиты (2 образца). Единичные фораминиферы обнаружены только в одном образце алевролита из пачки переслаивания (обр. 418). Они представлены обломками двух видов агглютинирующих фораминифер — *Bathysiphon dubia* White, *Hyperammina elongata* Brady.

На о-ве Юрий фораминиферы встречаются во всех пяти опробованных образцах (590—594), отобранных из пятнадцатиметровой пачки глинистых алевролитов, залегающей среди туфо- и лавобрекчии зеленовской свиты. Комплекс состоит из бентосных фораминифер, агглютинирующих и секретионных, с отчетливым преобладанием силикосигмоин и хаплограгмоидов. Секретионные фораминиферы, как правило, единичны, но хорошей сохранности.

В комплексе определены: *Bathysiphon kushiroensis* Yosh., *B. californicus* Martin, *B. brosgiei* Tappan, *B. varans* Slitter, *Haplophragmoides impensu* Martin, *H. sewellensis* Olson, *H. rugosus* Cushman et Jarv., *H. kirki* Wick., *Recurviroides globosus* Grzyb., *Asanospira excavata* Cushman et Waters, (= *Haplophragmoides akkesiensis tokotanensis* Yosh.), *Silicosigmoilina futabaensis* Asano, *S. californica* Cushman et Church, *S. longa* Serova, *S. postfutabaensis* Serova, *S. futabaensis tokashiensis* Yosh., *Dentalina catenula* (Reuss), *D. megalopolitana* (Reuss), *D. wilcoxensis* Cushman, *D. kushiroensis* Yosh., *Gyroidinoides tokashiensis* (Yosh.), *Alabamina wilcoxensis* Toulmin (= *Eponides asanoi* Yosh.), *Osangularia florealis* (White), *Anomalina tennesseensis* W. Berry, *A. tokashiensis* Yosh., *Anomalinoides childsi* (Martin), *A. regina* (Martin), *Pullenia quinqueloba angusta* Cushman et Todd.

Перечисленные виды характерны для пограничных верхнемаастрихтских, датских и нижнепалеоценовых отложений Северной Европы и различных регионов Тихоокеанской провинции. Отмечается наибольшее сходство этого комплекса с комплексом фораминифер из отложений верхней части группы Немуро на о-ве Хоккайдо. Общими с выделенными в комплексе Немуро являются практически все виды, за исключением нескольких видов силикосигмоин, которые были в последние годы описаны как новые из пограничных мел-палеоценовых отложений Сахалина и Камчатки [10].

Для сравнения можно привести состав фораминиферо-комплекса формации Сиоми группы Немуро района Монсидзу — Комбумори (о-в Хоккайдо), которая сложена в основном песчаниками с подчиненными прослоями аргиллитов (мощность 600 м). Фораминиферный комплекс, по данным С. Иосиды [14], состоит из видов: *Bathysiphon kushiroensis* Yosh., *Silicosigmoilina kushiroensis* Yosh., *Dorothia asanoi* Yosh., *Robulus komburiensis* Yosh., *Dentalina kushiroensis* Yosh., *D. angusticostata* Cushman, *Globulina lacrima subaphaerica* (Berth.), *Anomalina tokashiensis* Yosh. (здесь и ниже подчеркнуты виды, встречающиеся в отложениях зеленовской свиты).

На о-ве Ханасаки из формации Хобоси группа Немуро, где встречаются планктонные фораминиферы датского облика и которую С. Иосида [14] сопоставляет с формацией Сиоми района Монсидзу — Комбумори, опре-

делены: *Bathysiphon kushiroensis* Yosh., *B. cf. eocenicus* Cushman et Hanna, *Silicosigmoilina futabaensis* Asano, *S. futabaensis tokachiensis* Yosh., *S. kushiroensis* Yosh., *Haplophragmoides akkeshiensis* Yosh., *H. kushiroensis* Yosh., *Spiroplectammina gryzbow-skii* Frizzell, *Robulus macrodiscus kiritappuensis* Yosh., *Guttulina cretacea* Yosh., *Dentalina kushiroensis* Yosh., *Bulimina akkeshiensis* Yosh., *Gyroidinoides tokachiensis* (Yosh.), *Eponides asanoi* Yosh. (младший синоним вида *Alabamina wilcoxensis* Toulmin), *E. nombetsuensis* Yosh., *Pullonia cf. cretacea* Cushman, *Cibicides kiritappuensis* Yosh.

Вряд ли есть необходимость приводить состав фораминиферо-комплексов из других районов развития отложений верхней части группы Немуро о-ва Хоккайдо, детально изложенный в работе С. Иосиды [14], а также давать анализ вертикального распространения встречающихся в отложениях зеленовской свиты видов. Как отмечалось выше, эти виды присутствуют в маастрихте и датском ярусе Северной Европы, в верхнемеловых и нижнепалеоценовых отложениях Японии и Калифорнии. Видовой состав агглютинирующих фораминифер близок к таковому синегорских слоев Сахалина [6] и отложений зоны Rzehakina epigona Среднего хребта Камчатки и Корякского нагорья [5], а видовой состав фораминиферо-комплекса позволяет сделать заключение о позднемиоценовом — раннепалеоценовом возрасте зеленовской свиты о-ва Юрий.

Рассматриваемые отложения не могут быть моложе нижнего палеоцена, поскольку на о-ве Хоккайдо разновозрастные толщи верхней части группы Немуро перекрываются палеоценовой формацией Чиппомона с зональным видом *Globorotalia pseudomenardii* верхнего палеоцена. На Камчатке и в Корякском нагорье отложения зоны Rzehakina epigona, переходные между мелом и палеоценом, также перекрываются верхнепалеоценовыми породами с планктонными фораминиферами зоны *Globigerina* папа — *Acarinina primitiva* [11]. Вряд ли правильно пытаться определить возрастную диапозон зеленовского комплекса фораминифер более узко, чем маастрихт — нижний палеоцен, при отсутствии в нем планктонных фораминифер.

Изложенные данные не позволяют согласиться с выводами о среднемиоценовом возрасте аргиллитовой пачки пород зеленовской свиты. Эти выводы сделаны Л. И. Митрофановой [7] на основании определений трех видов агглютинирующих фораминифер — *Bathysiphon edurus* Volosh., *Cyclammina pilvoensis* Volosh. и *Spirosigmoilina compressa* Matsunaga. Остальные виды комплекса определены с открытой номенклатурой (*Hyppocrepinella cf. variabilis* Volosh., *Haplophragmoides* sp. indet., *Martinotiella* sp. indet., *Sigmonosiphon* sp., *Robulus cf. lucidus* (Cushman), *Globigerina* sp.). Проводить широкие корреляции и устанавливать возраст по малому количеству видов всегда рискованно, особенно когда имеешь дело с агглютинирующими фораминиферами, раковины которых при захоронении деформи-

руются и поэтому трудно диагностируются.

В нашем материале мы не обнаружили представителей вида *Cyclammina pilvoensis* Volosh. и вид *Sigmoilinella compressa* Matsunaga, указывающих, по мнению Л. И. Митрофановой, на среднемиоценовый возраст пород. Не исключено, что вид *Asanospira exavata* Cushman et Waters определен Л. И. Митрофановой как *Cyclammina pilvoensis* Volosh., а к виду *Spirosigmoilinella compressa* Volosh. отнесены сдавленные с боков деформированные особи силикосигмоилин.

В той же аргиллитовой пачке найдены моллюски, определенные Т. Г. Калишевич [6] как *Yoldia* (*Cnesterium*) ex gr. *scissurata* Dall (?), *Palliolium* (*Delectopecten*) *watanabei* (Yok.), *P.* (*Delectopecten*) cf. *kriljonensis* L. Krisht., *Placopecten* (*Placopecten*) cf. *proto-mollites* (Nomura), *Astarte* (*Tridonta*) *borealis* (Schum.), *Macoma nipponica* (Tok.). На основании этих находок Т. Г. Калишевич пришла к заключению о среднемиоценовом возрасте данной пачки. Однако Г. Н. Шереметьева (1977 г.), анализируя приведенный комплекс, справедливо отмечает, что широкий возрастной диапазон большинства вышеперечисленных форм и отсутствие ведущих видов не дают основания для уверенной датировки пород средним миоценом. Почти весь комплекс фауны определен Т. Г. Калишевич с открытой номенклатурой, что не позволяет датировать его достаточно уверенно. Весьма сомнительно также присутствие в перечисленном комплексе ископаемого моллюска современного вида — *Macoma nipponica* Tokun., определение которого возможно только при очень хорошей сохранности материала.

В нашей коллекции, собранной на том же обнажении, комплекс морских моллюсков представлен многочисленными мелкими тонкостворчатыми раковинами, среди которых имеются створки *Variamussium* sp., *Yoldia* sp., а также ряд раковин, установление родовой принадлежности которых ввиду незначительных размеров и плохой сохранности затруднительно. Размеры створок *Variamussium* sp. не превышают 4–5 мм. Встреченные вариамуссы имеют по 5–7 внутренних радиальных ребер на левой стороне и апикальный угол 110–109°. Они наиболее близки по апикальному углу и очертаниям к *Variamussium neswiti* Gronina, описанному из ильпинской серии Восточной Камчатки [9], и к *Variamussium cowperi* Waring [15] из верхнемеловой формации Чико Калифорнии, у которого количество внутренних ребер колеблется от 4 до 8 при близком апикальном угле.

Мелкораковинность встреченного комплекса и присутствие створок с очень малым числом радиальных ребер не позволяют идентифицировать встреченные формы с известными видами. Однако именно эти признаки дают возможность считать встреченный комплекс раннепалеогеновым (не моложе раннего эоцена) или даже позднемеловым.

Образцы пород из разных местонахождений зеленовской свиты были опробованы палинологически. Образцы с о-ва Шикотан оказались практически пустыми. В трех образцах аргиллитов о-ва Юрий, в которых содержатся фо-

раминиферы, обнаружены также пыльца и споры. Особенно насыщен ими обр. 594.

В выделенном палинокомплексе преобладают пыльца покрытосеменных растений, голосеменных 40–20% и спор 20–15%. Среди представителей голосеменных растений доминирует пыльца сем. Pinaceae, ближе не определяемая из-за плохой сохранности. Сравнительно много пыльцы сем. Taxodiaceae. Присутствует пыльца родов *Cedrus*, *Podocarpidites* и *Dacrydiumites*. Среди споровых растений много представителей сем. Polypodiaceae и рода *Sphagnum*, встречены споры *Osmundacidites* sp., *Lycopodiumsporites* sp., *Cicatricosisporites* sp., *Leptolepidites* sp. Отмечен очень характерный вид *Sphagnum regium* Drozh., описанный Н. Б. Дрожжачихи и С. Н. Пуртовой (1961 г.) из палеоценовых отложений Западно-Сибирской низменности.

В группе покрытосеменных растений господствует пыльца трехпертурного строения, принадлежащая родам *Triporopollenites* Pfl. и *Triatriopollenites* Pfl. Много видов пыльцы *Triporopollenites plicoides* Zakl. и *T. confusus* Zakl., характерных для даний-палеоценовых и палеоценовых отложений Дальнего Востока.

Изученный палинокомплекс включает много пыльцы сем. Ulmaceae (*Ulmoidipites planeraeformis* Anderson, *U. tricostatus* Anderson, *Ulmoidipites* sp.), а также пыльцы родов *Betula*, *Alnus*, *Myrica*. Встречена пыльца родов *Pterocaria*, *Juglans*, *Plagiantus*. Присутствует также пыльца формальных таксонов, широко распространенных в верхнемеловых отложениях Сибири, Дальнего Востока и Северной Америки — *Aquilapollenites* sp., *Orbiculapollis globosus* Chlon., *O. lucidis* Chlon., *Orbiculapollis* sp., *Parvoipropsectus* sp., *Cranoeilus* sp., *Triatriopollenites radiatostriatus* (N. Metch.) Bratz.

Преобладание трехпертурных форм и небольшое количество формальных таксонов широко распространенных в верхнемеловых отложениях, характерны для дания — палеоцена Зейско-Буреинской депрессии [3], Нижнего Приамурья [1], Приморья [2] и Сахалина [6]. На основании состава видов и родов пыльцы возраст аргиллитовой пачки зеленовской свиты определяется как даний-палеоценовый.

Анализ вертикального распространения комплексов фораминифер, моллюсков, спор и пыльцы зеленовской свиты о-ва Юрий не только не подтверждает представлений о среднемиоценовом возрасте слагающих ее пород, но и указывает на то, что их формирование происходило в маастрихт-палеоценовое время. Находки ископаемых организмов приурочены к верхней части этой свиты. Следовательно, возраст всей свиты не моложе палеоцена. Накопление осадков той же части на о-ве Юрий, где встречены фораминиферы, пыльца и моллюски, очевидно, происходило в теплоумеренном климате на глубинах, не превышающих первых сотни метров.

Выводы о маастрихт-палеоценовом возрасте зеленовской свиты, определенном на материале о-ва Юрий, могут быть распространены и на другие острова Малой Курильской гряды, т. е. на всей территории Малокурильской внешней зоны верхи вулканогенного разреза (зелено-

ская свита и верхняя часть группы Немуро) относятся к маастрихту — раннему палеогену. Из этого следует, что вулканическая деятельность здесь в постпалеоценовое время не проявлялась, т. е. она не была синхронной с вулканизмом Большой Курильской гряды. Внешняя зона Курил представляла собой в данную эпоху амагматичное поднятие, располагавшееся перед фронтом вулканической островной дуги.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ахметьев М. А., Братцева Г. М., Вахрамеев В. А. О положении границы мела и палеогена в нижнем течении Амура. — В кн.: Очерки геологии и палеонтологии Дальнего Востока. Владивосток, 1976, с. 46–50.
2. Болотникова М. Д. Споры-пыльцевые комплексы третичных отложений западного побережья Японского моря. М., Наука, 1979.
3. Братцева Г. М. Палинологические исследования верхнего мела и палеогена Дальнего Востока. М., Наука, 1969. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 207).
4. Васильев Б. И. О геологическом строении тихоокеанского шельфа Малой Курильской гряды. — Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 6, с. 43–50.
5. Зона Pzehakina epigona в разрезе вулканических толщ Восточного хребта Камчатки/М. Я. Серова, В. М. Гундобин, В. К. Дмитриева, Т. В. Свербилова. — Докл. АН СССР, 1970, т. 190, № 3, с. 33–47.
6. Калишевич Т. Г., Заклинская Е. Д., Серова М. Я. Развитие органического мира Тихоокеанского пояса на рубеже мезозоя и кайнозоя. Фораминиферы, малакофауна и палинофлора Северо-западного сектора. М., Наука, 1981.
7. Корнилова Р. М., Митрофанова Л. И. О возрасте отложений острова Юрий (Малая Курильская гряда). — В кн.: Геология и магматизм западного обрамления Тихого океана. Владивосток, 1979, с. 104–106.
8. Корнилова Р. М., Табокова Л. А. О составе и возрасте зеленовской свиты острова Шикотан (Малая Курильская гряда). — В кн.: Геология и магматизм западного обрамления Тихого океана. Владивосток, 1979, с. 101–103.
9. Пронина И. Г. Моллюски среднемиоценовых отложений Кроноцкого района восточного побережья Камчатки. — Тр. ВНИГРИ, 1969, вып. 268, с. 244–261.
10. Расчленение, корреляция и возраст верхнемеловых и палеогеновых отложений бассейна р. Пылгавая (Корякское нагорье)/М. Я. Серова, Л. А. Даниленко, А. А. Колыда, Н. А. Петрина. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 10, с. 73–83.
11. Серова М. Я. Зональное расчленение и корреляция палеогеновых отложений северо-западной части Тихоокеанской провинции. — В кн.: Биостратиграфия, фауна и флора кайнозоя северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М., Наука, 1969, с. 101–113.
12. Geological map of Japan. Sc. 1:50 000. Hokkaido, Sapporo, 1959–1968.
13. Matsui K. Sedimentological study of the Paleogen basin of Kushir in Hokkaido. Japan. — J. Sac. Sci. Hokkaido Univ., 1962, ser. 4, v. 11, N 3.
14. Yoshida S. Upper Cretaceous foraminifera from Nemura group, Eastern Hokkaido. Japan. — J. Hokkaido Gakugei Univ., 1963, v. 13, N 2, p. 211–220.
15. Waring C. A. Stratigraphic and Faunal Relations of the Martinez to the Chico and Tejon of Southern California. — Proc. Calif. Acad. Sci., 1917, ser. 4, v. 7, N 4, p. 41–124.



РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

УДК 551.243.4 : 551.242.3 (574)

А. В. АВДЕЕВ (ПГО «Южказгеология»)

Офиолитовые зоны и история геологического развития территории Казахстана с мобилистских позиций

Геология Казахстанской части Урало-Монгольского пояса с мобилистских позиций рассматривается в ряде работ [1, 12, 15, 16]. Такие исследования, как правило, базируются на обобщенном материале по геологическим формациям и практически не затрагивают местных схем стратиграфии и магматизма. Вместе с тем наблюдения за частными структурными сечениями,

литологией и петрографией стратифицированных, интрузивных и метаморфических образований и новые находки органических остатков во многих случаях несут принципиально новую геологическую информацию. Эта дополнительная информация свидетельствует о большой сложности строения офиолитовых сутур и их окружения, массовом развитии поддвиговых и по-

кровных меланжей, шарьяжей и оли-
стром, нередко сильно замаскиро-
ванных последующей изоклинальной
складчатостью и метаморфизмом. Па-
леотектонический анализ показывает,
что структурно-фациальные зоны
прошлого характеризовались доволь-
но устойчивыми разрезами, но позже
были интенсивно тектонизированы и
сближены в пространстве. Сильная на-
рушенность стратиграфических после-
довательностей в некоторых зонах ока-
зывается столь значительной, что по-
буждает исследователей выделять в
единые стратиграфические свиты пест-
рые по литолого-фациальным призна-
кам толщи [6, 11, 18].

Переход геологической службы
СССР к изданию Государственной геоло-
гической карты масштаба 1:50 000
ставит вопрос выбора фиксистой или
мобилистской теоретической плат-
формы при анализе и графическом
изображении материала на картах и
разрезах. Это и побудило автора про-
вести исследование главнейших струк-
турных зон Казахстана по отдельным
фрагментам с составлением деталь-
ных геологических карт и разрезов,
а также атласов зарисовок и фотогра-
фий ключевых обнажений, шлифов ти-
повых породных ассоциаций, микро-
фаунистических комплексов, надвига-
вых тектонитов и поддвиговых мета-
морфитов, как это сделано по Сакмар-
ской зоне [2].

Во всех позднекембрийско-палео-
зойских офиолитовых зонах Казахста-
на (рис. 1) присутствует относительно
однообразный набор пород. Это по-
душечные лавы основного состава и
сопровождающие их офиолитовые плу-
тонические массивы с пестрыми по
степени кристалличности верхними
зонами габбро-диабазов и нижними
габбро-перидотитовых (с хромитита-
ми) кумулатов. Многие массивы прак-
тически лишены зоны кумулятивных
габброидов и принадлежат типу полу-
закристаллизованных диабаз-габбро-
вых крыш ультрамафитовых диапи-
ров, иногда связанных с параллельны-
ми дайками.

Выше пиллоу-лав залегают обычно
черные фтаниты, красные яшмы или
карбонатно-яшмовые микститы. В не-
которых зонах эти кремнистые осадки
вместе с подстилающими лавами объ-

единяют в единые свиты, что пред-
ставляется нецелесообразным. Как
правило, мощности осадков завыва-
ются на порядок [6, 10, 11] из-за не-
учета очень сложной складчатости
кремней. Сходство пиллоу-лав Казах-
стана по магнезиальности и железис-
тости с траппами [4] не исключает су-
щественного их отличия от платфор-
менных базальтов по другим важным
петрохимическим параметрам, в част-
ности, натриевости.

По-существу глубоководные кремни,
базальты и плутонические офиолиты
составляют три главных слоя океани-
ческих кор дрифтовых зон прошлого.
Несмотря на сорванность контактов
всех этих слоев и их значительную
пространственную разобщенность, осо-
бенно в Ерементовской, Чингизской и
Жалаир-Илийской зонах, они несом-
ненно принадлежат единым офиолито-
вым триадам Штейнмана.

Не менее представительны в офио-
литовых зонах бирюзовые кремнисто-
аргиллит-туфитовые толщи дацито-
вого или плагиолипаритового состава,
заслуживающие выделения в само-
стоятельную формацию зеленых туф-
фитов кислого состава. Иногда они
обнаруживают связь с рвущими офио-
литы дайками дацитов и плагиолипа-
ритов.

В некоторых офиолитовых зонах
обычны толщи бурых, зелено-бурых
и красных яшмовидных кремнисто-туф-
фитовых или туффито-кремнистых ри-
тмитов, иногда прослоенных граувакка-
ми, а также пестрых по окраске и со-
ставу преимущественно андезитовых
ритмо-туфов с прослоями туффитов и
известняков. Эти толщи связаны с тя-
готееющими к краям офиолитовых зон
формациями ранних островодужных
вулканитов базальт-андезит-липарито-
вого состава. Коматитами этих вул-
канитов являются брекчиевые диа-
пиры габбро-диорит-плагиогранит-гра-
носенитовых комплексов, обычно пе-
рекритые тектоническими покровами.
Нередко эти ранние островодужные
вулканиты и плутониты нацело размы-
ты и тектонизированы.

И, наконец, для офиолитовых поясов
и окружающих их ранних островных
дуг весьма типичны полимиктовые и
граувакковые олистоостромово-флише-
вые комплексы. К ранним олистоостро-

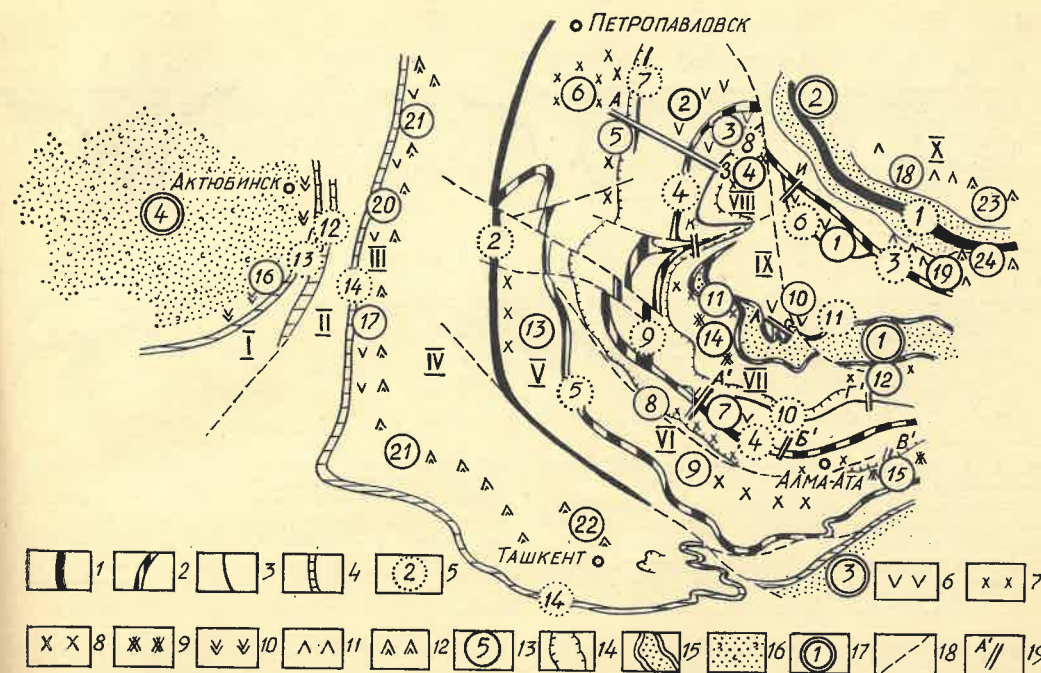


Рис. 1. Схема размещения офиолитовых сутур и связанных с ними поясов магматизма позднего докембрия — палеозоя Казахстана и сопредельных территорий

1—5 — сутуры с авто- или аллохтонными офиолитовыми ассоциациями: 1 — позднего рифея-венда-кембрия (до раннего ордовика), 2 — венда-кембрия (до раннего ордовика), 3 — кембрия-ордовика, 4 — ордовика-силура-девона, 5 — наименования сутур: Чарская (1), Ишим-Каратауская (2), Чингизская (3), Ерементов-Жалаир-Илийская (4), Ишим-Нарынская (5), Акчатауская (6), Ишкеевская (7), Майкаинская (8), Атасу-Тектурмаская (9), Сарытумско-Телекская (10), Агадырь-Учаральская (11), Тагил-Мугоджарская (12), Кемпирсайская или Сакмарская (13), Жетыгаринско-Ферганско-Атбашинская (14); 6—13 — вулканоплутонические пояса, связанные с палеозонами субдукции: 6 — ордовика, 7 — позднего ордовика, 8 — позднего ордовика (ареалы плутонизма), 9 — силура, 10 — силура-девона, 11 — девона, 12 — карбона (до перми), 13 — наименования поясов: Абралинский (1), Селетинский (2), Возжаковский (3), Ороиский (4), Степнянский (5), Кокчетавский (6), Болгожинский (7), Чу-Кендыктас-Зайский (8), Агаладасский (9), Жаманшурский (10), Акжальский (11), Мынчукурский (12), Улутауский (13),

Кзылеспинский (14), Басультауский (15), Косистекско-Чанчарский (16), Восточно-Уральский (17), Рудноалтайский (18), Жарминский (19), Иртышский (20), Валерьяновский (21), Чаткало-Кураминский (22), Прииртышский, плутонический (23), Саурский (24); 14 — границы распространения тектонических покровов из главных и дочерних офиолитовых зон Ерементов-Илийской системы; 15 — структуры с деформированным океаническим ложем, мощным флишевым чехлом, центральными или краевыми офиолитовыми швами; 16 — вновь образованные структуры с океаническим ложем ч мощным квазиplatformным чехлом; 17 — наименования структур с океаническим ложем: Жамансарысу-Лепсинская (1), Иртыш-Зайсанская (2), Кокшаальская (3), Прикаспийская впадина (4); 18 — некоторые молодые разломы; 19 — профили вкост некоторых офиолитовых зон (см. рис. 2, 3); I—X — крупные микроконтинентальные и деструктурированные блоки с докембрийской континентальной корой: I — Уралтауский, II — Мугоджарско-Североуртский, III — Зауральский, IV — Тобольско-Сырдарьинский, V — Улутау-Сарыжазский, VI — Кокчетав-Северотяньшанский, VII — Атасу-Джунгарский, VIII — Баянаульский, IX — Балхашский, X — Алтайский

мам относятся несортированные под-
покровные или надпокровные брекчии,
обычно затронутые сильным катакла-
зом. Поздние олистоостромовые лучше сор-
тированы, имеют признаки перемыва
флиша и ранних олистоостромов и теснее
связаны с поздними островными ду-
гами.

Среди раннегеосинклинальных суще-
ственно кремнистых пород офиолито-
вых зон выделяется несколько литоло-
го-фаунистических типов с остатками
микрофауны — спикулами губок, хио-
литами, радиоляриями, апатитовыми
конодонтами, хитиновым, челюстным
аппаратом полихет, раковинами без-

замковых брахиопод и трилобитов.
Кембрийские кремни обычно насыще-
ны спикулами губок и хиолитами. Ко-
нодонты характерны для ордовикских
отложений, причем в 1981—1982 гг.
нами установлено, что конодонтовые
аппараты принадлежали особым чер-
веобразным животным, специализиро-
вавшимся на питании радиоляриями.
К сожалению, критерий расчленения
кремней и туффитов на докембрийские
и палеозойские по появлению микро-
органики оказался неточным. Крем-
нистые водорослево-губковые биоге-
ры установлены в вендской чичканской
свите, где их долгое время считали ок-

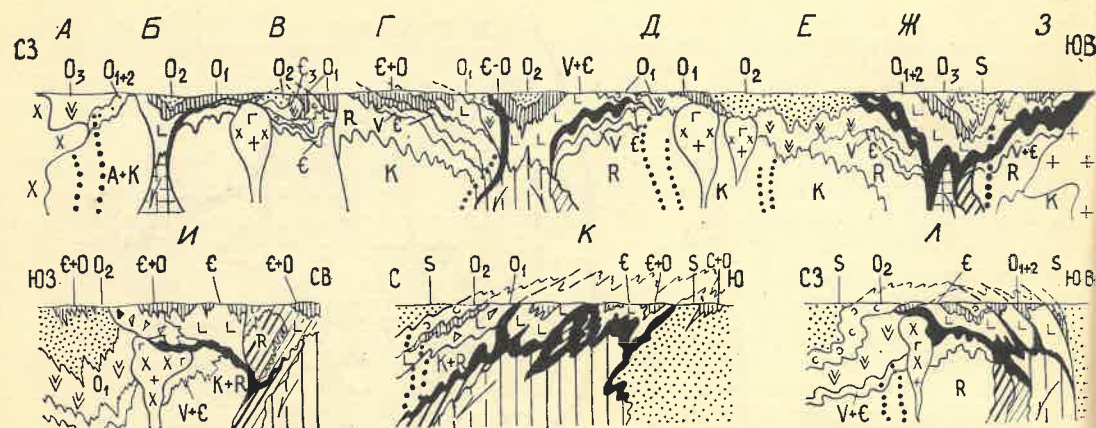


Рис. 2. Схематические структурные сечения вкост офиолитовых зон Центрального Казахстана

А—З — из района с. Алексеевка в район Баянаула (~320 км) вкост структур: Степнянского синклинария (А), Ишкельмесского антиклинария (Б), Селетинского синклинария (В), Ерементовского (Г) и Бозшакольского (Д) антиклинариев, Шакшанского

синклинария (Е), Майкаинского (Ж) и Баянаульского (З) антиклинариев; И — через Эдрейский фрагмент Чингизского мегантиклинария (~30 км); К — через Карамурунский фрагмент Тектурмасского антиклинария (~10 км); Л — через Итмурудинский фрагмент Северобалхашского антиклинария (~20 км). Условн. обозн. см. к рис. 3

ремненными строматолитами, а «протоспонгии», «проторадиолярии», «протофораминиферы» и «протогидрозоны» обнаружены в туффилах курганской свиты венда Малого Каратау.

Результаты наших исследований согласуются с выводами Т. Н. Херасковой о существовании латерального ряда кембро-ордовикских формаций от миогеосинклинальной кремнисто-карбонатной через фтанитовые континентальных склонов до преимущественно яшмовых и карбонатно-яшмовых формаций эвгеосинклинальных и туффито-яшмовых приостроводужных зон [18]. По нашим данным, этот ряд является вертикальным и не очень строгим. Тонкая ритмичность и исключительная выдержанность осадков с существенной ролью кремнистого материала в каждой офиолитовой зоне не подтверждают идею о существовании грубых смешанных яшмо-граувакковых и яшмо-диабазовых свит; наиболее яркими представителями последних считаются бурубайтальская и майкульская свиты Сарытумской зоны, с которыми параллелизуются комплексы других зон [11]. В природе существовали зоны фациальных замещений кремнистых осадков терригенными, карбонатными и фосфоритовыми, однако они обычно тектонизированы, и примеры истинного переслаивания редки.

Во всех офиолитовых зонах Казахстана ни одна дофлишевая стратигра-

фическая единица строго [14] не может называться свитой, так как и верхние, и нижние границы толщ тектонически сорваны. Если в ряде пунктов имеется нормальное залегание кремней на пиллоу-лавах, то над этими пунктами нет полных разрезов, а где имеются полные разрезы, там нет нормальных границ. Тем не менее литолого-фаунистические комплексы выдержаны по простиранию зон даже в покровах на смежных зонах и легко опознаются макро- и микроскопически, хотя надежные расчеты их мощности и строгая привязка фаунистических находок к определенной части разреза затруднены в связи с интенсивной деформированностью и скученностью сходных по литологии, но порой резко различных по возрасту толщ. Например, в Текелийском районе тесно соседствуют черные ритмичные рифея, фтаниты венда, кембрия и лланвириа. Это не позволяет широко экстраполировать ордовикский возраст на кремнистые отложения всех офиолитовых зон Казахстана [10, 11].

При учете структурной сложности разновозрастных офиолитовых зон Казахстана (рис. 2 и 3) выявляется, что к ним приложима модель Сакмарской зоны [2] — первоначальный рифтогенез континентализованной коры, спрединг с раздвигом микроконтинентальных блоков, образование базитовых кор с их последующим затоплением в

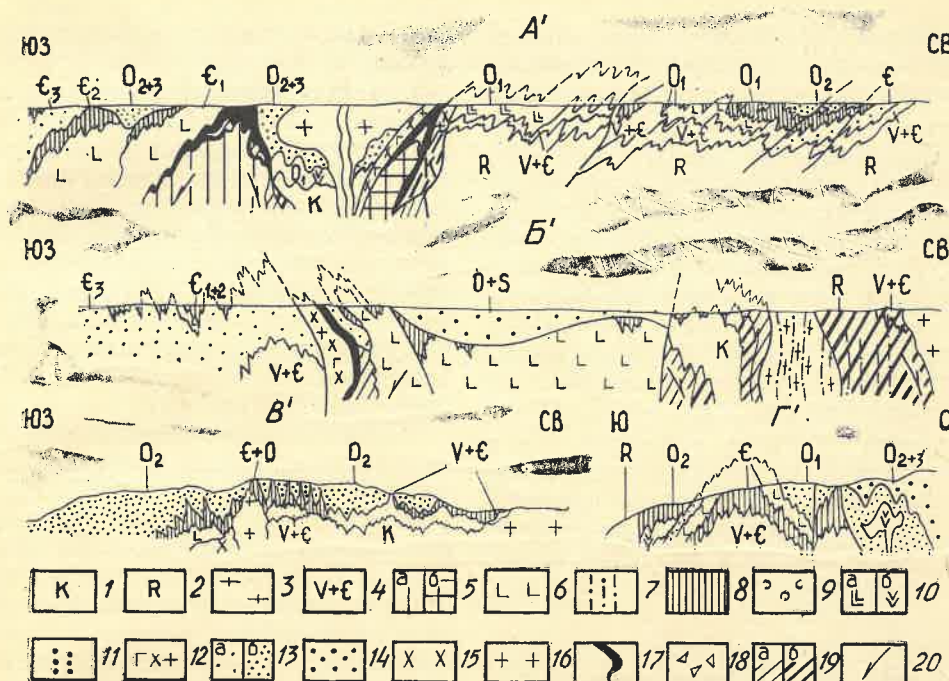


Рис. 3. Схематические структурные сечения вкост офиолитовых зон Южного Казахстана

А' — Жалаир-Наймская и Сарытумская зоны от горы Джамбул на юго-западе до ст. Чиганак на северо-востоке (~75 км); Б' — Жалаир-Наймская зона от ст. Анархай на юго-западе до пос. Агадыр на северо-востоке (~50 км); В' — южный борт Илийской зоны, горы Богуты (~20 км); Г' — северный борт Сарытумско-Текелийской зоны у г. Текели (~1 км). 1 — гнейсы и мигматиты архея — карелия; 2 — рифейская триада (снизу вверх): сланцы + ортокварциты — порфириды + порфиритоиды — незрелые песчаники; 3 — рифейские граниты; 4 — венд-кембрийские терригенно-карбонатные (с тиллитами) чехлы докембрийских микроконтинентов; 5 — базиты-ультрамафиты низов океанической коры главных (а) и дочерних (б) офиолитовых зон; 6 — пиллоу-лавы базальтов второго слоя океанической коры; 7 — дайки диабазов спредингового происхожде-

ния в микроконтинентальных блоках; 8 — толщи фтанитов и яшм третьего слоя океанической коры; 9 — толщи бирюзовых туффитов кислого состава; 10 — толщи преимущественно базальтовых (а) и андезитовых (б) вулканитов островодужного происхождения; 11 — надбеньфовские подводящие каналы вулканитов; 12 — габбро-диорит-гранитовые интрузивы, связанные с ранними зонами Беньюфа; 13 — терригенные толщи раннего (а) и позднего (б) флиша; 14 — молассовые толщи; 15 — гранодиорит-гранитовые комплексы, связанные со зрелыми зонами Беньюфа; 16 — орогенные плутоны лейкократовых гранитов; 17 — покровные и подводящие апогабброультрамафитовые, преимущественно серпентинитовые меланжи; 18 — тектонические брекчии и олигостромы; 19 — метаморфиты подводящего происхождения (глаукофановые сланцы, гидроэклотиты и гидрогранулиты) по породам океанической (а) и континентальной (б) коры; 20 — направления субдукции

условиях двусторонней субдукции, шарьирование осадков на микроконтиненты и возникновение дочерних офиолитовых зон, соседствующих с островными дугами.

Детальное полевое и микроскопическое исследование подводящих метаморфитов (гидрогранулитов и гидроэклотитов) позволяет выявить тонкие стороны процессов метаморфизма и уплотнения базитов с образованием высокоплотных минералов и параллельной миграцией воды, щелочей и других летучих компонентов, вызыв

вулканитов [1]. В свете этих данных геологическую историю Казахстана можно представить в следующем виде.

Архейская история региона во многом проблематична, однако в это время на его территории уже существовала протоконтинентальная кора с небольшими ядрами консолидации гранулитов чарнокитового и эндербитового состава. Тем не менее вся область отличалась от крупных стабильных платформ большой мобильностью, обусловленной высоким стоянием астеносферы.

Типовые карельско-рифейские зоны Казахстана дают пример единого однонаправленного протогеосинклинального цикла, приведшего к образованию нескольких орогенов из центральных ядер метаморфид, обрамленных вулканоплутоническими и молассовыми поясами (Уральско-Североуртский, Кокчетав-Северотяньшаньский, Атасу-Джунгарский и др.). Карельско-рифейская история охарактеризована нами ранее [7, 12], специфической особенностью карельских дрейфовых зон является лишь большая железистость кремнистых осадков. На позднеорогеном этапе развития протогеосинклинали после, а местами (в Каратау) и одновременно с образованием протяженных дугообразных верхнерифейских вулканоплутонических поясов (Улутау-Каратау-Нарынского, Западно- и Восточно-Уральского) с контрастным магматизмом начался переход к деструкции с обособлением срединных массивов и геосинклиналей.

Намечаются следующие главные стадии геологической истории Центрального Казахстана.

1. Вендская «тисская» рифтовая стадия с контрастным подводным вулканизмом, наиболее характерным для крупных зон — Еременту-Чуилийской, отдельных сегментов Ишим-Каратауской. Типовыми породами являются базальтовые вулканиты, темные кремни и биризовые туффовые ритмиты кислого состава с реликтами протобентоса и протопланктона.

2. Ранне-среднекембрийская «еременту-Чуилийская» дрейфовая стадия с толентовым подводным вулканизмом в зонах спрединга, накоплением красных существенно спонголитовых яшм, а в

застойных условиях — фосфатоносных фтаниитов.

3. Позднекембрийско-тремадок-аренигская «болгожинско-бозшакольская» стадия развития ранних островных дуг и задуговых офиолитовых бассейнов — Сарытумского, Ишкеольмеского и Майкаин-Кызылтасского в связи с прекращением спрединга и началом двухсторонней субдукции в наиболее крупных эвгеосинклинальных зонах Восточного Казахстана и Южного Тянь-Шаня (Еременту-Жалаир-Илийской, Зайсанской).

В Центральном Казахстане ее начало можно выделить в телескольскую кератофировую стадию сдвиговых перемещений при переходе от режима растяжения к сжатию. Она проявилась в Бозшакольской, Селетинской, Тектурмасской и Итмурундинской зонах накоплением толщ, сходных с вендскими, но несущих конодонты биризовых туффов кислого состава. Актуалистический аналог зон подобного вулканизма — это пояс миоценовых риодацитовых туфов южных Береговых хребтов, связанный с трансформой Сан-Луис-Обиспо и возникший в сложных условиях сдвига и вращения микроплит Южной Калифорнии [19]. Затем начались интенсивное шарьирование и субдукция с образованием покровных нагромождений, а на их фундаменте — ранних островных дуг, а также задуговых морей со стандартным офиолитовым разрезом, дополненным туффитами. Такова же модель развития Аппалач в верхнем кембрии — нижнем ордовике [8]. В самих островных дугах накапливаются вулканиты базальт-дацитовых или базальт-андезит-плагиолипаритовых дифференцированных серий и внедряются малые перидотит-габбро-плагиогранит-гранодиорит-гранит-граносиенитовые брекчиевые интрузивы в оболочках метасоматически переработанного и претерпевшего частичное плавление амфиболит-гнейсового субстрата (кульбайский комплекс и др.). Для Уральской части Казахстана эта стадия является началом деструкции континентальной коры.

4. Средне-позднеордовикская «степнякская» зрелая островодужная стадия с интенсивным дифференцированным андезит-дацит-липаритовым вул-

канизмом, сопровождавшимся размытием вулканитов, накоплением олисто-стромово-флишевых толщ и внедрением крупнейших батолитов гранодиоритового состава. Образование вулканоплутонических ассоциаций ордовика связано с двумя крупными зонами Беньофа. Одна из них — Баянаульско-Абралинская — погружалась на юго-восток и юго-запад под Баянаульский и Абралинский микроконтиненты как части более крупных массивов. Над ее фронтальной частью в силуре функционировал Джунгаро-Балхашский бассейн с флишоидным осадконакоплением. Вторая зона возникла по всей западной периферии былой Еременту-Жалаир-Илийской раздвиговой зоны. С нею связаны вулканоплутонические ассоциации и флиш Степнякского и Агалатас-Кеминского синклинориев. Идеальной моделью этих структур служит типичное окраинное море [13]. Эта зона обусловила плавление коры Казахстанско-Тяньшаньского массива с образованием цепи гигантских батолитов — Зерендинского, Курдайского и Заилийского — и мобилизацией докембрийских калиевых гранитоидов.

Из-за слабой обнаженности Ишим-Каратауской дуги история ее смыкания остается неясной, хотя возможны в связи с ней зоны Беньофа с андезитовым вулканизмом и гранодиоритовым плутонизмом. Закрытие главных офиолитовых зон Казахстана в ордовике явилось, по-видимому, главной причиной раскрытия в силуре — девоне системы меридиональных рифтов Урала — Тагило-Мугоджарского, Кемпирсайского или Сакмарского (на западе) и Жетыгаринского (на востоке), с формированием в дрейфовых условиях типичных офиолитовых ассоциаций. Кроме главных зон Беньофа существовала серия пологих малоглубинных ветвей, погружавшихся под Атасу-Джунгарский массив. С ними связаны крупные габбро-гранодиорит-плагиогранитовые батолиты (Акжал-Аксораинский, Мынчукурский) и силурийские бассейны с вулканогенно-осадочным седиментогенезом.

5. Силурийская средиземноморская «джунгаро-балхашская» стадия развития остаточного флишевого бассейна с отмирающими периферическими вул-

кано-плутоническими поясами в Предчигизье, на Сарысу-Тенизе и в Кызылэспинском районе. Мощные зеленоцветные терригенные толщи накапливались в это время в Туркестанском и Зайсанском бассейнах. Активный спрединг с переходом в субдукцию протекал только в меридиональных зонах Урала.

6. Девонская стадия формирования краевого вулканического пояса, мигрировавшего во времени от нижнего девона до франского века от периферии вглубь остаточного Джунгаро-Балхашского бассейна. Мощные девонские вулканогенные толщи сложены продуктами двух вулканических ритмов: нижнего — непрерывно-дифференцированного от андезитов через дациты к липаритам и верхнего — контрастного из базальтов и липаритов со щелочным уклоном. Вулканиты прорываются крупными куполами и лополитами гранитов. Формирование вулканоплутонических ассоциаций девона связано с мантийно-коровым плавлением, которое стимулировалось функционированием кольцевой цепи из зон Беньофа. Последняя обрамляла почти со всех сторон Джунгаро-Балхашский бассейн (рис. 4), в котором шло накопление туффовых и карбонатных осадков. Зоны Беньофа обладали периклинальным падением под массивы каледонской консолидации. С вулканоплутоническим поясом ассоциируют как бы мини-аналоги современных желобов — Нуринский, Акжал-Аксораинский и Саркандско-Салкинбельский прогибы с накоплением мощных морских терригенных толщ. В качестве краевых бассейнов могут рассматриваться межгорные впадины и грабены внешней периферии пояса с пестроцветными терригенными породами, базальтами типа траппов Колумбийского плато, а также верхнедевонско-нижнекаменноугольными осадками красноморского типа, обогащенными гидроокислами железа, марганца, сульфидами полиметаллов.

На западном и восточном флангах Уральской системы в позднем силуре — раннем девоне происходили мощные надвиговые (поддвигово-реверсивные) движения, сопровождавшиеся образованием островных дуг с вулканитами известково-щелочной и шо-

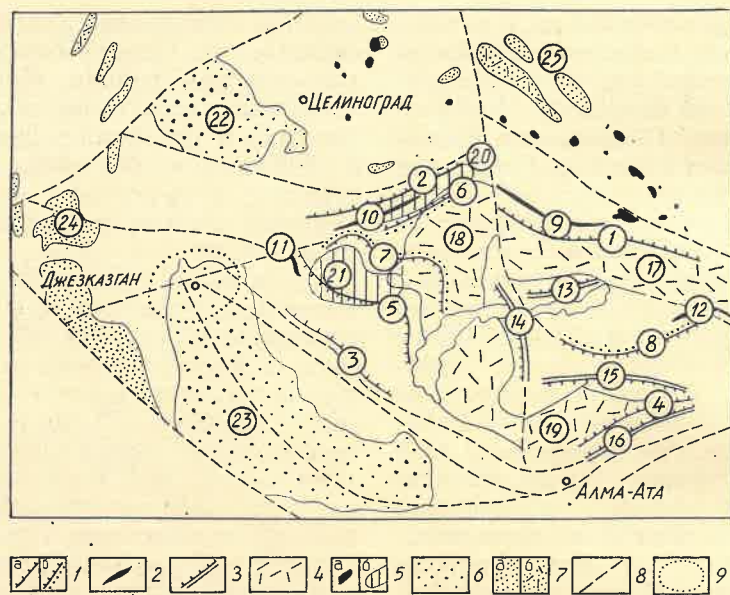


Рис. 4. Схема размещения орогенных и квази платформенных структур восточной половины Казахстана

1 — следы выхода девонских зон Вадати—Заварицкого—Беньофа; а — на современном срезе: Предчингизской (1), Нурийской или Тектурмасской (2), Коктауской (3), Бижинской (4), Атасуйской (5), б — то же, для девонских зон, активных и в пермо-карбоне: Успенской (6), Акжал-Аксоранской или Жалпакадырской (7), Североджунгарской (8); 2 — грабены с верхнедевонскими кремнями и базальтами: Причингизский (9), Успенский (10), Жайлыминский (11), Тастауский (12); 3 — следы выхода пермо-карбонных зон Вадати—Заварицкого—Беньофа: Музбельской или Тюлькуламской (13), Балхашской или

Итмурундинской (14), Мукринской (15), Алтынэмельской (16); 4 — позднеорогенный вулканоплутонический пояс в современных контурах с Баканасским (17), Токрауским (18) и Илийским (19) сегментами; 5 — телорогенные очаги (а) и зоны (б) позднепалеозойско-мезозойского вулканоплутонизма: Каркаралинская (20), Атасу-Жамшинская (21); 6 — депрессии с карбонно-пермскими пестроцветными терригенными осадками: Сарысу-Тенизская (22), Чусарысу-Сарысу-Тенизская (23); 7 — триасово-юрские депрессии: а — терригенно-угленосные, б — с платформенным магматизмом: Тургай-Сырдарьинский пояс (24), Семейтауский пояс (25); 8 — молодые разломы; 9 — ареал Жезказганской палеотермоаномалии

шонитовой вулканоплутонических серий и параллельным развитием огромной цепи краевых бассейнов от р. Лемвы на севере до Прикаспия на юге. Сжатие Зайсанского бассейна в девоне сопровождалось трансформно-сдвиговым скольжением океанических и континентальных блоков с проявлением вдоль его северо-восточной границы подводного кислого магматизма и полиметального рудоотложения.

7. Визе-серпуховская стадия заложения внутреннего, краевого по отношению к остаточному морскому бассейну вулканоплутонического пояса из базальт-андезит-плагиолипаритовых вулканитов каркаралинских и алтынэмельской свит и комагматичных им габбро-гранодиоритовых батолитов балхашского, музбельского и алтынэмельского комплексов. В зоне неустойчивой каледонской консолидации саурские движения выражаются в интенсивном смятии, внедрении в антиклинальные зоны гранитоидных плуто-

нов и пестрых по составу даек.

В Тургае саурские движения вызвали возникновение падающих на восток зон Беньофа, с которыми связано образование андезит-диоритовой вулканоплутонической ассоциации Валерьяновского синклиория с известными железорудными месторождениями. В Зайсанской системе вдоль падающей на юго-запад зоны Беньофа сформировалась вулканоплутоническая ассоциация Саурского синклиория, а на противоположном борту над зоной Беньофа с северо-восточным падением произошло излияние андезитов и внедрение пестрой по составу прииртышской интрузивной серии, сходной с кульбайским комплексом раннего ордовика [9].

К этому же времени относится начало шарьирования и формирование в Южно-Тяньшаньской системе двух зон Беньофа, падавших в противоположных направлениях под Киргизский и Таджикский микроконтиненты.

В. Е. Хаин [16] связывает с функционированием северной зоны андезитопаритовый вулканизм Бельтау-Кураминского пояса, развитие Букантау-Карачатырского прогиба и весь герцинский магматизм Центрального Казахстана. Нам представляется, что в Казахстане существовали собственные зоны Беньофа, параллельные девонским. Доказательством этого является наличие самого Баканас-Илийского вулканоплутонического пояса, предпоясовых прогибов с мощными туффовыми толщами визе-серпухова и хорошо выраженной дуги угленосных и меденосных прогибов и депрессий (Карагандинского, Сарысу-Жезказганско-Чуйского), заполнившихся в карбоне и перми прибрежно-морскими и континентальными осадками. Днища этих впадин, как и современных краевых морей, попадали в зоны термоаномалий, стимулировавших конвекцию подземных вод в мощной колонне разновозрастных базитов и ультрамафитов фундамента с выщелачиванием рудных элементов и переотложением их в структурно-литологические ловушки эпикаледонского чехла, без чего было бы невозможно образование месторождений типа Жезказгана (см. рис. 4). Поэтому с одной из заключительных стадий геологического развития территории Казахстана можно связывать формирование верхнепалеозойского вулканоплутонического пояса и обрамляющих его угленосных прогибов и меденосных депрессий.

Следует отметить, что связь с многочисленными зонами субдукции характерна лишь для андезитодиорито-гранодиоритовых вулканоплутонических ассоциаций с меднопорфировыми проявлениями. Липарит-гранитовые ассоциации, особенно телорогенные, связаны с зонами Беньофа косвенно. Во время позднепалеозойской орогении большая часть погруженных плит претерпела почти полное плавление, и сами зоны исчезли, дав начало общему термодиапирическому подъему аномально разогретой коры и мантии с развитием кольцевых тектоно-магматических структур разного порядка [3], в том числе кольцевой цепи меденосных депрессий. Актуалистическим примером такого «апофеоза», описанного В. Е. Хаиным [17], является состоя-

ние орогена запада США, фиксируемое в поле геоида разрывом циркумтихоокеанского кольца субдукционной мантийной плотности. Однако это исчезновение нельзя считать полным; анизотропия зон Беньофа, видоизмененных плективными и дизъюнктивными деформациями, сохраняется надолго, о чем свидетельствует приуроченность к офиолитовым зонам поздних глубинных сурьмяно-ртутных эманаций, а также триасово-юрских грабенов и даже альпийских разломов.

Меланжи палеозойских офиолитовых зон Иртыш-Зайсанской, Джунгаро-Балхашской и Южно-Тяньшаньской систем однообразны по набору свежих и метаморфизованных пород офиолитовых и прочих ассоциаций, в том числе и по присутствию линз известняков с живетскими кораллами, на основании которых иногда пытаются датировать сами офиолиты. Однако наличие почти во всех зонах ордовикских и силурийских граувакк, содержащих в размыве базит-ультрамафиты и радиолариты, оставляет для офиолитов преимущественно венд-кембро-ордовикский возраст. Это свидетельствует об остаточном, реликтовом, средиземноморском характере центральных бассейнов всех систем, закрывавшихся так же долго, как донныне исчезает Тетис [5].

В связи с большой мощностью на дне Средиземного моря кайнозойских терригенно-карбонатных и эвапоритовых осадков «живые» средиземноморские зоны Беньофа (Сицилийско-Калабрийская и Критская) не сопровождаются морфологически выраженными с поверхности желобами, которые заполнены грандиозными комплексами покровов и олистостром из офиолито-граувакко-турбидитовых смесей [20]. Именно такие черты состава и строения, в отличие от вновь образованных систем запада Казахстана, свойственны краевым частям Джунгаро-Балхашской системы. Это подтверждает мысль о том, что Тектурмасский, Жалпакадырский и Казык-Итмурунды-Тюлькулам-Северо-Джунгарский офиолитовые пояса представляют собой субдукционно-реверсивные днища желобов средиземноморского типа, протрудирующие прогибы с мощными силуро-девонскими толщами. Страти-

графия этих сильно деформированных желобов рисуется сейчас весьма упрощенно, в связи с чем возникает важный для практики вопрос о необходимости выделения категории структур высшей сложности, при съемке которых требуются большие затраты труда либо определенный предел детализации.

В заключение отметим, что подход с мобилистских позиций лучше отвечает реальной действительности и дает представление о структуре того или иного региона, имеющее, как показала практика, прогностическую ценность. Для сложно дислоцированных образований необходимо уточнить принципы выделения свит, ввести в ранг картируемых тел метаморфические комплексы, тектонические покровы, зоны олистостром и меланжа с внemasштабным изображением важных для понимания генезиса этих образований отторженцев, уточнить происхождение многих типов метаморфитов (гидрогранулитов, гидроэклогитов, лиственитов и т. д.), усилить комплекс структурных, биостратиграфических, литолого-петрографических, минералогических, геофизических и других исследований.

Если бы тонкие детали геологического строения офиолитовых зон не пропускались при съемке, данные континентальной геологии не опровергали бы идей новой глобальной тектоники. Точно составленные геологическая карта, разрезы, стратиграфическая, магматическая и тектоническая схемы всегда останутся основой прогнозов и поиска месторождений полезных ископаемых.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдулин А. А., Авдеев А. В., Паталаха Е. И. Магматизм Казахстана с позиций современных геотектонических концепций. — В кн.: Проблемы петрологии. М., Наука, 1976, с. 18—35.
2. Абдулин А. А., Авдеев А. В., Сеитов Н. С. Тектоника Сакмарской и Орь-Илекской зон Мугоджар. Алма-Ата, Наука, 1979.
3. Авдеев А. В. О кольцевых структурах магматических комплексов. — Сов. геология, 1965, № 10, с. 52—66.
4. Вулканические ассоциации докембрия Урало-Монгольской провинции. Под ред. Ю. А. Кузнецова. Новосибирск, Наука, 1976.

5. Геология бассейнов Средиземного моря/Б. Бижу-Дюваль, Ж. Летузе, Л. Монтадер и др. — В кн.: Геология континентальных окраин. Т. 3. М., Мир, 1979, с. 41—70.
6. Геология СССР. Т. XX. Центральный Казахстан. М., Недра, 1972.
7. Докембрийские массивы в палеозоидах Казахстана/А. А. Абдулин, А. В. Авдеев, М. А. Касымов и др. — В кн.: Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л., Наука, 1982, с. 113—120.
8. Дьюи Дж. Континентальные окраины и обдукция офиолитов (на примере апалачско-каледонских структур). — В кн.: Геология континентальных окраин. Т. 3. М., Мир, 1979, с. 293—312.
9. Ковалев А. А., Карякин Ю. В. Зайсанская складчатая система (новый взгляд на историю развития). — В кн.: Современные проблемы тектоники Казахстана. Алма-Ата, Наука, 1975, с. 75—85.
10. Новикова М. З., Рязанцев А. В., Дубинина С. В. О возрасте акдымской серии Еремантау-Ниязского антиклинория. — Докл. АН СССР, 1978, т. 241, № 2, с. 453—455.
11. О возрасте кремнистых толщ нижнего палеозоя юго-западного Прибалхашья/И. Ф. Никитин, М. К. Аполлонов, Д. Т. Цай и др. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1980, № 3, с. 43—50.
12. Основные черты строения и развития Казахстана в докембрии/А. А. Абдулин, А. В. Авдеев, М. А. Касымов, С. Г. Токмачева. — В кн.: Тектоника Казахстана. Алма-Ата, Наука, 1981, с. 54—65.
13. Паккэм Дж., Фалви Д. Гипотеза образования окраинных морей западной части Тихого океана. — В кн.: Новая глобальная тектоника. М., Мир, 1974, с. 288—314.
14. Стратиграфический кодекс СССР. Временный свод правил и рекомендаций. Л., 1977.
15. Тектоника Северной Евразии. Объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии масштаба 1:5 000 000/А. В. Пейве, Л. П. Зоненшайн, А. Л. Книппер и др. М., Наука, 1980.
16. Хаин В. Е. Региональная геотектоника (Внеальпийская Европа и Западная Азия). М., Недра, 1977.
17. Хаин В. Е. Орогенез и тектоника плит. — В кн.: Тектоника. Геология альпид тетического происхождения. Докл. сов. геологов к XXVI сессии МГК. М., Наука, 1980, с. 5—15.
18. Хераскова Т. Н. Кремнистые формации нижнего палеозоя Центрального Казахстана. — В кн.: Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М., Наука, 1979, с. 5—37. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 337).
19. Hall C. A. A Miocene transform fault system, associated microplate rotation, translation and regional tectonics Southern California, USA. — In: Congrès Géologique International, Abstracts, v. 1. Paris, 1980, p. 347.
20. Le Pichon a. o. Active tectonics in the Hellenic trench. — In: Congrès Géologique International, Abstracts, v. 3, Paris, 1980, p. 1346.

УДК 550.812 : 553.94

В. В. ГРЕЧУХИН (НПО «Нефтегеофизика»),
В. П. ЛИШИН (НПО «Донбассгеология»), Б. И. ВОЕВОДА,
А. А. КЛИМОВ (ВНИИГИС)

Влияние тектонических структур на физические свойства пород

Влияние тектонических структур на физические свойства пород до настоящего времени мало изучено. Однако этот вопрос имеет большое научное и практическое значение для решения многих задач угольной геологии.

Рассмотрим его на примере Павлоградско-Петропавловского района юго-западной части Донецкого бассейна (рис. 1). Угленосные отложения представлены здесь породами нижнего карбона (самарская свита), которые в северном направлении погружаются и перекрываются мощной среднекарбонной толщей [1]. Самарская свита разделяется на верхнюю и нижнюю подсвиты. Нижняя (продуктивная) содержит более 30 угольных пла-

стов и прослоев мощностью 0,1—1,5 м, из которых 23 имеют промышленное значение. По степени метаморфизма угли относят к V—VII (Д₁, Д₂, Г) стадиям [2]. Мощность терригенной толщи увеличивается на север и северо-восток.

Углевмещающие породы представлены аргиллитами, алевролитами, песчаниками и их разновидностями. Комплекс осадочных пород характеризуется моноклинальным залеганием с углами падения 2—5° на северо-восток в направлении оси Днепровско-Донецкой впадины. В тектоническом отношении район представляет южное крыло западной части Донбасской геосинклинали. Здесь в основном раз-

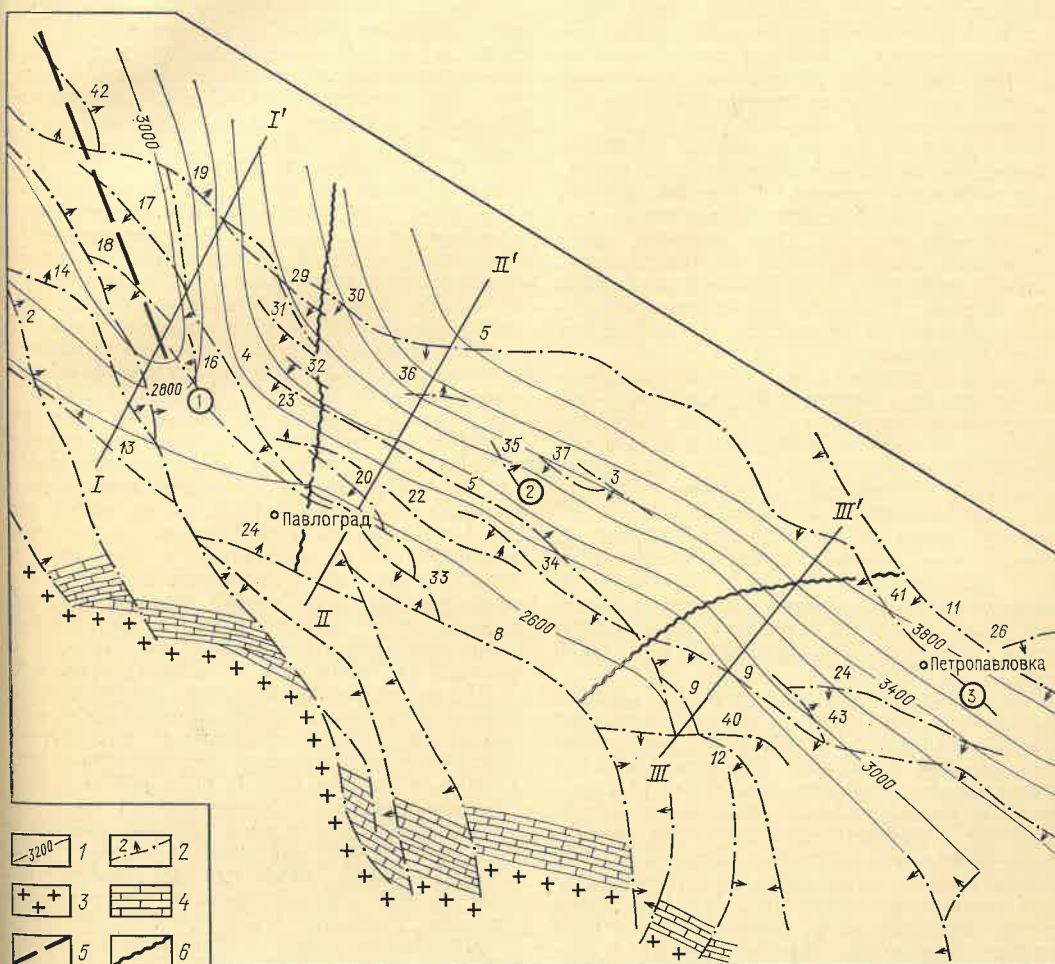


Рис. 1. Изменение скорости распространения продольных волн в аргиллитах по опорному горизонту с Павлоградско-Петропавловского района Донбасса: 1 — изолинии скорости, м/с; 2 — разрывные нарушения и их амплитуды, м; 3 — породы докембрия;

4 — карбонатные породы; 5 — ось аномалии; 6 — граница между структурами; цифры в кружках: 1 — Павлоградский грабен, 2 — Богдановский грабен, 3 — Петропавловская структура; I—I', II—II', III—III' — профили наблюдений

виты сбросы, направленные с юго-востока на северо-запад под разными углами к простиранию пород. Рассмотрим влияние на физические свойства пород разломов, постинверсионных структур и доинверсионных нарушений.

Разломы. При сильных тектонических напряжениях в земной коре происходит ее разрыв на отдельные блоки. При движении эти блоки сопровождаются более мелкими нарушениями — сбросами и надвигами, что необходимо учитывать при подсчете запасов углей и проектировании системы разработок угольных месторождений с помощью карьеров и шахт.

В Печорском, Донецком и Кузнецком бассейнах по геофизическим исследованиям в скважинах определялась ширина трещин смещения разрывного нарушения и зоны нарушенных пород. По геофизическим наблюдениям в 28 скважинах Донецкого бассейна установлена зависимость ширины трещины смещения и зоны понижения устойчивости пород от амплитуды надвигов для различных стадий эпигенеза пород при углах падения сместителя от 20 до 45° [5]. Ширина трещин смещения увеличивается от нескольких сантиметров до 4 м, а зона ослабленной устойчивости пород — от нескольких десятков сантиметров до 20 м при увеличении амплитуды надвигов от 1 до 200 м и снижении степени эпигенеза пород от стадии XIII (ПА) до VII (Г).

Н. Е. Фоменко [4, 5] в шахтах Донбасса изучены 27 разрывных нарушений типа надвигов и взбросов с амплитудой 0,5—300 м в угленосных отложениях стадий эпигенеза V—XV (D_1 — T_1 — PA_1 — A_1). Все разрывы имели выраженную трещину смещения (сместитель), а иногда несколько, т. е. ступенчатый сместитель. Ширина трещин и заполнение разнообразны; ширина их возрастает с увеличением амплитуды надвигов.

Изученные надвиги имели резкий срез висячего крыла при подвернутом лежащем в направлении к последнему. В зоне подворота развита интенсивная трещиноватость. По направлению к сместителю в лежащем крыле происходит постепенное увеличение пористости K_p и уменьшение объемной плотности абсолютно сухих δ_c и насыщенных водой δ_n пород, а в висячем крыле — уменьшается K_p и увеличиваются δ_n , v_p и δ_c . Интенсивность указанных изменений больше в лежащем крыле и меньше в висячем. Минералогическая плотность δ_m остается постоянной (рис. 2) [4, 5].

Разуплотнение пород в лежащих крыльях надвигов и уплотнение в висячих вызывают скачок физических свойств по сместителю. Этот скачок и ширина зоны их изменения увеличиваются с увеличением амплитуды надвигов и уменьшаются с увеличением стадий эпигенеза. Наблюдаемое изменение физических свойств незначительно. Так, на стадии V (D_2) в сместителе надвига с амплитудой 5 м увеличение пористости в лежащем крыле составляет около 3 %, уменьшение скорости распространения упругих волн 200 м/с и объемной плотности около 0,05 г/см³. Эти максимальные отклонения от нормального фона постепенно уменьшаются и исчезают при удалении от сместителя на расстояние в лежащем крыле 15 м, в висячем 7 м (см. рис. 2, а). На стадии антрацитов физические свойства в при-

разрывных зонах надвигов не изменяются, так как при весьма низкой пористости пород на этих стадиях (1—2 %) изменений их при тектонических движениях практически не наблюдается (см. рис. 2, б).

При сбросах приразрывные зоны сходны с надвигами. Трещины сместителей заполнены глиной трения или тектонической брекчий. Они также увеличиваются с увеличением амплитуды сбросов и уменьшаются с увеличением стадий эпигенеза. При этом уменьшается интенсивность изменения физических свойств пород в приразломных зонах (см. рис. 2, в, г). В отличие от надвигов, разуплотнение пород у сбросов происходит как в лежащем, так и в висячих крыльях, что приводит к увеличению поровых и уменьшению плотностных и упругих параметров по мере приближения к плоскостям сместителей. На границе со сместителем происходит не скачок физических свойств, а конусообразное замыкание кривых (см. рис. 2, в, г). Эти изменения физических свойств пород невелики. Так, при сбросе с амплитудой 15 м на стадии эпигенеза VII (Г) увеличение пористости K_p в лежащем крыле составляет 4 %, в висячем 6 %; уменьшение скорости распространения упругих волн v_p в лежащем крыле 800 м/с, в висячем 1100 м/с, уменьшение объемной плотности δ_n в лежащем крыле 0,125 г/см³, в висячем 0,200 г/см³ (см. рис. 2, в). Изменения физических свойств постепенно затихают при удалении от сместителя и на расстоянии 20 м совсем исчезают, асимптотически сливаются с нормальным петрофизическим фоном. Минералогическая плотность остается постоянной. Это свидетельствует о том, что вещественно-петрографический состав пород и углей не изменяется, а вариации их физических свойств связаны с трещиноватостью и текстурно-структурными различиями пород [4, 5].

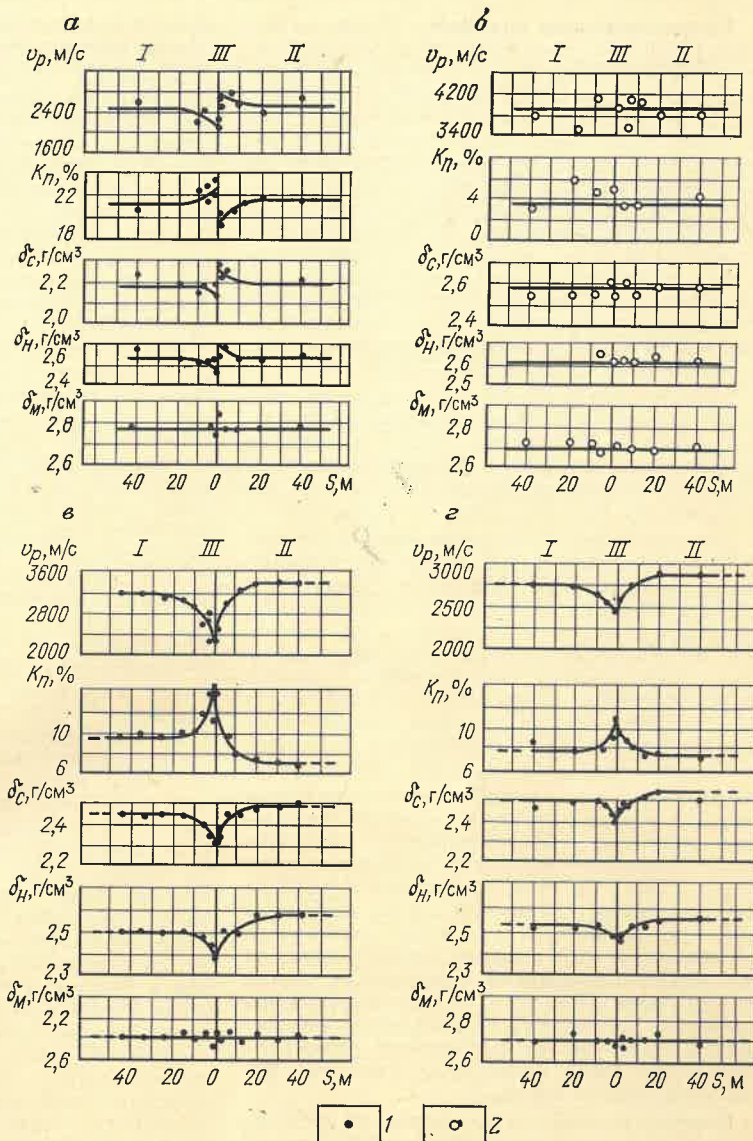
При геофизических исследованиях скважин наиболее интенсивные аномалии отмечаются над трещиной смещения. Возникающая вблизи сместителя зона пониженной плотности и интенсивной трещиноватости пород также часто отмечается на геофизических диаграммах, в особенности на диаграммах v_p и δ_c , хотя и меньшей амплитудой аномалии. При этом у надвигов вследствие изгиба слоев в лежащем крыле зона трещиноватости и пониженной плотности проявляется ниже сместителя, а у сбросов как выше, так и ниже последнего.

При исследовании методами гравитационной разведки разрывы отмечаются аномальными значениями силы тяжести и кажущегося удельного электрического сопротивления. Для сбросов с амплитудами 5, 80 и 300 м гравитационный минимум соответственно составляет 0,03; 0,1 и 0,18 мгал. Дефект плотности трещин смещения, заполненных глиной трения (стадии V—VII), равен 0,3—0,6 г/см³, а трещин сместителей, заполненных тектонической брекчий (стадии V—XV), 0,5—1,0 г/см³. Разуплотнение пород в приразрывных зонах сбросов также усиливало K_p и гравитационный эффект, хотя и незначительно [2, 3].

При исследовании методами сейсморазведки на временных разрезах МОВ нарушения устанавливаются разрывами в корреляции отраженных волн, а при применении МПВ над ни-

Рис. 2. Изменение физических свойств аргиллитов и песчанников в крыльях надвигов и сбросов [5]

а, б — надвиги с амплитудой 5 м: а — стадия эпигенеза VI (Д), б — XV (А); в, г — сбросы с амплитудами: в — 15 м, г — 6 м, стадия эпигенеза VII (Г); I — лежащее крыло, II — висячее крыло, III — сместитель; S — расстояние до сместителя; породы: 1 — аргиллит, 2 — песчанник



ми наблюдаются зоны пониженных значений скорости. С помощью сейсморазведки удается выделять разрывные нарушения с амплитудой более 5 м.

Таким образом, физические свойства пород на некотором удалении от разрывных нарушений не изменяются и соответствуют значениям петрофизического разреза. При приближении к сместителю в пределах 10—15 м на низких и средних стадиях эпигенеза отмечается слабое изменение физических свойств (K_p , δ_c , δ_n , v_p , ρ_p), заканчивающееся скачком в зоне разлома. Это создает благоприятные условия для выявления зон разрывов и их прослеживания геофизическими методами. Изменение физических свойств углей в приразрывных зонах надвигов и сбросов аналогично вмещающим породам. Они также вызваны трещиноватостью и текстурно-структурной изменчивостью пород и углей при постоянстве их вещественно-петрографического состава.

Многочисленные петрофизические разрезы, составленные по 16 скважинам Печорского бассейна, 12 скважинам Кузнецкого, 18 скважинам Донбасса и 6 скважинам небольшого по площади Павлоградско-Петропавловского района, которые расположены на разных расстояниях от трещин разлома, но за пределами аномальных по физическим свойствам зон, связанных с этими трещинами, подтверждают отсутствие их влияния на физические свойства пород.

При изучении стратиграфических и региональных закономерностей изменения физических свойств пород точки наблюдения (буровые скважины) необходимо выбирать на площади месторождений вне аномальных зон, связанных с трещинами тектонических разломов. Рекомендуется также избегать зон с крутыми падениями пластов, при которых на результаты измерений может оказывать влияние анизотропия физических свойств пород.

Постинверсионные нарушения. Наиболее распространенным видом постинверсионных нарушений являются сбросы (см. рис. 1). Большинство угольных пластов вместе с вмещающими их породами можно рассматривать как опорные стратиграфические горизонты. В качестве последних приняты четыре опорных стратиграфических горизонта мощностью по 40 м каждый. Реперами приняты пласты угля c_1 , c_5 , c_{10} и известняк D_1 , каждый из которых расположен в середине соответствующего горизонта. Будем именовать их для краткости теми же индексами, что и угольные пласты, входящие в их состав. Средние расстояния между реперами следующие (м): $c_1-c_5=115$, $c_5-c_{10}=150$ и $c_{10}-D_1=150$.

Эти стратиграфические горизонты на площади района разорваны сбросами на отдельные блоки, смещенные друг относительно друга на различные глубины (амплитуды сбросов), которые зафиксированы в процессе разведочных буровых работ (см. рис. 1).

По этим горизонтам проведены геофизические исследования в 250 скважинах и выполнены лабораторные измерения физических свойств пород на 5200 пробах и соответственно пластах в разрезах скважин. На основании геофизических данных определены удельное электрическое сопротивление пластов (ρ_n), плотность насыщенных водой пород (δ_n), скорость распространения упругих продольных волн (v_p), интенсивность естественного гамма-излучения (I_γ). По лабораторным измерениям на образцах керна определены скорость распространения упругих продольных волн (v_p), минералогическая плотность (δ_m), объемная плотность абсолютно сухих пород (δ_c). По трем плотностям (δ_m , δ_c и δ_n) определена расчетная пористость [2]. Исследованные скважины равномерно расположены по площади района; одни из них оказываются вблизи нарушений, а другие между ними. При этом из рассмотренных исключались скважины, расположенные в трещинах тектонических разломов и примыкающих к ним зонах аномального изменения физических свойств пород.

Физические свойства изучались на трех основных литологических типах пород: аргиллитах, алевролитах и мелкозернистых олигомиктовых песчаниках на глинистом цементе. Эти литотипы являются наиболее чувствительными индикаторами процессов эпигенеза и составляют по общей мощности около 85 % всего угленосного разреза района.

Для каждого стратиграфического горизонта построены схематические карты пористости, плотности, скорости распространения упругих продольных волн и удельного электрического сопротивления аргиллитов, алевролитов и песчаников. Карта скорости распространения упругих волн v_p по горизонту c_1 приведена на рис. 1. Изолинии скорости распространения упругих волн от профиля II—II' и до юго-восточной границы района идут плавно, без разрывов. От юго-восточной до северо-восточной границы наблюдается последовательный переход от одной изолинии к другой в соответствии с увеличением скорости распространения упругих волн, что свидетельствует о возрастании палеоглубины погружения пород.

Современная глубина залегания горизонта c_1 также увеличивается в этом направлении.

Изменение современной глубины опорного горизонта в отдельных блоках, приподнятых или опущенных вследствие тектонических нарушений (сбросов), не вызывает разрыва изолиний или резкого изменения их направления, т. е. не отражается на поведении изолиний на карте. Подобная картина поведения изолиний представлена и на картах пористости (K_n), объемной плотности (δ_n) и удельного электрического сопротивления (ρ_n) аргиллитов, алевролитов и песчаников в той же части района.

Для других опорных горизонтов (c_5 , c_{10} , D_1) получены аналогичные результаты по всем указанным параметрам и литотипам (аргиллитам, алевролитам и песчаникам). Это означает, что многочисленные тектонические нарушения (сбросы) не вызывают изменения физических свойств пород, а оказывают влияние только в трещинах тектонических разломов и узких полосах ослабленных пород, непосредственно примыкающих к ним. Это служит доказательством того, что нарушения возникли в постинверсионный регрессивный период развития бассейна, т. е. при меньших термобарических напряжениях по сравнению с теми, которые были при максимальной глубине погружения в период прогрессивного эпигенеза, когда завершилось формирование физических свойств пород и углей.

Последующее движение пород в виде блока вверх и его дробление с образованием многочисленных сбросов различной амплитуды, а также происходящие при этом изменения современной глубины залегания пластов не влияют на их физические свойства. Ранее приобретенные свойства остались необратимыми при последующих преобразованиях в период регрессивного эпигенеза до начала выветривания, при котором происходят глубокие и быстрые изменения пород. Поэтому породы и угли одного стратиграфического горизонта, разорванного сбросами на блоки, залегающие на различных современных глубинах, характеризуются одинаковыми значениями физических свойств, если они находились на одинаковой максимальной палеоглубине в период прогрессивного эпигенеза. Различные изолинии на карте одного физического параметра и литологического типа характеризуют разную максимальную палеоглубину этих пород.

Следовательно, подобные региональные петрофизические карты характеризуют палеорельеф по данному стратиграфическому горизонту изучаемого района. На представленных петрофизических картах (от профиля II—II' до восточной границы) отображается постепенное нарастание палеоглубины погружения пород в направлении с юго-запада на северо-восток, что образует юго-западное крыло Донецко-Днепровской впадины. Таким образом, постинверсионные тектонические структуры на региональных петрофизических картах не отмечаются.

Доинверсионные нарушения. На схематической карте изменения скорости распространения упругих волн в аргиллитах опорного стратиграфического горизонта c_1 изолинии этого параметра между профилями I—I' и

II—II' поворачивают в южной половине района плавно на юго-запад, а в северной — резко на северо-запад (см. рис. 1). Изолинии скорости уходят за пределы изучаемого района, огибая площадь с повышенным аномальным значением скорости в аргиллитах. Та же картина наблюдается на картах скорости в алевролитах и песчаниках. Аналогичное поведение отмечается для изолиний пористости, плотности и удельного сопротивления аргиллитов, алевролитов и песчаников.

На петрофизических картах по трем другим стратиграфическим горизонтам c_5 , c_{10} и D_1 также видна локальная аномалия в поведении изолиний указанных физических параметров. Однако амплитуда ее постепенно уменьшается и минимальное значение наблюдается по горизонту D_1 .

Рассмотрим изменение физических свойств пород первого стратиграфического горизонта c_1 вдоль профиля I—I', пересекающего указанную локальную петрофизическую аномалию (рис. 3). В середине профиля зафиксирован интервал протяженностью с юга на север 10 км, в котором отмечается резкое понижение пористости и повышение объемной плотности, скорости распространения упругих продольных волн и удельного электрического сопротивления аргиллитов, алевролитов и песчаников.

Для определения палеоглубины залегания пород на основании кривых изменения физических свойств вдоль профиля I—I' и сводного петрофизического разреза Донецкого бассейна определялись стадии преобразования пород и углей и максимальные палеоглубины погружения их в период прогрессивного эпигенеза. Палеоглубины сопоставлялись с современными глубинами этого горизонта, определенными по данным геофизических исследований скважин [2, 3]. Из этих кривых видно, что максимальное палеопогружение в аномальной зоне достигло 3200 м, т. е. превышало по глубине нормальный фон на 700 м. В этом же интервале имеет место аномальное увеличение современной глубины залегания пластов с амплитудой 300 м (см. рис. 3).

Оконтурировать эту зону по площади удается только частично в пределах разведываемого района, где она составляет около 170 км². Аномальная зона в период своего развития первоначально представлялась в виде впадины, а затем грабена.

Образование аномальной зоны связано с более быстрым по сравнению с окружающими участками погружением в период прогрессивного эпигенеза. Это могло быть обусловлено, с одной стороны, накоплением здесь осадочного материала, принесенного из области сноса, а с другой — наличием локального участка с пониженными гравитационными и термодинамическими напряжениями в глубине земной коры и мантии. Однако погружению препятствует возрастающее противодействие со стороны окружающей среды. Вследствие этого погружение будет постепенно замедляться, пока не достигнет стабилизации, а затем сменит знака движения, при котором происходит инверсионный подъем пород снизу и эрозийный их срез сверху.

Указанное доинверсионное тектоническое нарушение типа грабена вызвало изменение фи-

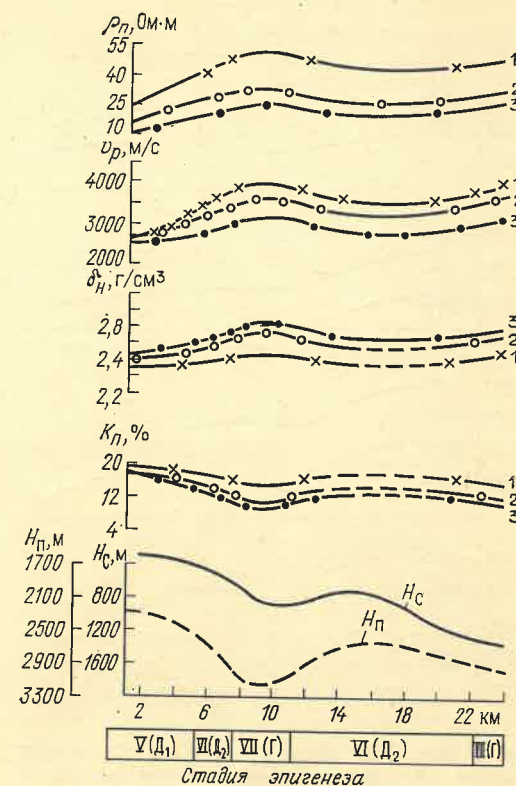


Рис. 3. Изменение физических свойств угленосных пород по опорному горизонту c_1 профиля I—I'. H_n — палеоглубина, H_c — современная глубина залегания горизонта; 1 — песчаник, 2 — алевролит, 3 — аргиллит

зических свойств пород, выразившееся в резком уменьшении пористости и увеличении объемной плотности, скорости распространения упругих волн и удельного электрического сопротивления аргиллитов, алевролитов и песчаников первого опорного стратиграфического горизонта. Эти изменения объясняются возросшей максимальной глубиной погружения пород в период прогрессивного эпигенеза [2, 5]. Таким образом, постинверсионные тектонические структуры отчетливо отмечаются на региональных петрофизических картах.

Критерий разграничения тектонических структур. Изменение физических свойств пород при доинверсионных тектонических нарушениях является общей закономерностью. Они могут быть обобщены, связаны как с увеличением, так и с уменьшением палеоглубины захваченной нарушением зоны, с увеличением или с уменьшением значений физических параметров пород.

Доинверсионные структуры могут быть выявлены и околонтурены на региональных петрофизических картах, составленных по данным геофизических исследований скважин. При этом по петрофизическим разрезам определяются максимальные палеоглубины погружения пород аномальной зоны, эрозийный срез, тип и амплитуда нарушения, а также прослежена эволюция его дальнейшего развития в период прогрессивного эпигенеза.

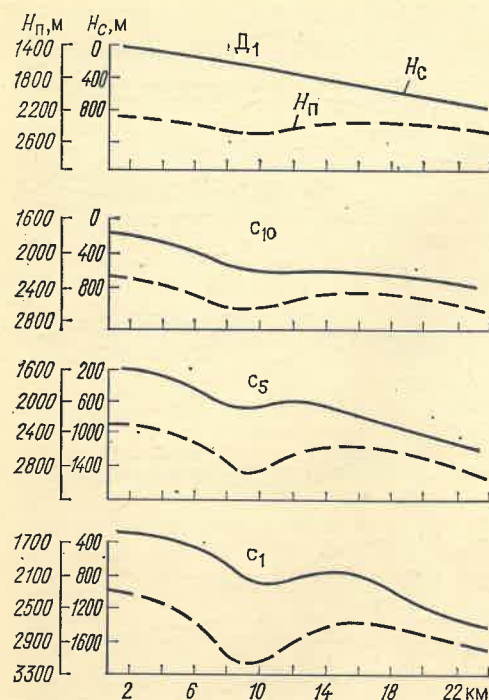


Рис. 4. Изменение палеоглубины H_p и современной глубины H_c Павлоградского грабена на разных стратиграфических горизонтах (C_1 , C_5 , C_{10} , D_1) профиля I—I'

С помощью полевых геофизических методов (сейсмо-, гравитационно-, электроразведки) устанавливаются аномальные области изменения физических свойств пород, связанные с доинверсионными структурами.

На основании изложенных данных может быть предложен критерий петрофизического разграничения структур: 1) структуры, которые сопровождаются аномальным изменением физических свойств пород в пределах определенных стратиграфических горизонтов, являются доинверсионными; 2) структуры, которые не вызывают подобных изменений, следует относить к постинверсионным. Этот критерий соответственно применим и при разграничении тектонических нарушений (сбросов, надвигов, грабенов, горстов), связанных с указанными структурами.

Эволюция Павлоградского грабена. Для количественного анализа локальной аномалии проследим изменение физических свойств пород опорных стратиграфических горизонтов по профилю I—I' (см. рис. 3). Максимальная глубина палеопогружения горизонта C_1 в аномальной зоне больше нормальной фона на 700 м. Амплитуда аномалии по современной глубине по сравнению с палеоглубиной меньше на 400 м. Разница между ними составляет в начале профиля 2040 м и в конце 1740 м.

Причиной образования такой структуры могло служить скопление в данном участке осадочного материала, принесенного из области сноса, и наличие пониженного гравитационного и термодинамического напряжения в глубине земной коры и мантии. Пониженное

напряжение было не стабильным, а динамическим, и в зависимости от его развития будет по-разному протекать эволюция данной структуры. В случае ослабления напряжения в зоне грабена будет наблюдаться увеличение скорости погружения осадка и возрастание амплитуды грабена; в случае усиления напряженного состояния по мере накопления осадков их дальнейшее погружение будет испытывать нарастающее сопротивление со стороны нижележащих масс. Такой процесс должен усиливаться по мере увеличения глубины погружения и приводить к замедлению по отношению к окружающей среде и уменьшению амплитуды грабена.

Кривые изменения физических свойств пород по стратиграфическим горизонтам и сводный петрофизический разрез Донбасса дали возможность вычислить палеоглубину погружения пород в зоне аномалии физических свойств и определить ее амплитуды. Как видно на рис. 4, по мере перехода от одного горизонта к другому в верхней части разреза уменьшается амплитуда грабена по палеоглубине его залегания, т. е. имеет место не развитие, а постепенное его затухание. Градиент уменьшения амплитуды на 100 м разреза составляет 80 м. Исходя из его значения нулевое положение аномалии, т. е. ее исчезновение, соответствует палеоглубине 2320 м.

По мере выполаживания аномальной структуры, вероятно, процесс стабилизации не наступал и при нулевом ее значении. Динамический процесс нарастания сопротивления погружению отлагающихся осадков продолжал существовать и после выполаживания структуры. При дальнейшем погружении пород и сохранении градиента изменения амплитуды будет наблюдаться смена знака, т. е. возникнет положительная аномалия или локальное поднятие. Зафиксировать это поднятие не удается, так как в период регрессивного эпигенеза произошел эрозионный срез.

Как показывает эволюция Павлоградского грабена, доинверсионные или палеоструктуры при своем развитии могут не только увеличиваться, но и угасать и даже порождать инверсию, т. е. преобразовываться в другую структуру.

В заключение отметим, что изучение влияния тектонических структур на физические свойства пород позволяет с помощью геофизических исследований угленосных отложений разграничивать структуры на доинверсионные и постинверсионные и проследивать этапы их эволюции. Решение этих задач с помощью геофизических методов имеет большое научное и практическое значение, позволяя выбрать наиболее эффективную и рациональную методику разведки угольных месторождений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Геология* месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 1. М., Углетехиздат. 1963.
2. Гречухин В. В. Изучение угленосных формаций геофизическими методами. М., Недра, 1980.
3. Гречухин В. В., Воевода Б. И., Бойко А. Г. Петрофизический разрез Донецкого бассейна и его значение для геолого-геофизиче-

ских исследований. — Сов. геология, 1978, № 3, с. 123—130.

4. Деньгина Н. И., Фоменко Н. Е. Петрофизические и микроструктурные изменения пород в приразрывных зонах. — В кн.: Методы изучения тектоники угольных месторож-

дений в процессе разведки и эксплуатации. М., Недра, 1981, с. 79—87.

5. Фоменко Н. Е. Геолого-геофизические признаки разрывных нарушений в разрезах скважин. — Вестн. МГУ. Геология, 1975, № 5, с. 118—121.



МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

УДК 552.111.23 : 551.222

Ю. Л. КАПУСТИН (МГРИ)

Особенности строения и дифференциации вещества ранних кальцитовых карбонатов

Карбонатиты — породы, обладающие признаками как интрузивных, так и метасоматических образований. Об их происхождении и характере первичного протокарбонатитового вещества существуют различные представления. Уже давно указывалось на значительную подвижность этого вещества и высокую первоначальную концентрацию в нем щелочей [11]. Такие особенности должны фиксироваться в структуре карбонатитов и строении зон при контактовых изменениях, что наиболее четко устанавливается в пологих карбонатитовых жилах и карбонатитовых брекчиях с обломками вмещающих пород.

При низкой вязкости первичного карбонатитового вещества в пологих жилах карбонатитов должна быть заметна дифференциация в распределении минералов и обломков вмещающих пород от лежащего бока к висячему с преимущественной концентрацией обломков у подошвы. При этом следует ожидать отсутствия заметной транспортировки ксенолитов вмещающих пород. Подобные явления до сих пор специально не исследовались. Нами они рассмотрены на примере карбонатитовых комплексов СССР и ряда вулканов Африки.

Карбонатитовые брекчии и распределение в них ксенолитов. Широкое развитие процесса брекчирования при формировании карбонатитов известно почти во всех массивах любой глубинности. В гипабиссальном Ковдорском массиве железорудный комплекс представляет собой крутопадающий шток

апатито-магнетито-форстеритовых пород, многократно и неравномерно брекчированных по всей мощности, кальцитизированных и пересеченных жилами карбонатитов. Первичные апатито-магнетито-форстеритовые породы в центре железорудного штока грубополосчатые, с чередованием магнетито-форстеритовых, апатитовых и крупнокристаллических анхимономинеральных магнетитовых полос мощностью 0,1—3 м. В этих породах выделяется до пяти последовательных генераций кальцита, различающихся строением агрегатов и составом минеральных ассоциаций. Наиболее ранний кальцит образует линзовидные или гнездовидные скопления, «послойные» цепочки зерен и прожилки вдоль первичной полосчатости.

В центре штока кальцитизированные апатито-магнетито-форстеритовые породы — камафориты [1, 3] — пересечены меридиональной зоной катаклаза и кальцитизации шириной 15—40 м, максимально развитой на севере штока и постепенно затухающей к югу. В средней части этой зоны первичные неравномернозернистые грубополосчатые камафориты превращены в карбонатит, содержащий обломки камафоритов и скопления их минералов. В северной ее части порода становится более однородной и приобретает тонкополосчатое строение, обусловленное чередованием полос анхимономинеральных кальцитовых и обогащенных магнетитом, форстеритом, апатитом, флогопитом (в сумме до 70 %). Ширина некоторых из них достигает 1—

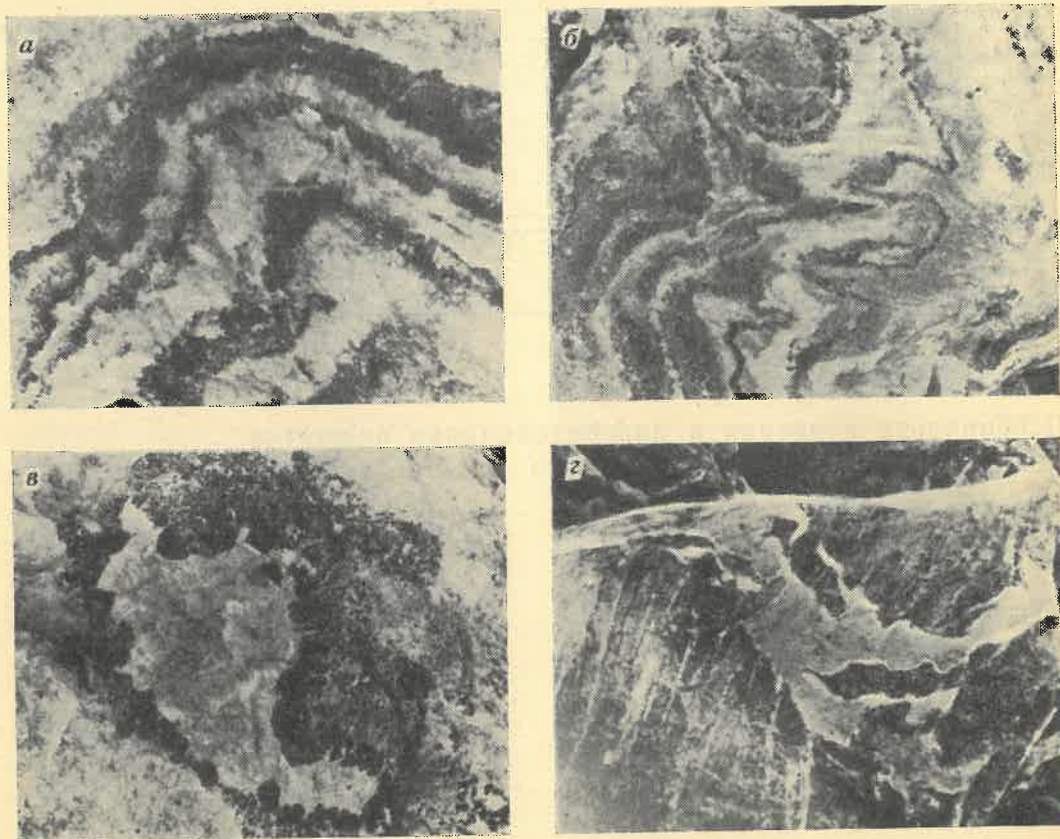


Рис. 1. Особенности строения и кальцитизации камафоритов Ковдорского массива (стенка карьера, ум. 10)
а, б — сложная гофрировка полосчатости; в — гнезда кальцита с друзовой оторочкой кристаллов магнетита; г — пересечение кальцитизированных пород жилой карбоната с отторженцами этих пород (светлое — кальцит, темное — скопления магнетита, флогопита и форстерита)

5 см. Местами полосчатость прерывается или прихотливо изгибается, напоминая мелкие складки волочения (рис. 1, а, б). При этом ориентировка вытянутых ксенолитов и линзовидных скоплений кристаллов магнетита, апатита и силикатов совпадает с направлением полосчатости. На юге зоны среди кальцитизированных апатито-магнетито-форстеритовых пород развиты многочисленные гнезда и шпирь анхимономинерального кальцита, обычно окруженные друзовой каймой крупных кристаллов магнетита, растущих в сторону кальцита (см. рис. 1, в).

Двукратно кальцитизированные камафориты пересекаются жилами и системами прожилков кальцитовых карбонатитов с магнетитом, флогопитом и форстеритом. В жилах часто встречаются ксенолиты и отторженцы уже кальцитизированных пород (см. рис. 1, г).

В массиве Вуориярви кальцитизированные крупнозернистые магнетито-форстеритовые породы также пересекаются жилами ранних карбонатитов, содержащих обломки этих пород (участки Неске-вара и Тухта-вара). Обломки кальцитизированных апатито-форстерито-магнетитовых пироксено-apatитовых и магнетито-флогопито-apatитовых образований встречаются в карбонатитах Нижне- и Верхнесаянского массивов, где самостоятельных тел камафоритов на современном эрозионном уровне не известно. Однако во всех случаях обломки в карбонатитах представлены окружающими или родственными им породами.

Иной характер имеют карбонатитовые брекчии, залегающие среди ийолитов, фенитов и других силикатных пород, также известные во многих карбонатитовых комплексах. Для них нами установлено парадоксальное явление:

ние: мощные (20—100 м) тела карбонатитовых брекчий имеют приконтактные оторочки шириной 1—5 см, реже до 15 см, а содержащиеся в этих брекчиях ксенолиты силикатных пород (до 5 м в поперечнике) изменены по периферии в зоне мощностью до 2 м, ксенолиты размером менее 0,5 м в диаметре часто преобразованы нацело. Такое явление отмечено в массивах Кольского полуострова [4, 7], Нижнесаянском и Новополтавском.

В Новополтавском массиве, представляющем собой систему линейных тел ранних карбонатитов, залегающих в фенитизированных гнейсах и мигматитах, вышеописанные брекчии прослежены бурением на глубину более 500 м. Местами карбонатиты неравномерно доломитизированы. Изучение пород под микроскопом показало, что метасоматические изменения развиты вокруг карбонатитов в зонах шириной 1—5 см независимо от мощности карбонатитовых тел. Во внешней части реакционных приконтактных зон в фенитах любого состава наблюдаются эгирин-авгитовые прожилки, неравномерная альбитизация, появляются рассеянные кристаллы апатита и кальцита [9]. На непосредственных контактах карбонатитов с фенитами образуется сплошная мелкозернистая флогопитовая или гастингсит-флогопитовая оторочка с примесью пироксена (3—10%), апатита и кальцита (в сумме 10—30%), реже оливина.

Аналогичные изменения свойственны и ксенолитам фенитов в карбонатитах, однако мощность их реакционной зоны возрастает в 5—10 раз, так что даже ксенолиты диаметром до 2 м изменены нацело. В их центрах сохраняются скопления альбита и пироксена, иногда с заметной первичной гнейсовидностью. В ксенолитах диаметром более 2 м имеются реликты первичных фенитов, но они отличаются от вмещающих фенитов. Последние преимущественно лейкократовые, эгирин-авгит-микроклиновые с альбит-олигоклазом (№ 10—15). В центре крупных ксенолитов фениты преимущественно темно-серые, массивные или гнейсовидные, мезократовые, сложены олигоклазом № 18—25 (30—40%), пироксеном и амфиболом (30—40%), альбит-олигоклазом (№ 12—15) и микроклином (в

сумме менее 20%), с примесью апатита, биотита и кальцита (в сумме до 20%).

В двух ксенолитах обнаружены реликты массивных пироксен-андезиновых амфиболитов с альмандином и пирротинном. Вместе с этими ксенолитами присутствуют и мелкие (до 20 см) обломки окружающих розовых фенитизированных гранито-гнейсов, окаймленных флогопитовыми оторочками шириной 1—2 см. Наличие в карбонатитах ксенолитов, резко отличающихся по строению, составу и степени изменения от окружающих фенитов, может быть объяснено только транспортировкой этих ксенолитов с глубины более 500 м (по данным глубокого бурения).

Подобные брекчии известны и в других карбонатитовых комплексах. В Озерной варке небольшие жилы карбонатитов, пересекающие лейкократовые, весьма мелкозернистые кварцсодержащие фенитизированные гнейсы, отделены от них сплошной альбит-пироксеновой оторочкой шириной 3—5 см. В этих телах содержатся редкие округлые ксенолиты ийолитов и фенитов диаметром 2—15 см, частью резорбированные и биотитизированные с периферии. В центре отдельных ксенолитов обнаружены реликты среднезернистых альмандиновых амфиболитов, также вынесенных с некоторой глубины.

В Ковдорском массиве, на северо-восточном склоне горы Пилькома-Сельга в одном из котлованов в 1960 г. вскрыта субширотная зона карбонатитовой брекчии мощностью более 300 м. В ней крупные (до 3×3×2 м) обломки фенитизированных пород, ослуженных с периферии и сцементированных карбонатитом, имели разнообразный состав. Часть их, сложенная серыми мелкозернистыми мезократовыми фенитизированными плагиогнейсами с биотитом и пироксеном, совершенно идентична окружающим породам. Часть ксенолитов размером до 1 м в поперечнике флогопитизирована нацело, в центре наиболее крупных из них встречены реликты крупнозернистых пироксеновых амфиболитов, лейкократовых микроклиновых фенитов и слоистых слабофенитизированных биотитовых гнейсов с альманди-

ном, которых среди окружающих пород не отмечалось. Вероятно, и в этом случае ксенолиты вынесены с глубины.

Вынос ксенолитов глубинных пород известен для дамкьернитов — дайковых эквивалентов ранних карбонатитов, с которыми они имеют идентичный минеральный состав [4, 5]. Трубки и дайки дамкьернитов в массиве Вуориярви, прорывающие пироксениты на участках Неске-вара и Петяйан-вара, содержат редкие округлые ксенолиты ийолитов и фенитов, залегающих под пироксенитами, судя по геофизическим данным, на глубине не более 2—3 км. В Ковдорском массиве среди камафоритов известны вертикальные трубки и мелкие дайки эруптивных брекчий с форстерит-магнетит-кальцитовым или флогопит-магнетит-кальцитовым цементом. В таких трубках содержится 20—60 % округлых ксенолитов черных крупнозернистых оливинитов, не обнаруженных при бурении до глубины 1200 м.

В Нижнесаянском массиве трубки дамкьернитов с анхимономинеральным кальцитовым цементом залегают среди карбонатитов и содержат местами до 70 % угловатых ксенолитов этих пород. Кроме них, встречены мелкие (до 5 см) округлые ксенолиты ийолитов, также вынесенных с глубины.

Трубки карбонатитовых брекчий Чадобецкого поднятия в Сибири, располагающиеся среди вендско-кембрийских пород, включают ксенолиты глубинных крупнозернистых пироксенитов с флогопитом и титаномagnetитом, среднезернистых кальцитовых карбонатитов, гранитов и амфиболитов. В массиве Фен описаны трубки дамкьернитов с обильными резорбированными ксенолитами гранитов, гнейсов, а также глубинных энстатит-хромдиопсидовых, энстатит-оливиновых и диопсид-энстатитовых мантийных пород, глубина залегания которых в данном регионе более 25 км [10]. Однако дамкьерниты, являющиеся аналогами ранних карбонатитов по минеральным ассоциациям, по происхождению представляют собой самостоятельную группу пород — дайковые эквиваленты карбонатитов.

Глубинные ксенолиты постоянно встречаются в карбонатитовых образованиях вулканов Восточной Африки,

где их наличие отмечалось многими исследователями [8, 10, 12]. В кальцитовых лавах, агломератах и туфах из жерл района Форт Портал, потухших менее 15 000 лет назад, известны округлые ксенолиты пироксенитов, оливинитов, нефелинитов и крупнокристаллических сецитов размером до 5 см в поперечнике. Реже встречаются ксенолиты мантийных пород (диаметром до 3 см), среди которых указывались гранатовые перидотиты и шпинель-оливиновые образования [2, 12].

Нами обнаружены также ксенолиты гранат-омфацитовых, энстатитовых и диопсид-энстатитовых массивных мелко- и среднезернистых пород. Среди них выделяются оливиновые разновидности, сложенные идиоморфными округлыми кристаллами высокомагнезического оливина (70—80 % форстеритовой молекулы); пироксеновые гипидиоморфной структуры с зернами размером до 3 мм, и энстатитовые (зерна до 5 мм). Аналогичные мелкие (до 5 см в диаметре) ксенолиты присутствуют в кальцитовых лавах и агломератах вулкана Керимаси, но здесь более 80 % их представлено крупнокристаллическими сецитами. Наряду с ними нами наблюдались редкие округлые ксенолиты ийолитов, а также массивных мелкозернистых хромдиопсидовых и энстатит-диопсидовых пород.

Многочисленные молодые и хорошо сохранившиеся голоценовые вулканические жерла области Натрон — Энгарука выполнены эруптивной брекчией, сцементированной карбонатной массой. В этой брекчии резко преобладают крупные обломки и блоки (иногда до 10 м в поперечнике) окружающих кристаллических докембрийских образований, но кроме них встречаются редкие и мелкие (до 10 см) округлые ксенолиты мантийных гранатовых перидотитов, шпинель-оливиновых и диопсид-энстатитовых пород [2, 8, 10].

В лавах и агломератах вулкана Лашейн и некоторых жерл вблизи него мы отмечали единичные мелкие (1—3 см) ксенолиты хромдиопсидовых и энстатитовых пород с розовым гранатом (таблица).

В современных лавах и пеплах вулкана Ол-Доиньо-Ленгаи известны мелкие (до 10 см) весьма редкие обломки ийолитов, мелилитов и пироксенитов,

Минеральный состав и строение ксенолитов из карбонатитовых брекчий и вулканитов

Тип образований	Окружающие породы	Породы в ксенолитах	Изменения ксенолитов	Обломки минералов	Комплексы
Брекчии в ранних карбонатитах	Фениты мезо- и лейкократовые Камафориты Пироксениты Фениты, гнейсы	Фениты лейко- и меланократовые, амфиболиты Камафориты Пироксениты Фениты мезо- и меланократовые, амфиболиты	Биотитизация, флогопитизация Кальцитизация —, — Флогопитизация, амфиболитизация	Полевые шпаты, сфен, пироксен, амфибол Форстерит, магнетит Магнетит, флогопит Амфибол, пирротин	Ковдорский —, — Вуориярви Новополтавский
Трубки взрыва	Камафориты Карбонатиты Фениты Сланцы, песчаники	Оливиниты, ийолиты Карбонатиты, ийолиты Фениты, граниты, эклогиты Сланцы, граниты, фениты, карбонатиты, ийолиты	Кальцитизация Биотитизация Фенитизация Альбитизация	Оливин, монтichelлит Кальцит, пироксен Керсутит, энстатит Кварц, альбит, пироксены, титаномagnetит	Ковдорский, Вуориярви, саянские То же Фен, Турий мыс Чадобец, Турий мыс, саянские
Карбонатитовые вулканиты	Граниты, гнейсы, мигматиты	Граниты, гнейсы, сециты, пироксениты, ийолиты, эклогиты, лерцолиты	Слабая альбитизация	Кварц, полевые шпаты, оливин, гранат, магнетит, пироксены	Жерла района Форт-Портал, Керимаси, Хананг, Кварха

встречены единичные обломки мантийных оливин-диопсидовых и оливин-хромдиопсидовых пород размером до 12 см. Они сложены агрегатом идиоморфных зерен пироксена и оливина (1—2 мм). Аналогичные обломки обнаружены в туфах и глобулярных агломератах вулканов Хананг и Кварха [8], а также встречаются в большом количестве в жерлах поблизости от этих вулканов. Вынос обломков пород, типичных для карбонатитовых комплексов (пироксениты, ийолиты, сециты), свидетельствует о существовании под вулканами (возможно, на глубине 1—3 км) таких интрузий. Вынос же ксенолитов мантийных пород должен осуществляться с большей глубины (мощность гранитной коры под днищем рифтовых грабен превышает 6—8 км, а в бортах грабен — более 20 км) [2].

Степень изменения обломков сецитов, ийолитов, пироксенитов и эклогитов в вулканитах незначительна. Ксенолиты ийолитов и мелилитов часто окружены реакционными каймами флогопита, натролита или филлипсита [8, 12]. Ксенолиты мантийных пород свежие, иногда слабо флогопитизированные с периферии, но часто резорбированные, содержат прожилки кальцита.

В настоящей статье глубине выноса ксенолитов не придается определяющего значения, наиболее важен факт их несомненной транспортировки снизу (в карбонатитовых брекчиях и вулканитах, а также в дайках и трубках дайковых эквивалентов карбонатитов — дамкьернитов). Этот факт указывает на относительную вязкость карбонатной массы, из которой кристаллизуются гипабиссальные и вулкано-

генные карбонатиты. О том же свидетельствует развитие характерной трахитоидности, подчеркиваемой ориентировкой пластинчатых кристаллов кальцита, в лавах вулканов Керимаси, Лашейн и жерл района Форт Портал [8, 12].

Строение пологих карбонатитовых жил. Пологие карбонатитовые жилы относительно редки. В подавляющем большинстве карбонатиты образуют субвертикальные штоки и системы крутых конически-кольцевых жил. Такая особенность свойственна как относительно древним и глубоко эродированным массивам (рифейским в Сибири, каледонским на Кольском полуострове), так и более молодым мезозойским интрузиям (Северная Сибирь, Канада, Бразилия) или неоген-четвертичным вулканам и субвулканам Восточной Африки.

Среди изученных нами массивов СССР пологие карбонатитовые жилы наблюдались в Ковдорском, Озерной вараке и саянских. В Ковдорском массиве протяженные пологие жилы ранних карбонатитов известны на центральном участке (Низка-вара), где они залегают среди оливинитов. Эти жилы мощностью 3—12 м имеют здесь падение к югу под углом 15—25°. По простираю они прослежены на 100—500 м, по падению — до глубины 150 м; форма их плитообразная, с исключительно резкими и четкими секущими контактами.

Приконтактные изменения окружающих оливинитов незначительны — по мощности до 15 см, обычно 3—5 см. Вблизи карбонатитов в оливинитах появляются пойкилобласты и идиоморфные кристаллы светло-коричневого магнезиального флогопита, микропрожилки и вкрапленность апатита, кальцита, магнетита, местами развиты клиногумит, тетраферрифлогопит и рихтерит. Первичный оливин (форстерит, 7—10 % FeO) сохраняется, но превращается в почти чистый форстерит (1,5—4 % FeO) с одновременным выделением пылевидной вкрапленности магнетита. У непосредственного контакта с карбонатитами порода приобретает оливин-флогопит-магнетитовый состав (50—60 % форстерита). По мере удаления от контакта содержание

реакционных минералов в оливинитах снижается.

Изменения оливинитов вблизи подошвы и кровли карбонатитовых тел идентичны не только по качественному составу ассоциаций, но и по количественным соотношениям минералов в реакционных зонах, хотя вблизи кровли часто возрастает содержание рихтерита, клиногумита и флогопита. Мощность измененной зоны у подошвы массива обычно 2—4 см, а у кровли до 8—15 см, суммарное содержание флогопита, кальцита и рихтерита в породах кровли достигает 20—30 %.

Внутреннее строение карбонатитовых жил рассматриваемого участка чрезвычайно выдержанное. Все они сложены массивным лейкократовым карбонатитом, содержащим до 10 % магнетита, 5—15 % флогопита, до 7 % форстерита, 5—12 % апатита. Силикаты и магнетит распределены в породе равномерно, но на отдельных участках образуют скопления, линзы и невыдержанные полосы, иногда прихотливо изгибающиеся. Изменений содержания основных минералов по мощности жил не наблюдается.

В Озерной вараке встречены наиболее пологие карбонатитовые жилы, располагающиеся к востоку от одноименного массива среди фенитизированных кварцсодержащих гнейсов. Они имеют падение к западу и северо-западу под углом 10—15°. Все изученные здесь жилы мощностью до 1,5 м резко асимметричны и сопровождаются интенсивным метасоматозом вмещающих фенитов. Контакты жил с фенитизированными гнейсами у подошвы обычно резкие, а у кровли между карбонатитом и гнейсом наблюдается зона постепенного перехода шириной до 30 см, составляющая иногда более одной трети мощности жилы.

Собственно карбонатиты сложены крупнокристаллическим гипидиоморфным или чаще идиоморфно-пластинчатым агрегатом зерен кальцита размером 0,5—2 см, между которыми распределены мелкие (1—2 мм) кристаллы пироксена, апатита и альбита (в сумме до 20 %). По мере приближения к кровле жил содержание силикатных минералов возрастает, появляются корродированные реликты кварца, клиновидные реликты мелкозернис-

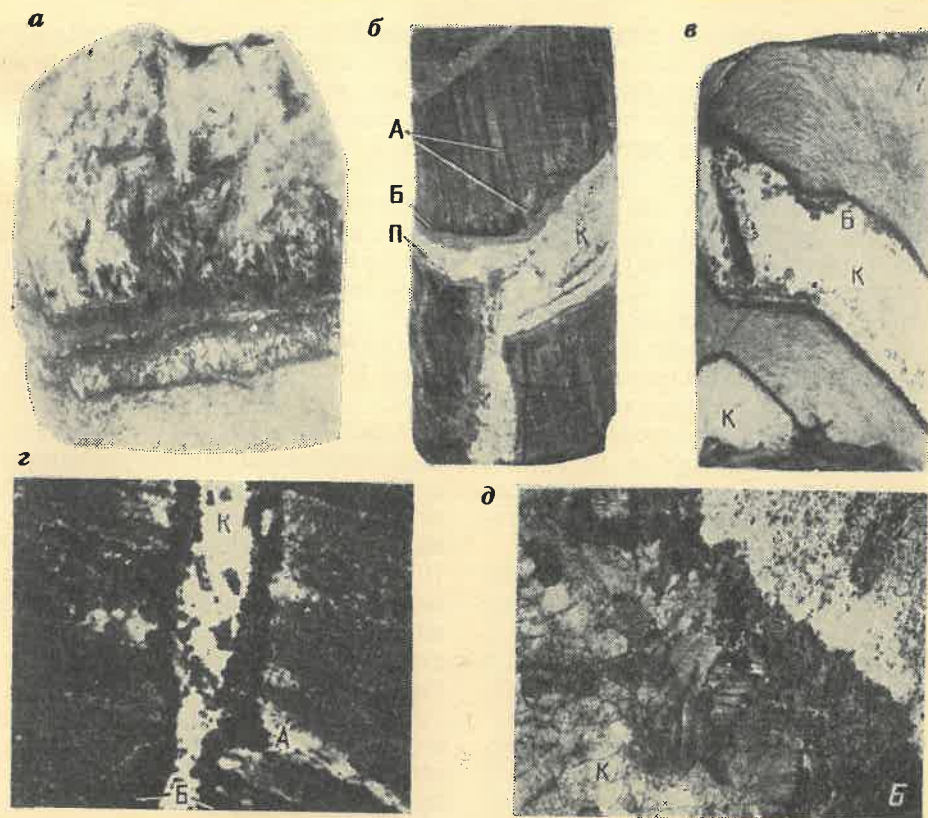


Рис. 2. Строение приконтактных зон пологих карбонатитовых жил

а — друзовая оторочка шестоватых кристаллов эгирина (темное), растущих в сторону карбонатита (светлое), у подошвы карбонатитовой жилы, Озерная варакка (штуф, ум. 2); б, в — мало мощные приконтактные реакционные пироксен-биотитовые ото-

рочки с небольшим внешним ореолом альбитизации (светлые полосы) в кровле пологих карбонатитовых жил, залегающих в фенитизированных сланцах (Верхнесаянский массив); б, в — керн буровых скважин, г, д — фото шлифов (без анализ., ум. 72); А — альбитовый агрегат, Б — биотит, П — пироксен, К — карбонатит

того гнейса, и карбонатит переходит в перекристаллизованный пироксеновый фенит с вкрапленностью кальцита и апатита. Содержание этих минералов резко уменьшается при удалении от жил карбонатитов, но первичный микроклиновый гнейс альбитизирован в зоне шириной до 5—10 см.

У подошвы карбонатитовые жилы отделены от гнейса друзами кристаллов пироксена (эгирина), растущих в сторону карбонатита и достигающих 5 см в длину (рис. 2, а). Центральные части карбонатитовых жил гипидиоморфной структуры, массивные, равномернозернистые и весьма лейкократовые, с небольшой примесью эгирина (до 15 %), апатита (5—7 %) и желтого пироклора.

В Ковдорском массиве одним из котлованов на восточном склоне горы Пилькома-Сельга в 1960 г. были

вскрыты жилы карбонатита мощностью 3 и 8 м, полого падающие к северо-западу под углом 15—25°. В верхней части южной стенки котлована этими жилами пересекались крутопадающие слоистые мезократовые амфибол-пироксеновые фениты, а к северу от котлована — крупнозернистые массивные мельтейгиты. Породы около жил флогопитизированы и кальцитизированы в зоне шириной до 15 см. У подошвы развит реакционный флогопитовый мелкозернистый агрегат с содержанием магнетита и апатита до 10—20 % в зоне мощностью до 5 см. Над кровлей жил флогопитовая оторочка расширяется до 7—10 см, и пластины флогопита становятся в 2—5 раз крупнее, чем у подошвы (до 5 см). Над флогопитовой зоной в ореоле шириной до 12 см наблюдаются сначала мелкие гнезда крупнокристал-

лического кальцита и апатита (до 3 см), а на удалении от карбоната — внешняя кайма пироксенизации и вокруг нее — кайма альбитизации фенитов или апатитизации мельтейгитов.

Карбонатитовые жилы прослежены нами на расстояние до 150 м по простиранию и на 100 м по падению (по данным буровых скважин), на всем этом протяжении они сохраняют выдержанное и однородное строение. Карбонатит лейкократовый, крупнокристаллический, пойкилобластической структуры, с равномерно распределенными кристаллами пироксена, флогопита и магнетита (в сумме до 20 %), а также апатита. От подошвы к кровле строение и состав породы не меняются.

В Верхнесаянском массиве мощные вытянутые тела карбонатитов имеют преимущественно крутое падение (75—90°), от них отходят маломощные (до 2,5 м) пологие жилы. Все они характеризуются резкими контактами, малой мощностью приконтактных изменений (по 3 см), весьма равномерным и однородным распределением минералов (см. рис. 2, б). Иногда в жилах наблюдаются мелкие отторженцы вмещающих фенитизированных сланцев (см. рис. 2, в). Дифференциации по мощности в этих жилах не заметно, но у кровли в биотитизированных сланцах расширяется кайма внешнего ореола альбитизации, предшествующей биотитизации, и в биотитовом агрегате иногда появляются вкрапленность мельчайших (менее 0,1 мм) кристаллов акцессорного пироксена или скопления апатита (см. рис. 2, г). У пологих жил карбонатитов, пересекающих на западном фланге массива кварциты и слюдяные песчаники, мощность зон пироксенизации в кровле заметно больше, чем у подошвы (соответственно 7—10 и 1—3 см).

В северной и северо-восточной частях Нижнесаянского массива отмечаются многочисленные мелкие пологие жилы ранних карбонатитов, залегающие среди ийолитов и вмещающих их фенитов. Ийолиты пронизаны здесь ветвящимися сериями карбонатитовых жил мощностью от 10 см до 3 м, преимущественно крутых, реже полого падающих к центру массива под углом 10—15°. Все пологие жилы сложены

равномернозернистыми кальцитовыми карбонатитами с пироксеном и флогопитом, редкими кальцитизированными ксенолитами ийолитов; местами в них видна линзовидная полосчатость, обусловленная линзовидными скоплениями силикатов. Вокруг этих жил ийолиты слабо перекристаллизованы, кальцитизированы и обогащены апатитом, у подошвы они изменены в зоне шириной 1—5 см, а над кровлей — в зоне до 15 см. В них содержится до 25 % кальцита, 10—15 % апатита и до 20 % биотита.

Пологие жилы в фенитах у подошвы имеют чрезвычайно резкие контакты и сопровождаются узкой каймой биотитизации (до 2 см), а у кровли — зональными оторочками шириной до 10 см, в которых внутренняя зона биотитизации (2—3 см) окружена зоной альбитизации шириной до 7 см. У кровли таких жил часто развиваются рихтерит и доломит.

Сами пологие карбонатитовые жилы не несут следов дифференциации вещества; породы относительно лейкократовые, с равномерным и однородным распределением минералов. В отдельных жилах наблюдается прерывистая флюидальная полосчатость, прихотливо изгибающаяся и обтекающая ксенолиты. Шестоватые кристаллы пироксена и пластинчатые слюды ориентированы в карбонатитах преимущественно беспорядочно, но иногда располагаются субпараллельно контактам жил.

В других регионах пологие жилы карбонатитов столь же редки. В Замбии описано пластовое карбонатитовое тело Калуве, залегающее среди осадочных пород и представляющее собой интрузивную залежь протяженностью 1,5 км, мощностью до 70 м [10]. Эта залежь, сложенная черным мелкозернистым кальцитовым карбонатитом с флогопитом, магнетитом, апатитом, пироксеном, является, вероятно, приповерхностным образованием. У ее контактов в зоне мощностью до 3 м присутствуют многочисленные округленные ксенолиты вмещающих пород («агломерат») размером 3—15 см, более обильные у подошвы.

В горизонтальных и пологозалегающих потоках карбонатитовых лав вулкана Керимаси и жерл района Форт

Портал мощностью до 5 м не заметно следов расслоения или дифференциации вещества. Лавы сложены весьма тонкозернистой массой кальцита с примесью магнетита, силикатов и апатита, вкрапленниками кальцита, флогопита, иногда мелилита, включают ксенолиты окружающих и глубинных пород [8]. Минералы в них распределены хаотично и не обнаруживают дифференциации по мощности тел.

Современные лавы вулкана Ол-Доиньо-Ленгаи, образующие небольшие потоки мощностью до 10 м, также имеют весьма равномерное мелкозернистое строение, лишены следов дифференциации вещества по мощности. Среди них известны и вязкие глыбовые, и текучие подвижные потоки типов «за» и «пахозхоэ» [2, 8, 10].

Однако в магматических камерах под карбонатитовыми вулканами некоторая дифференциация вещества, вероятно, происходит, что выражается в неодинаковом составе последовательных порций продуктов извержения. На обширных площадях в окрестностях вулканов Хананг, Квараха, Керимаси, Ол-Доиньо-Ленгаи и Меру грубослоистые туфы содержат прослой «кристаллотуфов», сложенных крупными (до 5 см) кристаллами пироксена, оливина, флогопита и магнетита (в сумме до 60 %), в то время как в основной массе туфов их содержание редко превышает 20 % и размеры кристаллов этих минералов уменьшаются до 0,1—3 мм. Наличие в туфах таких прослоев свидетельствует о существовании в деятельности вулканов периодов относительного покоя, когда кристаллы могли расти и достигать больших размеров.

Обсуждение результатов. Наличие карбонатитовых брекчий в большинстве массивов рассматриваемого типа, как гипабиссальных (Кольский полуостров, Сибирь), так и вулканических (Африка) указывает на широкое развитие процессов дробления и интенсивных взрывных явлений, которыми сопровождалось формирование карбонатитов. Транспортировка карбонатитами ксенолитов с глубины 1—5 км и более прямо связана с глубинными взрывами и подъемом карбонатитовой массы. Взрывы, скорее всего, обусловлены накоплением на глубине боль-

ших масс газов, прежде всего CO и CO₂, а возможно и H₂ или C_nH_m, которые стимулировали взрывы, когда давление в магматической камере превышало литостатическую нагрузку [6].

Исключительное обилие газов в протокarbonатитовом расплаве прямо подтверждается образованием мощных туфо-пепловых толщ на обширных пространствах вокруг карбонатитовых вулканов Восточного рифта и необычайно высоким взрывным индексом (до 95 %) многих неоген-четвертичных вулканов этого типа в Африке (Элгон, Морото, Керимаси, Хананг, жерла в области Натрон—Энгарики и районе Форт Портал) [2, 8, 10].

Подобное явление, а также транспортировка карбонатитами ксенолитов с глубины неоспоримо свидетельствуют о значительной вязкости карбонатитового расплава. Отсутствие при этом следов дробления самих карбонатитов указывает на то, что взрывные явления предшествовали внедрению карбонатитов и сопровождали его, но полная кристаллизация карбонатитовой массы завершилась после взрывов и дробления.

Для карбонатитовых брекчий гипабиссальных массивов характерен сопутствующий метасоматоз, более интенсивно проявившийся в изменении глубинных ксенолитов. Ксенолиты сопровождаются реакционными оторочками мощностью до 1,5 м, в то время как вмещающие карбонатиты породы изменены в зоне мощностью до 10 см. Это вполне естественно, так как для пород, транспортировавшихся с глубины, и время переработки и, вероятно, концентрация активных агентов были большими, а по мере подъема карбонатитовой массы вверх эти агенты расходовались на изменение окружающих пород.

В пологих карбонатитовых жилах дифференциации вещества не наблюдается, но становится заметным увеличение степени изменения пород кровли по сравнению с породами подошвы, более отчетливо выраженное для гнейсов и фенитов или для ийолит-мельтейгитов и менее — для оливинитов. Последнее обстоятельство объясняется постоянной легкой и интенсивной изменчивостью вблизи карбонатитов

алюмосиликатных пород, особенно кварц-полевошпатовых, и устойчивостью оливинитов. Минеральный состав приконтактных реакционных оторочек с концентрацией в них кальцита, апатита, флогопита или биотита и альбита прямо свидетельствует о выносе из карбонатитов прежде всего таких легкоподвижных и летучих компонентов, как К, Na, F, P, CO₂ [4, 7]. Эти компоненты преимущественно мигрируют и фиксируются в приконтактных оторочках, а содержание их в карбонатитах (за исключением CO₂) значительно меньше (К, Na и F в 5—20 раз), что свидетельствует о гораздо большей концентрации К, Na, P и F в первичном протокарбонатитовом веществе [7, 11, 12].

Строение пологих жил карбонатитов и их приконтактных зон отражает преимущественную миграцию летучих компонентов к кровле жил и полное отсутствие какой-либо дифференциации в распределении минералов в самих карбонатитах. Отсутствие такой дифференциации прямо указывает на большую вязкость поступающей карбонатитовой массы. Типоморфные минералы карбонатитов — оливин, флогопит, магнетит, пироксен, апатит, дизаналит, бадделит, пироклор — образуют относительно идиоморфные кристаллы и по крайней мере часть их кристаллизуется вместе с кальцитом или до него. Все эти минералы, как и ксенолиты пироксенитов, оливинитов, ийолитов или магнетито-форстеритовых пород, имеют плотность 3—5 г/см³, превышающую плотность кальцита (2,6 г/см³), и тем более плотность карбонатного расплава.

Если бы поступавшее снизу пластическое карбонатитовое вещество содержало кристаллы этих минералов и обладало низкой вязкостью, то должна была бы проявиться гравитационная дифференциация с выделением тяжелых кристаллов у подошвы пологих жил (кумуляцией). Отсутствие следов такой дифференциации свидетельствует о высокой вязкости карбонатитового вещества и, возможно, также о его быстрой кристаллизации. Относительно высокая вязкость свойственна и современным карбонатитовым лавам вулкана Ол-Доиньо-Ленгаи, где минералы также распределены хаотически.

Экспериментальное изучение систем, в которые входят CaO, Na₂O, CO₂, MgO и H₂O, проведенное в течение последних 20 лет преимущественно с участием П. Дж. Уайли [10, 13, 14], показало, что при высоких температурах и давлении может существовать подвижный карбонатитовый расплав низкой вязкости. Последнее не согласуется с нашими наблюдениями над природными объектами. Расхождение обусловлено, в первую очередь, вероятно, присутствием в природном первичном карбонатитовом веществе большого количества дополнительных компонентов — Al, Si, Fe, Mg, P, K, а также ксенолитов и скоплений их минералов, преимущественно магнетита, пироксена, оливина и слюды, устойчивых в карбонатитах.

Особенности строения карбонатитов, рассмотренные выше, прямо указывают на значительную вязкость первичного карбонатитового вещества. Оно, возможно, представляло собой кашеобразную вязкую массу кристаллов кальцита с примесью кристаллов магнетита, апатита и силикатов, значительным содержанием межзерновой высокоподвижной щелочной газовой фазы, обогащенной CO₂, F, P, K, Ca, Na и Mg. Эта фаза по мере подъема и кристаллизации кальцитовой массы удалялась из нее, реагируя с окружающими породами. Максимальным содержанием газовой фазы, по-видимому, было в глубинных зонах, а по мере подъема массы оно все более снижалось. Поэтому интенсивный метасоматоз развит в гипабиссальных карбонатитовых комплексах, а в приповерхностных он ослабевает. Однако все субвулканические карбонатитовые штоки Африки характеризуются интенсивной фенитизацией окружающих пород, ширина ореола фенитизации вокруг них составляет 0,2—2 км (Напак, Рангва, Квараха, Мрима, Ол-Доиньо-Ленгаи).

Столь интенсивное проявление щелочного метасоматоза в связи с карбонатитами может быть объяснено только исключительно большим содержанием в первичном карбонатитовом веществе Na, K и сопутствующих летучих компонентов — F, P и CO₂ (и SO₂). При этом необходимо учесть и возможность удаления больших объ-

емов CO₂ в атмосферу при взрывах и извержениях карбонатитовых вулканов.

Следует отметить, что далеко не во всех вулканических аппаратах на поверхность выходят кристаллические карбонатиты интрузивного облика. Их неки известны в вулканах Керимаси, Мосоник и в корневых частях более древних субвулканов Напак и Рангва, но не вскрыты в вулканах провинции Вирунга, а также в вулканах Лашейн, Тиндерет, Бурко, Ол-Доиньо-Ленгаи и других, хотя в связанных с ними эффузивах встречены ксенолиты крупнокристаллических кальцитовых карбонатитов.

Наличие ксенолитов сецитов в лавах вулкана Ол-Доиньо-Ленгаи свидетельствует о возможном существовании в его корневых частях штока нормальных кальцитовых карбонатитов. Необычно высокощелочной состав современных карбонатитовых лав этого вулкана является, может быть, следствием дифференциации первичного глубинного протокарбонатитового расплава в относительно неглубокой вулканической (промежуточной) камере с кристаллизацией на глубине нормальных кальцитовых карбонатитов, отделением и последующим выбросом высокоподвижной ультращелочной карбонатной фазы, обогащенной Ca, Na, F, Cl, S и CO₂. Присутствие этих компонентов в протокарбонатитовом веществе во всех случаях и на всех эрозионных уровнях фиксируется развитием вокруг карбонатитов локальных зон ослюденения, альбитизации, пироксенизации и фенитизации.

Из вышеизложенного можно сделать следующие выводы.

1. В карбонатитовых комплексах любой глубинности встречаются тела карбонатитовых брекчий, в которых наряду с преобладанием слабоизмененных ксенолитов окружающих пород отмечены редкие, более интенсивно измененные ксенолиты, вынесенные с глубины свыше 0,5—6 км. В карбонатитовых вулканах из вулканов Восточной Африки постоянно присутствуют ксенолиты «родственных пород» — пироксенитов, оливинитов, ийолитов и крупнокристаллических сецитов, вынесенных с глубины более 1 км. В этих же вулканах давно известны

редкие ксенолиты мантийных гранатовых перидотитов, оливин-шпинелевых и хромдиопсид-энстатитовых пород, вынесенных с глубины более 6—8 км. Изменения ксенолитов одинаковых пород однотипны в образованиях различной глубинности, но степень изменения глубинных ксенолитов в гипабиссальных массивах максимальная.

2. Пологие карбонатитовые жилы в различных массивах обладают выдержанным строением и равномерным составом, без следов гравитационной или кристаллизационной дифференциации вещества по мощности, но с резким усилением приконтактных изменений у кровли жил при минимальных изменениях у подошвы. В кровле жил интенсивно проявлены ослюденение, кальцитизация, апатитизация и альбитизация окружающих пород, сопровождающиеся максимальной концентрацией наиболее подвижных компонентов — P, F, K, Na, которых в собственно карбонатитах значительно меньше (P, K) или очень мало (Na).

3. Исходя из особенностей строения карбонатитовых брекчий, пологих жил и сопровождающих их приконтактных изменений окружающих пород без следов дифференциации жил по мощности, следует признать, что первичное протокарбонатитовое вещество представляет собой, скорее всего, вязкую кашеобразную массу кристаллов кальцита с большим количеством газовой фазы, обогащенной CO₂, SO, P₂O₅, P, K, Ca, Na и S. О высокой вязкости первичного протокарбонатитового вещества свидетельствуют вынос карбонатитами ксенолитов с глубины и чрезвычайно высокий эксплозивный индекс карбонатитовых вулканов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бородин Л. С., Лапин А. В., Харченков А. Г. Редкометалльные камафориты. Формация апатито-форстерито-магнетитовых пород в щелочно-ультраосновных и карбонатитовых комплексах. М., Наука, 1973.
2. Восточно-Африканская рифтовая система/ В. В. Белоусов, В. И. Герасимовский, В. В. Добровольский и др. Т. 1—3. М., Наука, 1974.
3. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии/

- А. А. Кухаренко, Э. А. Багдасаров, М. П. Орлова и др. М., Недра, 1965.
4. Капустин Ю. Л. Минералогия карбонатов. М., Наука, 1971.
 5. Капустин Ю. Л. Дайковая серия пикритов-альцеитов в массивах ультраосновных — щелочных пород и карбонатов. — Сов. геология, 1974, № 8, с. 43—59.
 6. Капустин Ю. Л. О происхождении карбонатов. — Зап. ВМО, 1975, ч. 105, вып. 3, с. 329—343.
 7. Капустин Ю. Л. О контактовых явлениях в связи с карбонатами. — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов, горных пород и руд. Вып. 5. М., Наука, 1978, с. 53—69.
 8. Капустин Ю. Л., Поляков А. И. Вулканогенные карбонаты Восточной Африки. — Зап. ВМО, 1982, вып. 6, ч. 3, с. 639—655.
 9. Карбонатитовая зона Украинского щита/ Ю. Л. Капустин, Э. М. Лапицкий, В. Т. Погребной и др. — Сов. геология, 1978, № 5, с. 80—92.
 10. Tatla O. F., Gittins J. M. Карбонаты. М., Мир, 1969.
 11. Ecker mann H. The alkaline district of Alnö Island. — Arkiv. Miner., Geol., Sverige. Geol. Undersökn. Ser. Ca, 1948, No 36.
 12. Knorring O., Du Bois C. G. B. Carbonatite lava from Fort Portal area in Western Uganda. — Nature, 1962, No 192, p. 1064—1065.
 13. Koster G., Wyllie P. J. Liquid immiscibility in the join $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{—Na}_2\text{CO}_3\text{—H}_2\text{O}$. — Am. J. Sci., 1973, v. 273, No 6, p. 465—482.
 14. Wyllie P. J., Biggar G. M. Fractional crystallisation in the "carbonatite systems" $\text{CaO—MgO—CO}_2\text{—H}_2\text{O}$ and $\text{CaO—CaF}_2\text{—P}_2\text{O}_5\text{—CO}_2\text{—H}_2\text{O}$. Intern. Min. Assos. India, 1964, p. 472—495.

УДК 551.251 : 528.942 : 553.463 (574.3)

В. И. ЧЕРНОВ, С. А. КАЙЗЕР, А. В. ИВАНЧУК, А. Т. РАХИМОВ,
Н. Г. ЛЕВЕНКО (КазИМС), О. М. ТЮГАЙ,
А. Т. БУРТУБАЕВ (ПГО «Центрказгеология»)

О формационной принадлежности околорудных метасоматитов Верхнекайрактинского месторождения

Известно, что метасоматизм как геологическое явление стоит в одном ряду с осадконакоплением, магматизмом и метаморфизмом и изучение его имеет большое значение для познания закономерностей концентрации и рассеяния рудного вещества. За последние годы метасоматиты стали широко использоваться в практике геологического картирования, что вызывает необходимость развития формационного направления в анализе метасоматитов.

Верхнекайрактинское месторождение — типичный представитель щелитносных штоковых, комплексной молибден-вольфрамовой рудной формации. Оно расположено в области сочленения Жаман-Сарысульского антиклинария с Успенским синклиномом и контролируется зоной сопряжения Южно-Успенского и Верхнекайрактинского глубинных разломов.

Среди разновозрастных толщ, слагающих рудное поле, выделяются два структурных этажа: нижний, сложенный зеленоцветной ритмично чередующейся песчано-сланцевой толщей флишевой формации верхнесилурийского возраста мощностью до 2,5—3,0 км, и верхний, представленный вулканогенными образованиями липаритового и липарит-дацитового состава позднедевонско-раннекаменноугольного возраста.

Интрузивные породы, обнаженные на поверхности и вскрытые горными выработками, развиты незначительно. Среди них выделяются две возрастные группы. К первой, условно позднедевонского — раннекаменноугольного возраста, отнесены дайковая серия пестрого состава (от диоритовых порфиров до фельзит-порфиров) и относительно крупные (300×200 и 200×50 м) тела кварцевых габбро-диабазов с наложенным молибден-вольфрамовым оруде-

нением; ко второй, условно раннепермского возраста — малые интрузии гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров и дайки среднего — основного состава.

Количественная и качественная интерпретация геофизических данных позволяет предположить, что на глубинах 1000—5000 м залегает пластообразное тело биотитовых и роговообманковых гранитоидов, внедрившихся по пологим тектонически ослабленным зонам в позднекарбонное время; оно занимает конкордантное положение среди силурийской толщи в зоне надвигов. Помимо этого тела в пределах Верхнекайрактинского тектоно-магматического узла на глубинах от 500 до 5000 м предполагается наличие интрузива пермских аляскитовых гранитов акчатауского комплекса в виде сложно построенного лакколита, который занимает дискордантное положение как к гранитоидам позднекарбонного возраста, так и к силурийским осадочным толщам.

О наличии крупного магматического тела на глубине, обладавшего большим тепловым ресурсом, свидетельствуют ороговикованные породы, широко распространенные как на поверхности (на площади порядка 100 км²), так и на глубине 1000 м и более. В термоградиентном поле данного интрузива сформировалось Верхнекайрактинское месторождение.

Приуроченность месторождения к Успенской зоне смятия обусловила сложность плективных структур, интенсивное развитие дизъюнктивной тектоники и динамотермального метаморфизма. Породы образуют сложную систему напряженных линейно вытянутых складок, осложненных многочисленными мелкими изгибами. Широко распространены складки волоче-

ния, гофрированность, бороздчатость, струйчатость на плоскостях рассланцевания. Часто наблюдаются зоны милонитизации, представленные тонколистоватыми филлонидами или порфиридами.

Породы испытали интенсивное воздействие регионального (динамотермального), контактового и гидротермального метаморфизма.

Основные признаки регионального (динамотермального) метаморфизма — структурные особенности пород (рассланцевание, милонитизация, ориентированное расположение минеральных зерен) и минеральный парагенезис (глинистые минералы пород перекристаллизованы в хлорит, серицит, кварц, кальцит, эпидот, актинолит, альбит) — соответствуют низким ступеням метаморфизма, не выше фации зеленых сланцев, формирование которых происходило в интервале 350—500 °С.

Характерной особенностью контактового метаморфизма в пределах рудного поля является значительная удаленность пород от воздействующей интрузии (500—1200 м). Поэтому типичных роговиков на поверхности нет, хотя ореол распространения в различной степени ороговикованных пород очень большой. Интенсивность ороговикования на площади неравномерная, что объясняется, по-видимому, различной проницаемостью для тепловых потоков отдельных зон (блоков), обусловленной пестротой толщ по составу и структурно-текстурным особенностям, а также, вероятно, сложностью морфологии кровли интрузива. С глубиной интенсивность ороговикования увеличивается.

Контактный метаморфизм выражается в уменьшении степени сланцеватости, появлении роговиковых структур, массивных, полосчатых текстур, относительно высокотемпературных минеральных новообразований и увеличении плотности пород (2,73 против 2,68 г/см³). Минеральный состав роговиков зависит главным образом от состава метаморфизируемых пород. По породам со значительной долей карбонатной составляющей образуются существенно кварц-амфиболовые, кварц-эпидот-амфиболовые, а по кварцево-слюдистым сланцам — кварц-биотитовые роговики.

Минеральные парагенезисы, слагающие ороговикованные породы изученной части разреза, свидетельствуют о низкой температуре метаморфизма и относятся к мусковит-роговиковой фации, нижняя граница формирования которой приходится на 450—550 °С при общем давлении менее 10⁸ Па. На глубинах 750 м и более появляются высокотемпературные минеральные ассоциации (кордиерит-биотитовые роговики), что свидетельствует об относительно высокой ступени метаморфизма, но не выше амфибол-роговиковой фации (600—700 °С).

При контактовом метаморфизме происходит некоторое перераспределение петрогенных элементов, что не позволяет говорить об изохимическом его характере. Расчет, выполненный атомно-объемным методом пересчета, показал, что при ороговиковании происходит следующее перемещение элементов (в количествах атомов на 10⁻²⁶ м³): привнос — кремния 2,43; калия 2,76; кальция 2,09; серы 1,05 и магния 0,45; вынос — связанной воды 15,53; натрия 0,89 и алюминия 0,73. Закисное железо переходит в окисное. При этом происходит также

перераспределение малых элементов с накоплением их в одних местах и выносом из других.

Под гидротермальным метаморфизмом понимаются околорудные гидротермальные изменения пород, происходящие под воздействием процессов, с которыми генетически связано образование руд. Процессы гидротермально-метасоматической деятельности, в том числе и рудоотложение, протекали вслед за ороговикованием на фоне тектонических подвижек и понижения температур минералообразования, т. е. носят регрессивный характер и принадлежат одному гидротермальному циклу, генетически связанному со становлением Верхнекайрактинского гранитоидного плутона (?). Развитие гидротермалитов регрессивной стадии минералообразования контролируется зонами повышенной проницаемости и проявлено в форме хлоритизации, серицитизации, окварцевания и пиритизации пород. Среди новообразований в небольшом количестве присутствуют калишпат, альбит, эпидот, карбонаты и цеолиты. При этом кварц-пирит-серицитовая ассоциация с примесью калишпата и альбита представляет внутреннюю зону метасоматической колонки, а внешняя — имеет более сложный полиминеральный состав с преобладанием хлорита.

Внешняя зона метасоматической колонки занимает значительную площадь и имеет постепенные переходы с зеленоцветными слабоороговикованными породами, что затрудняет проведение между ними границы и использование ее в качестве индикатора рудного процесса. Таким индикатором могут служить кварц-пирит-серицитовые метасоматиты внутренней зоны.

По степени замещения исходных пород гидротермалиты внутренней зоны подразделены на слабо- (5—20 %), сильно- (20—60 %) и полнопроявленные (60—100 % новообразований). Интенсивность метасоматоза находится в прямой зависимости от трещиноватости пород. В полнопроявленных метасоматитах плотность прожилков 30—40 шт/м с жильно-прожилковой массой 2—3 %. Первые образуют линзообразные тела мощностью от 10—20 до 50—100 м и протяженностью до 300—400 м по простиранию и на глубину, имеют светло-серую, слабозеленоватую окраску, развиваются вдоль кварцевых, кварц-полевошпатовых и кварц-слюдяных прожилков в виде узких полосок (от 1—2 мм до первых сантиметров). При этом ширина околосланцевых изменений не зависит от мощности прожилка. При густой сети прожилков и проводничков околосланцевые метасоматиты, объединяясь в единую массу, образуют осветленные зоны на темном фоне ороговикованных или хлоритизированных пород.

Полнопроявленные метасоматиты характеризуются следующим минеральным составом (средний по 8 пробам, в %): кварц 47,5; серицит 29,1; биотит 5,3; пирит 4,9; калишпат 1,2; альбит 6,1; хлорит 1,2; флюорит 1,5; карбонат 0,8; углестое вещество 1,6; рутил 0,4; апатит 0,3; гидроокислы железа 0,1; турмалин знаки.

Серицит в метасоматитах тонкошелушчатый, ориентированный в одном направлении, что подчеркивает сланцеватость и микроскладча-

тость, реже образует относительно крупночешуйчатые (до сотых долей миллиметра) агрегатные скопления в виде гнезд, линз и прожилков. Рудные прожилки по отношению к серициту обычно занимают секущее положение. Это, вероятно, свидетельствует о том, что формирование метасоматитов предшествовало жиллообразованию.

Светлые слюды как в околосильных метасоматитах, так и в прожилках принадлежат к политипной модификации $2M_1$ — наиболее стабильной и часто встречающейся. Химический состав их отличается от мусковитов из грейзенов высоким содержанием (в %) окислов железа, особенно закисного (1,75—3,42), магния (1,90—2,05), связанной воды (4,73—4,84) и относительно низким содержанием калия (8,84—9,28), алюминия (31,68—32,84) и фтора (0,04—0,15). Имеющиеся данные указывают на высокое значение фенитовой составляющей светлых слюд, что характерно для экзоконтактовых шеелитовых штокверковых месторождений.

При метасоматическом преобразовании пород происходит привнос (в количествах атомов на 10^{-26} м³) железа окисного 1,5, калия 1,95, серы 0,77 и вынос кремнезема 9,69, железа закисного 1,34 и магния 0,48. Увеличивается содержание связанной воды (2,60 против 2,26 %) и суммы газов (2,54 против 1,57 %). Уменьшается плотность породы (2,57 против 2,71 г/см³).

Среди исследователей пока нет единого мнения в отношении формационной принадлежности описываемых околорудных гидротермалитов. Отсюда и возникают разночтения при классификации вольфрамовых месторождений, основанной на принципах формационной принадлежности рудосопровождающих метасоматитов. Так, штокверковые экзоконтактовые месторождения верхнекайрактинского типа относятся к следующим формациям: грейзеновой [2], гумбеитовой и гумбеит-березитовой [3], гумбеитовой кварц-серицитовой [4], березитовой [6], кварцевожильной [10], кварц-силикатно-вольфрамовой с околорудно измененными породами типа березитизации, пропилитизации и аргиллизации [1], гидротермальной кварц-шеелитовой [9] и др.

Такое разногласие объясняется, по-видимому, многоэтапностью формирования месторождений, совмещением (телескопированием) или сменой по вертикали одних родственных метасоматических формаций другими в сложных колоннах метасоматитов. Нам представляется, что околорудные гидротермалиты месторождений подобного типа относятся к полиформационным образованиям, и формационную принадлежность их необходимо определять по преобладающему развитию метасоматических формаций. По этому принципу околорудные метасоматиты верхнекайрактинского месторождения отнесены нами к гумбеит-березитовой низкотемпературной формации, а не к грейзеновой.

Решающее значение при определении формационного типа придается физико-химическим условиям формирования месторождений и составу минеральных парагенезисов околорудно измененных пород с учетом геологической позиции, связи с типом магматизма, условий ло-

кализации и закономерностей строения метасоматических тел.

Термобарогеохимические данные, полученные многими исследователями на молибденово-вольфрамовых штокверковых месторождениях Казахстана, Средней Азии, Кавказа, Забайкалья, свидетельствуют о том, что основной (продуктивный) этап формирования этих месторождений протекал в интервале температур 260—340 °C при pH растворов 6,7—7,8 и давлении $4 \cdot 10^{-7}$ — $12 \cdot 10^{-7}$ Па. По этим параметрам они четко отличаются от грейзеновых месторождений, в которых рудный этап формирования происходил в интервале температур 350—450 °C, давлении $5 \cdot 10^{-7}$ — $15 \cdot 10^{-7}$ Па и pH растворов 5,5—6,5.

Термобарогеохимические параметры, полученные по штокверковым месторождениям, характерны для процессов березитизации и гумбеитизации [5, 6, 9]. Б. И. Омеляненко [5] отмечает, что процесс грейзенизации в целом осуществляется при температуре 350—450 °C. При более низких температурах (ниже 350 °C) процессы кислотного выщелачивания выражаются в березитизации пород, а при более высоких (450 °C) — в кварц-полевошпатовом изменении. Экспериментальным моделированием средне-низкотемпературных метасоматитов кислотного выщелачивания [8] показано, что образование березитов, в том числе и калишпат-содержащих, происходит в том же интервале температур (300—320 °C), что и рудоотложение.

Продуктивная минерализация Верхнекайрактинского месторождения возникла при температуре 260—340 °C, а в подобном ему по геологической ситуации Богутинском — при 280—310 °C, в близонейтральной среде.

На низкотемпературные условия формирования шеелитовых штокверков косвенно указывает и низкое содержание в шеелитах молибдена (0,0001—0,05 %) и редких земель (0,03—0,13 %). Установлено [7], что в образовании промышленных шеелитовых руд особое место принадлежит минеральным парагенезисам, кристаллизующимся в интервале температур 180—220 °C и отвечающим по составу формации березитов.

Исследователи, с тех или иных позиций анализирувшие физико-химические особенности гидротермальных растворов, сопровождающих процесс березитизации, приходят к выводу об их близонейтральном характере. Гумбеитизация протекает в слабощелочной или щелочной обстановке при тех же температурах, что и березитизация.

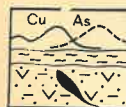
Об относительно более высокой щелочности гидротермальных растворов, с которыми генетически связаны штокверковые шеелитовые месторождения, по сравнению с грейзеновыми, помимо прямых определений в газово-жидких включениях, свидетельствует широкое развитие новообразованного калишпата в околорудных метасоматитах и в жильном выполнении, а также выпадение шеелита вместо вольфрамитов, кристаллизация которого происходит в более щелочной среде.

Таким образом, если имеющиеся данные для Верхнекайрактинского месторождения по геолого-структурным особенностям, минеральным парагенезисам руд, строению метасоматических тел и РТ-условиям их формирования со-

поставить с литературными о физико-химических условиях образования редкометалльных штокверковых экзоконтактовых месторождений, то можно сделать вывод о выделении их из грейзеновой группы формаций в самостоятельную группу низкотемпературных месторождений гумбеит-березитовой формации. Этот вывод имеет большое практическое значение, нацеливая поиски штокверковых месторождений на значительном удалении от интрузий и при этом месторождений, связанных не только с гранитоидами лейкократового (аляскитового) типа завершающих этапов тектоно-магматических циклов, но и с гранитоидами других интрузивных формаций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Апельцин Ф. Р. Вольфрамовые месторождения, критерии их поисков и оценки. М., Недра, 1980.
2. Боголепов В. Г., Кузнецова В. Д., Гуляев А. П. Грейзены Казахстана и критерии оценки их перспективности. Алма-Ата, 1972, с. 220—255. (Труды симпозиума «Критерии рудоносности метасоматитов»).
3. Денисенко В. К. Месторождения вольфрама. М., Недра, 1978.
4. Иванов Л. Б. О классификации гидротермальных редкометалльных месторождений Казахстана. — В кн.: Цветные и благородные металлы Казахстана. Алма-Ата, Наука, 1975, с. 12—22.
5. Омеляненко Б. И. Околорудные гидротермальные изменения пород. М., Недра, 1978.
6. Рундквист Д. В., Павлова И. Г. Опыт выделения формаций гидротермально-метасоматических пород. — Зап. Всес. минер. о-ва, 1974, вып. 3, с. 289—304.
7. Температуры образования шеелита в месторождениях разных типов/М. А. Кудрина, В. С. Кудрин, Е. С. Харламов и др. Владивосток, 1978, с. 85—86. (Тезисы докл. VI Всес. совещ. по термобарогеохимии).
8. Шаповалов Ю. Б., Зарайский Г. П. Экспериментальное моделирование средне-низкотемпературных метасоматитов кислотного выщелачивания гранитоидных пород. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., Наука, 1978, с. 129—139.
9. Щеглов А. Д., Буткевич Т. В. Месторождения вольфрама. — В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. 3. М., Недра, 1978, с. 176—221.
10. Шерба Г. Н. Очерки металлогении Казахстана. Алма-Ата, Наука, 1981.



ГЕОХИМИЯ

УДК 550.8.01 : 550.84 : 553.3(479)

Г. А. ТВАЛЧРЕЛИДЗЕ (Геол. ин-т АН ГССР), Б. А. СУДОВ (КИМС),
В. В. ПАНЦУЛАЯ (УГ ГССР)

Принципы геохимического анализа рудных провинций (на примере Кавказа)

Современная схема металлогенического районирования Кавказа [7] построена по принципу выделения крупных блоков земной коры: Скифской плиты, Закавказского и Иранского срединных массивов. Между ними развивались эвгеосинклинальные прогибы — герцинская офиолитовая зона Передового хребта и раннеальпийская южного склона Большого Кавказа, — расположенные между Скифской и Закавказской плитами, а также альпийская Севано-Акеринская офиолитовая зона, находящаяся между Закавказской и Иранской плитами. Отмеченные офиолитовые зоны, по-видимому, на ранней стадии развития представляли собой рифты, а в последующее время — геосинклинали (зоны субдукций). Вслед за накоплением

мощных осадков эти зоны под влиянием движений окружающих их плит испытали интенсивное сжатие, сопровождавшееся складчатостью и возникновением крупных аллохтонных покровов пород офиолитовой ассоциации [1, 8].

В складчатую систему Большого Кавказа входят герцинские (Хасаутская, Бечасынская, Передового хребта, Главного хребта) и альпийские (южного склона) зоны. Мегантиклинорий Малого Кавказа, возникший в результате неотектонических движений, объединяет структуры Закавказской плиты (Аджаро-Триалетскую, Талышскую, Сомхето-Кафанскую вторичные наложенные эвгеосинклинальные зоны), Севано-Акеринскую офиолитовую зону и активизированную север-

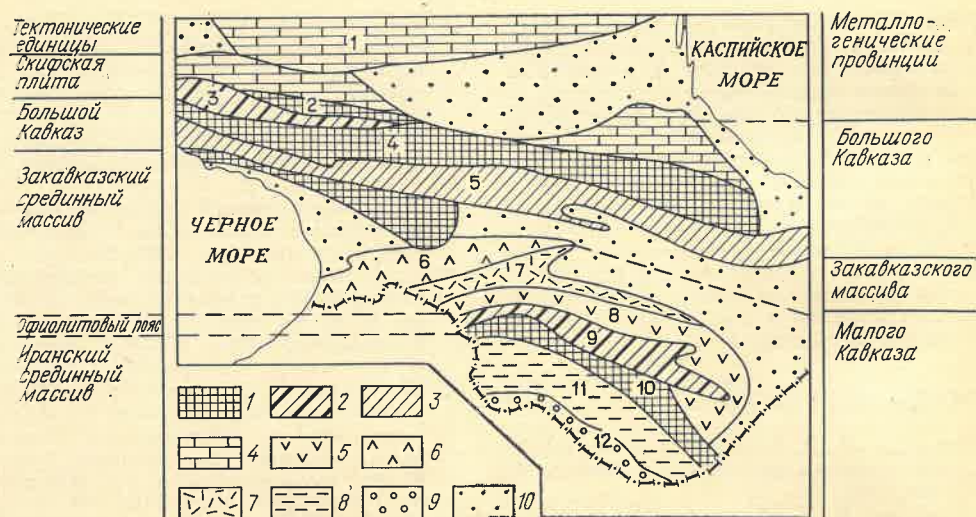


Схема размещения главных тектонических блоков и металлогенических провинций Кавказа

1 — зоны развития орогенного гранитоидного магматизма (2 — Бечасинская, 4 — геоантиклиналь Главного хребта, 10 — Мисхано-Зангезурская); 2 — офиолитовые пояса (3 — Передового хребта, 9 — Севано-Акеринский); 3 — зоны развития черносланцевой формации (5 — Южного склона); 4 — области распространения платформенного чехла и миогеосин-

клинальных отложений (1 — Скифская плита); 5 — геосинклинальные зоны рифтогенного заложения (6 — Аджаро-Триалетская); 6—7 — вторичные эвгеосинклинали: 6 — позднемерловские (7 — Болнисско-Кировабадская), 7 — среднеюрские (8 — Сомхето-Кафанская); 8 — неогеновый прогиб (11 — Ереванско-Ордубадская зона); 9 — чехол Иранского массива (12 — Приараксинская зона); 10 — моляссы накопления краевых и межгорных прогибов

ную периферию Иранского срединного массива (Мисхано-Зангезурскую, Ереванско-Ордубадскую и Приараксинскую зоны). Значительная часть отмеченных тектонических единиц перекрыта наземными лавами андезито-базальтового состава (рисунок).

На Большом Кавказе позднеальпийская тектоно-магматическая активизация вызвала возникновение в неогене крупного единого многоступенчатого сводово-глыбового воздымания, осложненного внедрениями многочисленных магматических массивов, развивавшихся в антидромном направлении. Это дает основание отнести активизацию Большого Кавказа к повторноорогенному типу [4]. В период времени бат (когда завершился эвгеосинклинальный режим) — неоген (когда проявилась тектоно-магматическая активизация) здесь имело место длительное развитие складчатой консолидированной системы в квазиплатформенных условиях.

Охарактеризованные выше тектонические единицы подразделяются [7] на структурно-формационные комплексы (СФК), представляющие собой пространственно-временные совокупности структурных элементов и слага-

ющих их геологических формаций, возникших на определенном этапе развития земной коры. В свою очередь, СФК расчленяются на структурно-формационные зоны (СФЗ), главным образом по латерально распространенным рядам геологических формаций, принадлежащих к единой стадии тектонического цикла. Первичнорудносные СФЗ рассматриваются в качестве структурно-металлогенических зон (СМЗ), где типоморфные месторождения сформировались практически синхронно с рудоносными формациями и контролирующими их структурами. В отличие от этого в качестве более низких по рангу, но пространственно не подчиненных СМЗ единиц районирования, выделяются наложенные металлогенические зоны (МЗ), в которых оруденение является эпигенетическим по отношению к рудовмещающим формациям. В большинстве случаев МЗ тесно связаны с тектоно-магматической активизацией.

Отмеченные градации системного металлогенического анализа целесообразно дополнить более крупной иерархической единицей — металлогенической (или рудной) провинцией, включающей от одной до нескольких мак-

ротектонических единиц и соответствующие последним ряды СФК и СМЗ. Для Кавказа авторами принята следующая систематика (без Скифской плиты):

Металлогенические провинции	Тектонические единицы и СФК
I. Большой Кавказ	I—1. Северо-Кавказский краевой массив I—2. Складчатая система Большого Кавказа
II. Закавказский срединный массив	II—1. Закавказская плита (не затронутая регенерацией и регенерированная Гагра-Джавская зона)
III. Малый Кавказ	III—1. Регенерированная окраина Закавказской плиты (вторично-геосинклинальные СМЗ) III—2. Шовная офиолитовая зона между Закавказской и Иранской плитами III—3. Активизированная окраина Иранской плиты
IV. Иранский срединный массив	IV—1. Приараксинская квазиплатформенная область

Комплексный металлогенический и геохимический анализ рудных провинций должен в первую очередь основываться на законе геохимической зональности, отражающей дифференциацию вещества земной коры и мантии [2]. В качестве примера приведены результаты анализа двух характерных СМЗ: южного склона Большого Кавказа и периферической северной зоны Малого Кавказа (Болнисско-Кировабадской). Авторы попытались сочетать теоретические представления с

прикладными геохимическими выводами.

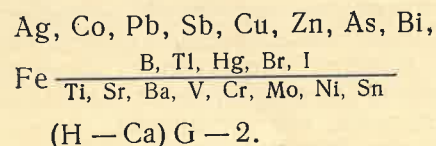
Геохимический анализ указанных металлогенических зон произведен с целью изучения геохимической истории формирования рудных месторождений; их первичных и вторичных ореолов, элементов-индикаторов и их геохимической зональности; ландшафтно-геохимических особенностей территорий. Выяснение геохимической истории месторождений — это изучение стадий минералообразования и их геохимических особенностей, привноса и выноса рудных элементов, а также геохимии рудных формаций в целом. Первичные ореолы месторождений конкретной рудной формации дают необходимые сведения об обобщенном ряде геохимической зональности и принадлежности элементов к определенной зоне ореола (рудной, надрудной, отдаленно надрудной и подрудной). Вторичные ореолы характеризуются классом гипергенной миграции элементов [3] в конкретной ландшафтно-геохимической обстановке.

Все эти сведения предлагается изображать в виде геохимической формулы металлогенической зоны (провинции), в которой выражение, стоящее перед дробью, учитывает элементный состав в рудном и близнадрудном уровнях; в числителе — элементы, свойственные отдаленно надрудному уровню, а в знаменателе — подрудному. Выражение, стоящее за дробью, характеризует классы миграции элементов в геохимических ландшафтах зоны, а индекс, стоящий после скобок, — тип геохимического барьера, на котором происходит формирование вторичных ореолов. Механический барьер характерен для всех зон и в формуле не приводится. На основе геохимической формулы выбирается рациональный комплекс геохимических методов поисков для данных условий.

СМЗ южного склона Большого Кавказа представляет собой геосинклинальный прогиб, развивавшийся как океанический бассейн типа окраинного моря [6]. По формационному составу слагающих пород и металлогеническому типу зона относится к сланцевым эвгеосинклиналям или миктогеосинклиналям [4] и характеризуется

колчеданным оруденением, парагенетически связанным с толеит-базальтовым вулканизмом. Геохимический облик зоны создают месторождения трех стратиформных рудных формаций: серноколчеданной, колчеданно-полиметаллической и медно-пирротиновой, залегающих в песчано-сланцевых толщах. В результате позднеальпийской тектоно-магматической активизации в ряде районов проявляется также неогеновая мышьяково-сурьмяно-ртутная минерализация.

Все это определяет сложный состав геохимических ассоциаций описываемой СМЗ, особенно на участке сопряжения различных рудных формаций. Ландшафтно-геохимические условия зоны относительно однообразны и характеризуются Н-Са классом миграции элементов. Геохимическая формула зоны



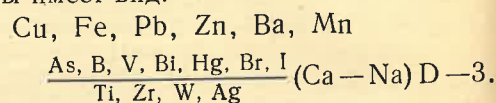
Рекомендуемый рациональный комплекс геохимических методов поисков: проведение опережающей гидрохимической съемки по водотокам вышних порядков и родникам; изучение первичных ореолов на открытых площадях. Вторичные ореолы целесообразно исследовать по различным методикам в зависимости от мощности рыхлых отложений: до 3 м — в обычном варианте; до 30 м — в сорбированной форме нахождения; свыше 30 м — в металлоорганических формах нахождения (МПФ).

Сомхето-Кафанская СМЗ Малого Кавказа представляет собой среднеюрский — позднемеловой прогиб, наложенный на зрелую континентальную кору Закавказского срединного массива. В нем интенсивно проявился подводный вулканизм. При этом исследуемая верхнемеловая вулканогенная толща наложена на северо-восточную периферию юрской вторичной геосинклинали после консолидации ее центральной части.

На ранней стадии развития этот прогиб носит некоторые характерные черты эргеосинклинальных структур, но инверсия в нем не происходит и оро-

генный этап резко редуцирован. Оруденение связано с последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой формацией и представлено колчеданными медно-барит-полиметаллическими и марганцево-гематитовыми месторождениями. Намечается вертикальная зональность рудоотложения в комплексных месторождениях: в нижних горизонтах преимущественно развиты серно-медноколчеданные руды, затем медно-цинковые, свинцово-цинковые, барит-полиметаллические и баритовые (или марганцево-баритовые). В верхних горизонтах некоторых месторождений присутствует киноварь [7].

Геохимический облик верхнемеловой Болнисской депрессии определяется процессами вулканогенно-гидротермального рудообразования, что отражается в составе ассоциаций элементов. Ландшафтно-геохимические условия зоны здесь иные, чем на Большом Кавказе. Широко развиты современные вулканические породы и аллювиальные отложения значительной (до 100 м) мощности. Обводненность и растительный покров зоны незначительные. Геохимическая формула зоны имеет вид:



Это определяет рациональный комплекс геохимических методов изучения данной зоны. На первом этапе рекомендуется геохимическая съемка по потокам рассеяния, далее на открытых площадях — изучение первичных ореолов; на площадях, закрытых современными вулканическими породами, — первичных ореолов тяжелых галогенов и атмосферических ореолов; на площадях, закрытых аллювиальными отложениями большой мощности, — вторичных ореолов элементов, находящихся в сорбированной форме.

Геохимическое сопоставление двух рассмотренных СМЗ Кавказа показывает, что они различаются ассоциациями элементов и ландшафтно-геохимическими условиями. Для зоны южного склона Большого Кавказа характерны Sr, Cr, Mo, Ni, Co, Sb, Ti, для Болнисско-Кировабадской — Zr, Ba, B, Mn. Эти различия указывают,

с одной стороны, на геохимическую специфику образования рудных формаций, а с другой, — на возможность обнаружения в пределах обеих зон других, ранее не известных здесь формаций. Существование рудной формации с кобальтом уже установлено металлогеническими исследованиями. Общими для надрудных уровней обеих зон являются Hg, Br, I, которые имеют важное значение для поисков глубоководных скрытых рудных месторождений.

Можно заключить, что, несмотря на принадлежность СМЗ южного склона к сланцевым эвгеосинклиналям, а Болнисско-Кировабадской — к наложенным прогибам, в них конвергентны ведущие металлы: медь, свинец и цинк. Геохимический анализ открывает возможности более глубокой расшифровки металлогенического профиля изученных зон и их прогнозной оценки.



ГЕОФИЗИКА

УДК 550.838 : 550.814 : 553.98

В. Г. МАВРИЧЕВ, Д. А. СААР,
Б. П. ТРАВНИКОВ (ПГО «Севзапгеология»)

Высокоточная аэромагнитная съемка при изучении нефтегазоносных площадей

Роль аэромагнитной съемки с высокочувствительной аппаратурой КАМ-28 рассмотрим на материалах Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. Впервые наземная магнитометрия применялась здесь в 1930—1940 гг. и давала положительные поисковые результаты. Общерегionalное значение имела аэромагнитная съемка 1954—1955 гг. масштаба 1:1 000 000 [1]. Периоду широкого развертывания нефтегазопроисловых работ по всей территории провинции предшествовали проведенные в 1959—1960 гг. аэромагнитные съемки масштаба 1:200 000, носившие уже характер зональных региональных исследований. Данные этих съемок в комплексе с другими видами геофизических работ широко

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гасанов Т. А. О возрасте офиолитов и самостоятельности габбродиабазового комплекса Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. — Геотектоника, 1979, № 5, с. 86—97.
2. Овчинников Л. Н. Основные проблемы геохимии рудных месторождений. — В кн.: Рудная геохимия и геология магматогенных месторождений. М., 1980, с. 3—13.
3. Перельман А. И. Геохимия ландшафта. М., Высшая школа, 1975.
4. Рудоносность и геологические формации структур земной коры. Под ред. Д. В. Рундквиста. Л., Недра, 1981.
5. Твалчрелидзе Г. А. Эндогенная металлогения Грузии. М., Госгеолтехиздат, 1961.
6. Твалчрелидзе Г. А., Джанелидзе Т. В. О рудоносности геосинклинального вулканизма Большого Кавказа. — В кн.: Вулканизм и литогенез. Тбилиси, 1981, с. 26—34.
7. Твалчрелидзе Г. А., Панцулая В. В. Новые принципы металлогенического районирования Кавказа. — В кн.: Геология и технология минерального сырья Кавказа. Тбилиси, 1982, с. 9—34.
8. Хаин Е. В. Офиолиты и покровная структура Передового хребта Северного Кавказа. — Геотектоника, 1979, № 5, с. 63—80.

использовались при выделении или прогнозировании структур I и II порядка, трассировании важнейших разломов и планировании поисковых работ.

Рассматриваемые съемки масштаба 1:50 000 характеризуют качественно новый этап как изучения нефтегазоносности района, так и ведения самих аэромагнитных исследований. Наиболее значительные зоны нефтегазонакопления на исследуемой площади в верхней части чехла уже выявлены; актуальным становится проведение поисков неантиклинальных ловушек и нефти на больших (более 4000 м) глубинах [3]. Как явствует из предварительных обобщений [4, 5], рассматриваемые съемки способны выявлять ло-

**Отражение локальных объектов
Тимано-Печорской провинции
в геомагнитном поле**

Объекты	Количество объектов	Локальные особенности поля, %			Нет отражений, %
		Понижение	Повышение	Прочие осложнения	
Неантиклинального типа Месторождения нефти и газа Пустые структуры	15*	33,4	—	26,6	40
	15	86,8	—	6,6	6,6
	76	36,8	15,8	16,6	30,8
	64	67,2	15,6	6,3	10,9
	25	32,0	20,0	16,0	32,0
Все виды объектов	21	66,5	14,5	9,5	21,0
	200	32,2	12,0	7,5	48,5
	172	60,0	14,4	7,0	18,6

* Числитель — аномальное магнитное поле, знаменатель — трансформированное поле ΔT .

кальные объекты. Однако применимость магнитного метода для задач нефтегазовой геологии еще не оценивалась в полном объеме.

Раскрыть потенциальные возможности метода с количественной стороны означает оценить долю от прогнозируемого числа ловушек, которая может быть выявлена аэромагнитным методом. На 1982 г. в провинции известно около 500 локальных поднятий, прогнозируется 1750 ловушек антиклинального и неантиклинального типа [3]. Прогноз дает плотность порядка 0,5 ловушки на 100 км², однако имеются данные [6], что плотность может достигать 1 и более ловушек на 100 км². Общее количество прогнозируемых объектов в провинции составляет от 1200 до 2000.

В таблице приведены результаты анализа, выполненного по 200 наиболее изученным объектам, охватывающим все тектонические зоны провинции. В наблюдаемом поле отражено около 50 % объектов, в поле $\Delta T_{\text{ост}}$ — до 80 %. Отметим, что в пределах отдельных зон высокая интенсивность региональных аномалий затушевывает слабый локальный эффект в поле ΔT от структур чехла. В наибольшей степени данный эффект отражают карты горизонтальных градиентов и остаточных аномалий, получаемые при трансформации исходного поля по ЭВМ, что

позволяет уверенно трассировать по ним разломы осадочного чехла и фундамента, локальные объекты и т. д. Карты горизонтальных градиентов поля составлены только для южной части провинции.

Как показало сопоставление карт аномального магнитного поля и его различных трансформаций с существующими структурными построениями по материалам сейсморазведки и бурения, из 57 известных локальных объектов по магнитным данным фиксируется 54. В поле ΔT отражается подавляющая часть ловушек неантиклинального типа, представляющих собой структурные носы и террасы разных размеров (см. таблицу). Хорошо отражаются и мелкие малоамплитудные брахиантиклиналы.

Основные результаты проведенного анализа представлены на рисунке. С использованием известных критериев намечена сеть разломов фундамента и осадочного чехла, ограничивающих блоки разных рангов. В пределах последних по специфическим особенностям, установленным на известных объектах, выделялись локальные аномалии. Чаще они оказывались приуроченными к краевым частям блоков. На рисунке приведены объекты, которые наиболее уверенно фиксируются на картах и остаточных аномалий и градиентов.

Всего выделено около 340 аномалий, что при площади района 90 тыс. км² соответствует плотности аномалий около 0,4 на 100 км², т. е. близкой к прогнозной (0,5). Учитывая наличие резерва еще требующих анализа локальных возмущений магнитного поля, можно сделать вывод, что с использованием высокоточной аэромагнитной съемки масштаба 1:50 000 может быть выявлена подавляющая часть ловушек всех типов. Однако для реализации этой возможности необходимо разработать обоснованную классификацию диагностических признаков на локальные объекты применительно к различным геологическим условиям. Наиболее важные результаты проведенного анализа следующие.

Представленная на схеме сеть разломов сама по себе является новым важным элементом геологии региона. Закартированы известные в провин-

ции диагональная, ортогональная и косодигональная системы разломов, определяющие закономерности размещения известных месторождений нефти и газа и прогнозируемых локальных объектов. Конкретное воплощение получили представления о блоковой структуре фундамента и проявилась адекватность блоковых и «пликативных» форм.

По результатам проведенной интерпретации можно наметить ряд направлений поисковых работ, что обусловлено как открытием новых структурных зон (потенциальных зон нефтегазоаккумуляции) в слабо изученных районах, так и наличием систем аномалий в районах с известной нефтегазоносностью, а также вблизи центров нефтегазодобычи.

На юго-востоке Тиманского геоблока перспективны структурные зоны, которые располагаются вдоль разломов, контролирующих нефтегазоносные структуры Ижма-Омринского района (см. рисунок, I—I, II—II, III—III). К принципиально новым данным относится выявление узкой линейной системы аномалий, которую можно связывать с наличием шва, разделяющего платформу и краевой прогиб (IV—IV). Трассирование по аэромагнитным данным этого шва в северном направлении, а также особенности поля в зоне сочленения платформы и прогиба позволили выделить Чикшинско-Савиноборский геоблок меридионального простираения, соответствующий участку активизированной платформы. На юге района существенно уточнено положение фронта главного Северо-Уральского надвига и сопутствующих надвигов, вдоль которых намечен ряд антиклинальных структур. Отметим высокую эффективность аэромагнитометрии при картировании надвиговых структур в Северном Приуралье в целом [5].

В пределах Ижма-Печорского геоблока важные результаты получены по району Лемъю-Ираёльского свода (V—V), намеченного по среднедевонским и силурийским отложениям [6]. Свод имеет размеры 40×40 км и относится к структурам второго порядка. По данным аэромагниторазведки, свод разбит закономерной системой разломов и осложнен рядом локальных

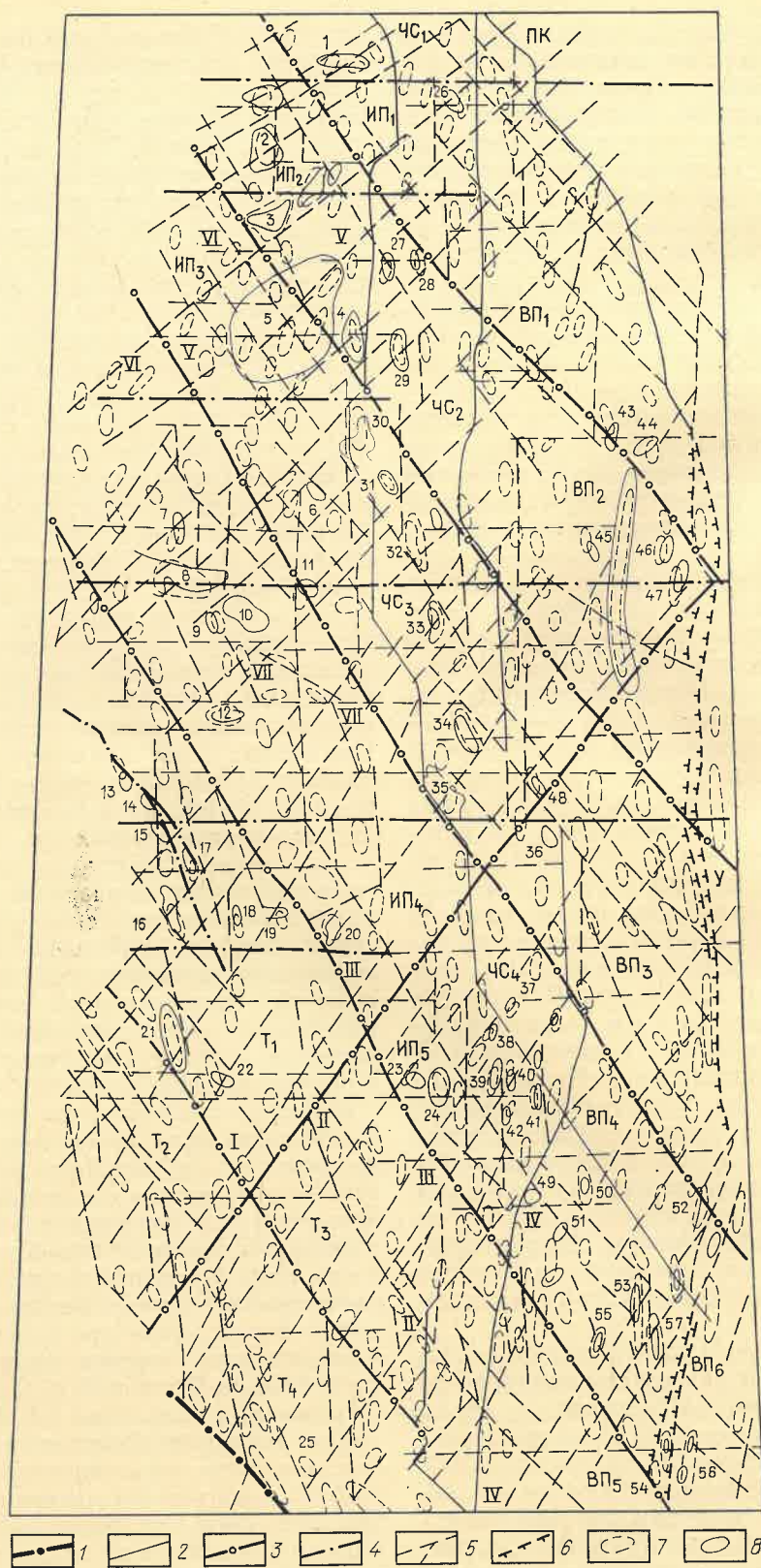
структур. Причем пробуренные ранее глубокие скважины оказались в основном вне их. К западу от свода также намечена система локальных структур (VI—VI), располагающихся в зоне выклинивания среднего девона и развития позднедевонских рифов.

Важнейшей является проблема выявления новых месторождений вблизи центров нефтегазодобычи. На рисунке отражены локальные аномалии на склонах Омра-Сойвинской террасы (блок ИП₄); вблизи Джьерского месторождения, включая Гордьельскую зону (VII—VII); к северу от Западно-Тэбукского месторождения; южнее и западнее Вуктыльского месторождения; в пределах Чикшинско-Савиноборского линейного геоблока, где расположена Мицаю-Пашнинская группа месторождений.

Таким образом, внедрение в практику геофизических работ высокочувствительной квантовой аппаратуры существенно повысило информативность аэромагнитной съемки при решении поисковых задач, связанных с изучением геологического строения не только фундамента, но и осадочного чехла. Усовершенствованная методика аэромагнитной съемки для целей нефтегазовой геологии, разработка и внедрение способов выделения и интерпретации слабых локальных аномалий обеспечили практическую реализацию высокой разрешающей способности квантовых аэромагнитометров при изучении особенностей геологического строения осадочного чехла.

Высокая геологическая эффективность магнитных съемок при работах на нефть и газ подтверждается результатами анализа статистических закономерностей отражения локальных структур и месторождений в поле ΔT и его трансформаций; теоретическими расчетами магнитного поля на отдельных моделях структур и практикой аэромагнитных съемок Волго-Уральской, Тимано-Печорской и других нефтегазоносных провинций [2, 4, 5].

В то же время реализация высоких потенциальных возможностей метода требует дальнейшего совершенствования методики обработки и анализа имеющихся данных на основе изучения тонкой структуры магнитного поля по комплексу специализированных про-



грамм, а также разработки системы диагностических признаков объектов разного типа. В целях поисков мелких малоамплитудных структур и неантиклинальных ловушек необходимо приступить к аэромагнитным съемкам масштаба 1:25 000 с применением качественно новой аппаратуры и градиентометров, что требует разработки методики проведения и интерпретации результатов таких работ.

В заключение отметим, что результаты высокоточной аэромагнитной съемки в наиболее освоенных районах Тимано-Печорской провинции свидетельствуют не только о высоких потенциальных возможностях метода, но и позволяют сделать выводы общего характера. Аэромагнитометрия является составной частью комплекса поисковых работ на нефть и газ. Опережающее проведение ее должно обеспечить выявление подавляющей части ловушек в регионе, что важно для перспективного планирования геологоразведочных работ. Однако необходимо больше внимания уделять вопросам тематического обобщения и анализа материалов. Отметим, что стоимость 1 км аэромагнитной съемки на два

порядка ниже по сравнению с сейсмопрофилированием МОГТ (без учета выигрыша во времени).

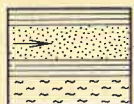
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гафаров Р. А. Тектоническое районирование фундамента Печорской плиты. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1982, № 1, с. 40—50.
2. Мавричев В. Г., Травников Б. П. Опыт использования аэромагнитной съемки при картировании рифогенных структур (Приуралье). — Экспресс-информация. ВИЭМС, Сер. Региональная разведочная и промысловая геофизика, 1982, вып. 6, с. 12—18.
3. Основные направления геологоразведочных работ в Тимано-Печорской провинции на XI—XII пятилетки/Л. Г. Каретников, В. И. Богацкий, Б. Я. Вассерман и др. — В кн.: Труды ВНИГРИ, 1979, с. 8—15.
4. Применение крупномасштабных аэромагнитных съемок с высокочувствительной аппаратурой при нефтепоисковых работах в Тимано-Печорской провинции/В. Г. Мавричев, А. Ф. Чепик, Б. П. Травников и др. — В кн.: Труды ВНИГРИ, 1980, с. 110—121.
5. Травников В. П., Мавричев В. Г. Применение аэромагнитной съемки с КАМ-28 при выделении нефтегазоносных структур в осадочном чехле. — Экспресс-информация. ВИЭМС. Сер. Региональная разведочная и промысловая геофизика, 1979, вып. 16, с. 18—21.
6. Удот Г. Д., Аминов Л. З. Сравнительный анализ районов Тимано-Печорской и Волго-Уральской нефтегазоносных провинций. Сыктывкар, 1978.

Результаты интерпретации материалов аэромагнитной съемки масштаба 1:50 000 южной части Тимано-Печорской провинции

1—6 — разломы: 1 — краевой шов, 2 — основные региональные, 3 — региональные, определяющие положение крупных блоков, 4 — региональные широтного простирания, 5 — прочие внутриблоковые, 6 — надвиги; 7 — локальные аномалии; 8 — структуры и месторождения: 1 — Лузское, 2 — Ыджид-Седьольская, 3 — Сотчемьюское, 4 — Безымянная, 5 — Лемью-Ираиольская, 6 — Западно-Мичаюская, 7 — Кыкаельское, 8 — Западно-Тэбукское, 9 — Южно-Тэбукское, 10 — Тэбукская, 11 — Вельюская, 12 — Джьерское, 13 — Кушкодзьское, 14 — Северо-Седьельское, 15 — Седьельское, 16 — Изкозьгоринское, 17 — Вой-Вожское, 18 — Нибельское, 19 — Верхнеомринское, 20 — Нижнеомринское, 21 — Эжвадорская, 22 — Зеленецкое, 23 — Расьюская, 24 — Среднемыльвинская, 25 — Ксенофонтовское, 26 — Чикшинская, 27 — Верхнеисаковская, 28 — Исаковская, 29 — Восточно-Лемьюская, 30 — Мичаюская, 31 — Южно-Мичаюская, 32 — Северо-Савиноборское, 33 — Восточно-Савиноборское, 34 — Пашнинское, 35 — Кушнюрская, 36 — Большелягская,

37 — Ручнюрская, 38 — Асывовожская, 39 — Джеболюская, 40 — Прилуцкая, 41 — Пальюская, 42 — Южно-Джеболюская, 43 — Козлаюская, 44 — Козланюрская, 45 — Вуктыльская, 46 — Восточно-Вуктыльская, 47 — Мишпарминская, 48 — Юрвожская, 49 — Дозмерская, 50 — Восточно-Пожегская, 51 — Пожегская, 52 — Восточно-Луньвожпальская, 53 — Рассохинская, 54 — Курьинская, 55 — Старниковская, 56 — Патраковская, 57 — Андюгская. Блоки: Ижмо-Печорский (МП), Лыжско-Лузский, ИП2 — Ыджид-Седьольский, ИП3 — Ираиольский, ИП4 — Тэбукский, ИП5 — Джеболюский; Чикшинско-Савиноборский (ЧС1 — Ронаиольский, ЧС2 — Восточно-Лемьюский, ЧС3 — Мичаю-Пашнинский, ЧС4 — Ручнюрский); Тиманский (Т1 — Ухто-Ижемский, Т2 — Пузлинский, Т3 — Мыльвинский, Т4 — Немский); Верхнепечорский (ВП1 — Титвожский, ВП2 — Дутовский, ВП3 — Когельский, ВП4 — Курьинский, ВП5 — Малиновский, ВП6 — Патраковская надвиговая зона); ПК — Печоро-Колвинский: I—I, II—II, III—III, IV—IV, V—V, VI—VI, VII—VII — предполагаемые структурные зоны, выделенные по магнитным данным



К проблеме техногенных изменений окружающей среды

Охрана и защита окружающей среды от негативного воздействия техногенных процессов — важнейшая проблема современности. Этой теме посвящены многие исследования, в том числе и в области гидрогеологии [1, 3, 4].

Проблема возникла под влиянием многих причин, из которых основными являются: а) интенсивное развитие производительных сил, при котором человек, вооруженный современными техническими средствами, стал выступать в качестве мощной силы в преобразовании природы; б) несовершенная технология производства с токсичными отходами; в) развитие новых отраслей промышленности с весьма влагоемким производством, а также большими объемами промышленных отходов. Жидкие, газовые и твердые токсичные отходы промышленности и сельского хозяйства представляют одну из главных причин загрязнения всех компонентов окружающей среды.

По своему содержанию проблема охраны и защиты окружающей среды комплексная. Ее решение требует привлечения большой группы наук, изучающих отдельные составные компоненты окружающей среды: почву (почвоведение), растительность (ботаника), животный мир (зоология), атмосферу (метеорология), гидросферу (гидрология), гидрогеосферу (гидрогеология). Ведущей наукой в исследовании данной проблемы в целом является экология, которая на современном этапе своего развития изучает в глобальном масштабе условия взаимодействия социально организованного общества с природной средой.

Гидрогеология изучает влияние техногенеза на изменение одного из основных элементов геологической и во-

обще окружающей среды — гидрогеологической обстановки, т. е. водных растворов земной коры в их взаимодействии с горными породами, природными газами и микроорганизмами.

Техногенез как научное понятие был предложен А. Е. Ферсманом при изучении зоны окисления на рудных месторождениях. На современном этапе интенсивного развития производительных сил его следует рассматривать в более широком аспекте как совокупность самых различных техногенных процессов, которые приводят к изменению геологической, а нередко окружающей среды в целом. Интенсивное проявление техногенеза в области инженерной деятельности формирует техногеосферу, охватывая значительную часть биосферы.

В. И. Вернадский в своем учении о биосфере отмечал, что главными факторами в этих процессах являются вещественный обмен и тепломассообмен. Рассматривая геологическую среду, по В. И. Вернадскому, как четырехкомпонентную систему «горные породы — подземные воды (вместе с жидкими углеводородами) — микроорганизмы — природные газы», нетрудно заметить существенную роль подземных вод при формировании техногенеза. Преобразующим фактором гидрогеологической обстановки при инженерной и хозяйственной деятельности человека являются техногенные процессы. С точки зрения гидрогеологических аспектов общей проблемы последние представляют собой совокупность тесно связанных между собой гидрогеологических, инженерно-геологических и геологических процессов, проявляющихся наиболее интенсивно при различной водохозяйственной деятельности человека и обуславливаю-

щих изменение геологической и окружающей среды в целом. По своей направленности и содержанию техногенные процессы могут оказывать позитивное и негативное влияние на изменение окружающей среды.

Рассмотрим особенности формирования различных техногенных процессов и их воздействие на изменение гидрогеологической обстановки и окружающей среды.

Наиболее интенсивно техногенные процессы проявляются при эксплуатации обводнительных (на орошаемых землях, при эксплуатации ирригационных и транспортных каналов, равнинных водохранилищах, при заводнении нефтяных месторождений, эксплуатации накопителей промстоков) и осушительных (при осушении заболоченных территорий, горных разработок на месторождениях твердых полезных ископаемых, подземных городских сооружений, включая метрополитен, при эксплуатации водозаборов подземных вод) объектов. Весьма интенсивно они развиваются на территории, где одновременно находятся в эксплуатации обводнительные и осушительные сооружения, когда создаются сложные условия взаимодействия объектов, а следовательно, и тепломассообмена с геологической и окружающей средой.

В связи с этим целесообразно выделить несколько типов техногенных гидрогеологических процессов, причем главным критерием может служить характер и направленность тепломассообмена. Поскольку водные растворы (подземные воды) служат основными агентами тепломассопереноса в литосфере, деление техногенных процессов по их отношению к тепломассообмену имеет важнейшее значение для гидрогеологии.

Первый тип — техногенные процессы с привносом вещества в литосферу. Вещество здесь представлено в основном водными растворами.

Второй тип — техногенные процессы с изъятием вещества из литосферы. Вещество в данном случае представлено как водными растворами, так и твердыми компонентами пород, газами и нефтью, однако при этом практически всегда происходит и извлечение подземных вод (водных растворов).

Третий тип — сложные по содержанию и направленности техногенные процессы, находящиеся во взаимодействии и совмещающие привнос и изъятие вещества, в том числе подземных вод, когда разделение массопереноса строго по направлению практически невозможно.

Техногенные процессы первого типа возникают при эксплуатации обводнительных объектов, когда изменение геологической среды происходит под влиянием тепломассопереноса, направленного в сторону литосферы. Перенос вещества в литосферу с изменением гидрогеологической обстановки происходит при: 1) орошении земель; 2) неизбежных фильтрационных потерях, сопровождающих эксплуатацию ирригационных каналов, водохранилищ и т. п.; 3) искусственном пополнении запасов подземных вод; 4) закачке вод в нефте-, серо-, соленосные породы с целью интенсификации добычи этих полезных ископаемых; 5) подземном захоронении промстоков и др.

Влияние этих процессов проявляется в виде: а) заболачивания и подтопления территорий, прилегающих к ирригационным и гидротехническим сооружениям; б) опреснения подземных вод; в) засоления и загрязнения подземных вод; г) межпластовых перетоков и грифонообразования.

Подъем уровня грунтовых вод, приводящий к заболачиванию и подтоплению земель и сооружений, может происходить в результате орошения на слабодренированных территориях, инфильтрационных потерь поверхностных вод из каналов и водохранилищ. Перечисленные процессы часто сопровождаются опреснением подземных вод (например, формирование приканальных линз пресных вод); на более глубоких горизонтах это происходит и при закачке поверхностных вод в нефте-, серо- и соленосные пласты.

Загрязнение подземных вод возможно за счет всех перечисленных техногенных процессов (например, под влиянием ядохимикатов, применяемых на орошаемых землях). При изменении гидрогеохимических условий могут происходить различные сопутствующие процессы (выпадение осадков и т. д.).

Техногенные процессы второго типа формируются при эксплуатации осушительных устройств, когда происходит извлечение из литосферы не только подземных вод, но и других веществ. Тепломассоперенос при этом направлен из литосферы в сторону внешней окружающей среды.

Изъятие вещества из литосферы с изменением гидрогеологических условий имеет место при: 1) эксплуатации водоносных горизонтов системой крупных водозаборных сооружений; 2) разработке нефтяных залежей и других полезных ископаемых без заводнения; 3) осушении горных выработок при эксплуатации рудных и угольных месторождений и подземных сооружений (тоннелей метрополитена, подземных хранилищ и др.); 4) осушении заболоченных земель в сельскохозяйственных и других целях.

Влияние техногенных процессов второго типа проявляется в виде: а) истощения ресурсов подземных вод; б) деформации поверхности (просадки, провалы); в) загрязнения подземных вод; г) дренирования влаги на значительной площади (например, при одновременной эксплуатации группы рудных или угольных месторождений, когда депрессионная воронка развивается на большой площади).

Истощение ресурсов подземных вод происходит как непосредственно в результате их эксплуатации, так и при попутном извлечении вод с другими полезными ископаемыми (нефтью, газом), при специальных осушительных и различных горных работах. Проседания и провалы земной поверхности в форме депрессионного уплотнения возникают вследствие снижения пластовых давлений в водоносных горизонтах, вторичной консолидации осушенных рыхлых водоносных пород. Эти явления могут изменять гидрогеологические и инженерно-геологические условия в сфере влияния осушительных устройств, что приводит к значительному изменению окружающей среды в целом и ухудшению экологических условий.

Осолонение вод на осушительных объектах происходит вследствие подтягивания в продуктивный водоносный горизонт минерализованных вод с бо-

лее удаленных от водозабора участков пласта (особенно на морских побережьях). При интенсивном отборе соленых (минеральных) вод и рассолов может произойти истощение горизонтов или водоносных зон, содержащих минеральные воды или рассолы, и опреснение некоторых участков за счет притока менее минерализованных подземных вод, залегающих выше или ниже эксплуатационного горизонта.

Таким образом, если важнейшим негативным влиянием техногенных процессов первого типа можно считать загрязнение подземных вод, то для второго типа — это истощение ресурсов подземных вод.

Техногенные процессы третьего типа характеризуются сложными условиями тепломассообмена. Формируются они при одновременной эксплуатации обводнительных и осушительных объектов. Наиболее интенсивно эти процессы проявляются при строительстве и эксплуатации городских, промышленных, транспортных и других сооружений (в том числе подземных). Типичным можно считать развитие техногенеза в современных крупных промышленных городах, где одновременно происходит эксплуатация водоносных горизонтов для целей городского хозяйства, наблюдаются неизбежные фильтрационные потери из теплотрасс (тепловые загрязнения подземных вод), осушение подземных сооружений (особенно метрополитена), создание городских водохранилищ (обводнительного объекта) и др. В промышленных городах сочетаются, таким образом, процессы подтопления, провалы и проседания поверхности, загрязнение и засоление подземных вод, перетоки разного характера и т. д. Процессы тепломассопереноса при этом имеют самые различные направления. Механизм этих сложных техногенных процессов изучен слабо.

Техногенные процессы, как отмечалось выше, оказывают негативное влияние не только на гидрогеологическую обстановку, но нередко и на изменение окружающей среды, в том числе ее гидрогеологических элементов, что может иметь локальный и региональный характер. Локальное изменение окружающей среды обычно происходит

на сравнительно небольшой площади непосредственно в сфере влияния эксплуатации отдельных водохозяйственных объектов. Например, при осушении горных разработок на отдельных рудных месторождениях или при эксплуатации крупных водозаборных сооружений развитие техногенных процессов ограничивается площадью распространения депрессионной воронки.

При эксплуатации оросительных систем, когда осваиваются значительные площади, происходит изменение окружающей среды в региональном масштабе. Так, многолетняя эксплуатация ирригационных систем и орошаемое земледелие в бассейне Аральского моря (в республиках Средней Азии и Южном Казахстане) привели к коренному изменению гидрогеологической обстановки равнинно-степной части и окружающей среды. Аналогичное преобразование природных условий наблюдается на юге Украины и в ряде других районов крупного освоения массивов орошаемого земледелия, ирригационных каналов и гидротехнических сооружений.

Негативное воздействие техногенных процессов на изменение окружающей среды выражается в различных формах:

- 1) ухудшении экологических свойств окружающей среды (иссушение влаги из почвы, вторичное засоление почв и др.);
- 2) ухудшении общих ландшафтных условий прилегающих к объектам территорий;
- 3) деформации поверхности, поверхностных и подземных сооружений;
- 4) загрязнении подземных вод;
- 5) подтоплении городских территорий, промышленных предприятий и т. д.

Подобные негативные изменения окружающей среды нередко наносят значительный ущерб народному хозяйству при крупных масштабах проявления техногенных процессов.

В связи с этим большое значение приобретает прогнозная оценка возможного развития техногенных процессов, особенно опережающая оценка, т. е. прогноз в стадии проведения

предпроектных гидрогеологических работ (например, при разведке месторождений подземных вод и других полезных ископаемых). Опережающий прогноз позволяет своевременно обособить и осуществить меры защиты геологической и окружающей среды в целом от негативного воздействия техногенных процессов.

Имеющийся опыт прогнозирования показывает: а) в основе прогнозов должны лежать знания закономерностей гидрогеологических процессов, протекающих в естественных условиях, в первую очередь формирования подземных вод и их геологической деятельности; б) во многих случаях между естественными и техногенными процессами имеются большие различия, в первую очередь в скорости и интенсивности проявления, которые для техногенеза намного больше, чем для естественных условий.

Как видно из вышеизложенного, гидрогеологические последствия техногенеза весьма разнообразны, а уровень изученности техногенных процессов и их последствий весьма различен. По степени изученности, а следовательно, и по прогнозируемости (обоснованности и подтверждаемости прогнозов) важнейшие техногенные гидрогеологические процессы можно разбить на несколько групп.

К первой группе относятся наиболее изученные техногенные процессы, для которых научные основы прогнозов относительно разработаны; прогноз этих процессов осуществляется регулярно на практике и в основном подтверждается. Вторая группа объединяет менее изученные техногенные процессы, научные основы прогнозной оценки которых разработаны только в общих чертах; прогнозирование, хотя и проводится, но весьма приблизительно, а подтверждаемость в целом пока небольшая. Третья группа — это мало изученные и крайне сложные техногенные процессы, для прогнозирования которых, как правило, не достает исходной информации; практически прогнозирование их не проводится и при существующей изученности пока невозможно.

К первой группе можно отнести воздействия техногенеза на гидродинамические условия водоносных горизон-

тов, непосредственно подвергающихся воздействию: истощение водоносных горизонтов и развитие в них депрессий под влиянием эксплуатации и осушительных работ, образование куполов репрессий, повышение уровней подземных вод под влиянием искусственного пополнения ресурсов, закачек и т. п. Эти процессы относительно хорошо прогнозируемы как на качественном, так и на количественном уровне. Так, достоверны прогнозные расчеты эксплуатационных запасов подземных вод на участках водозаборных сооружений, работа которых в сущности представляет техногенное воздействие на геологическую среду; прогнозная оценка процессов вторичной консолидации осушенных рыхлых пород и др. Поэтому в практике гидрогеологии развитие прогнозов техногенных изменений природной среды (изменение условий залегания подземных вод, их химического состава и др.) происходило путем все большего расширения сферы эксплуатационных расчетов.

Вторая группа включает преимущественно влияние техногенеза на изменение гидрогеохимических параметров водоносных горизонтов, подвергающихся техногенному воздействию. Сюда относятся загрязнение пресных подземных вод при заводнении нефтяных месторождений и орошении земель, распространение различных загрязнений по пласту и т. п. Прогнозная оценка этих процессов осуществляется в определенной мере, но не для всех случаев с одинаковой степенью достоверности. Наиболее сложными и трудно прогнозируемыми являются распространение загрязняющих веществ сложного состава, особенно в пределах водоносных пород с неоднородными фильтрационными свойствами. В этих (и во многих других) случаях приходится иметь дело с взаимодействием растворов с твердыми минеральными веществами. Слабо изучены процессы взаимодействия подземных вод и горных пород с микроорганизмами и природными газами.

В третьей группе ведущая роль принадлежит взаимодействию разнонаправленных техногенных процессов. В этих условиях невозможно получить достаточно надежную информацию о

свойствах геологической среды. Сложными являются процессы, происходящие в водоносных горизонтах, на которые только косвенно воздействует техногенез (межпластовые перетоки и другие формы массо- и энергопереноса). Техногенное воздействие при этом может быть направлено из нижних в верхние водоносные горизонты через разделяющие их водонепроницаемые слои. Важную роль играют межфазовые взаимодействия, без которых невозможно проникновение растворов через водоупоры.

Прогнозная оценка подобных техногенных процессов особенно затруднена как в силу слабой изученности механизмов взаимодействия, в том числе физико-геохимического взаимодействия фаз и веществ разного состава, так и вследствие того что места преимущественного развития межпластовых перетоков зачастую остаются неизвестными и неохарактеризованными фактическими данными. Поэтому количественные прогнозы на данном этапе изучения могут дать лишь ориентировочный результат.

Основные задачи по дальнейшему развитию прогнозной оценки негативного воздействия техногенных процессов на гидрогеологические элементы геологической среды заключаются прежде всего в углублении и интенсификации изучения механизмов формирования техногенных процессов, в первую очередь второй и третьей групп.

Для прогнозной оценки некоторых техногенных процессов первой и второй групп могут быть использованы известные гидродинамические методы. Пользуясь ими, можно прогнозировать, например при эксплуатации водохозяйственных объектов, развитие во времени депрессионной воронки, зоны возможного подтопления прилегающих территорий, изменения режима взаимосвязи подземных и поверхностных вод и др. Для сравнительно простых гидрогеологических условий могут быть применены типовые аналитические методы расчета, а для более сложных — методы математического моделирования на АВМ, ЭЦВМ или гибридных машинах [2]. Для таких техногенных процессов, как вторичная консолидация осушенных рыхлых пород и вторичное депрессионное уплот-

нение песчано-глинистых пород (вследствие чего происходят деформации земной поверхности), могут быть использованы известные гидрогеомеханические методы прогноза.

Гидродинамические и гидрогеомеханические методы прогнозной оценки некоторых техногенных процессов теоретически обоснованы и позволяют достоверно решать целый комплекс прикладных задач по охране окружающей среды. Для других техногенных процессов методика прогнозной оценки практически еще не разработана, и поэтому требуется проведение специальных научно-методических исследований. К ним относятся суффозионно-карстовые процессы, формирующиеся при осушении карбонатных пород; физико-химическая и биохимическая коагуляция фильтров водозаборных скважин, коагуляция и заиливание инфильтрационных бассейнов при искусственном восполнении запасов подземных вод и др.

Методика гидрогеохимических прогнозов должна развиваться на базе привлечения химической термодинамики, физико-химической гидродинамики и кинетики, а также экспериментального изучения различных процессов с получением кинетических и других констант.

Наиболее сложно прогнозировать слабо изученные техногенные процессы третьей группы. В этом направлении целесообразно создавать для отдельных крупных объектов самостоятельные постоянно действующие математические модели, в том числе имитационные, на базе эвристической самоорганизации, с помощью которых можно не только прогнозировать техногенные процессы и их негативное воздействие, но и намечать эффективные средства инженерной защиты окружающей среды. С этой целью необходимо провести опытные исследования на площади некоторых крупных объектов (в первую очередь в промышленных городах и др.), а затем перенести накопленный опыт на другие регионы интенсивного развития производительных сил. Начатые в этом направлении комплексные исследования в Москве, Ленинграде и других городах с целью создания постоянно действующих моделей и прогнозной оцен-

ки техногенных изменений окружающей среды целесообразно распространить и на другие промышленные центры страны.

Особое значение для народного хозяйства приобретают своевременные меры защиты геологической и окружающей среды в целом от негативного воздействия техногенных процессов. В настоящее время широко применяется ряд защитных и эффективных мер при эксплуатации главным образом обводнительных объектов — дренажные меры защиты окружающей среды от подтопления территории, предупреждение развития процессов вторичного засоления почв и др. Вместе с этим гидрогеологические основы эффективных мер защиты геологической и окружающей среды в общем разработаны еще слабо, и в этом направлении необходимо провести большой комплекс исследований фундаментального профиля.

Изучение гидрогеологических аспектов техногенеза является новым важным направлением современных исследований. Оно развивается под влиянием запросов практики и по существу охватывает все виды гидрогеологических работ, определяет главные пути дальнейшего развития науки. Для успешного решения новых прикладных задач в области техногенной гидрогеологии необходимо:

1) дальнейшее совершенствование теоретических основ изучения техногенных процессов;

2) обобщение накопленного опыта и анализ техногенного изменения окружающей среды в районах наиболее интенсивного развития производительных сил с целью создания постоянно действующих математических моделей как основы для охраны и защиты окружающей среды, в первую очередь в равнинно-степных районах республик Средней Азии, юга Украины и РСФСР;

3) совершенствование технологии и содержания гидрогеологических работ различных направлений, которые проводятся непосредственно при проектировании, строительстве и эксплуатации водохозяйственных объектов, в первую очередь методов прогнозной оценки техногенных процессов;

4) совершенствование гидрогеологических основ инженерных мероприятий по защите окружающей среды от негативного воздействия техногенных процессов;

5) организация натурных стационарных исследований техногенных процессов на репрезентативных водохозяйственных объектах.

УДК [556.33.078 : 532.546] : 552.52

В. Б. АДІЛОВ, В. И. ДЮНИН (Центр. науч.-исслед. ин-т курортологии и физиотерапии)

Формирование порового давления в уплотняющихся глинистых осадках

Методике анализа в палеогидрогеологии уделяли внимание многие ведущие ученые (П. Н. Чирвинский, К. И. Маков, А. Н. Семехатов, Б. Ф. Маврицкий, А. А. Карцев, А. М. Овчинников, Е. А. Басков, С. Б. Вагин, В. Н. Корценштейн, В. А. Кротова, А. М. Никаноров, Я. А. Хаджанулиев, И. К. Гавич, Г. П. Якобсон и др.). В основе палеогидрогеологических реконструкций вообще и палеогидродинамических в частности лежат сведения о процессах уплотнения глинистых пород и миграции поровых вод в уплотняющихся осадках [1, 7, 11]. Получение количественной информации по объему, составу и движению поровых вод имеет исключительно большое значение для изучения распределения поля давлений в глубоких водоносных горизонтах, закономерностей формирования химического состава подземных вод артезианских структур, условий миграции и накопления углеводородов в подземных водах и др.

В связи с этим обоснование надежных физических и математических моделей, описывающих указанные процессы, определяет достоверность выводов о роли глинистых отложений в формировании поля давлений глубоких водоносных горизонтов. По данному вопросу пока нет однозначного мнения. Одни исследователи рассматривают глинистые породы как весьма слабопроницаемые или вовсе непроницаемые, другие считают, что в уплотняющихся глинистых осадках формируются аномальные поровые давления, приводящие к появлению нейтральной поверхности (границы раздела), от которой поровые воды движутся и вверх, и вниз. Наличие такой нейтральной поверхности препятствует взаимодействию этажно расположенных водоносных комплексов. Высказывается и противоположная точка зрения об отсутствии нейтральной поверхности в уплотняющихся глинистых осадках. Нет единства во взглядах на соотношение скоростей перераспределения давлений в глинах и скоростей осадконакопления. Вопрос о том, что больше, а что меньше, по-прежнему остается дискуссионным.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вернадский В. И. Биосфера. Избр. соч. Т. 5. М., Наука, 1960.
2. Гороховский В. М. Математические методы и достоверность гидрогеологических и инженерно-геологических прогнозов. М., Недра, 1977.
3. Плотноков Н. И. Подземные воды — наше богатство. М., Недра, 1976.
4. Сергеев Е. М. Инженерная геология. М., Изд-во МГУ, 1978.

В. А. Всеволожский и В. И. Дюнин [3, 6] в определенной мере затрагивали эту проблему, используя теорию фильтрационной консолидации глинистых грунтов. Однако рассматриваемая ими задача не была полностью решена по следующим причинам: 1) принималась во внимание лишь малая мощность глин (до 50 м), в то время как в реальных артезианских структурах она может достигать 500—800 м и более (Восточное Предкавказье, Западная Сибирь и др.), что, безусловно, влияет на распределение порового давления; 2) не учитывалось формирование порового давления под действием массы вышележащих отложений при глубинах залегания глинистых пород более 50 м; 3) не учитывалось изменение емкости водосодержащей толщи при ее погружении на глубины до 2000—2500 м; 4) не учитывалось наличие песчаных прослоев, всегда имеющих в мощных толщах глинистых пород; 5) не учитывалось также изменение проницаемости глин в связи с уплотнением и изменением температур, особенно при экстремальных значениях параметров (высоких скоростях осадконакопления и малых значениях коэффициентов проницаемости).

Указанные недостатки и важная роль глинистых отложений в формировании поля давлений на определенных этапах развития артезианских структур требуют более детального освещения проблемы. Наиболее существенное влияние на этот процесс оказывают, по нашему мнению, проницаемость глинистых пород и параметры, характеризующие движение поровых растворов.

Проницаемость глинистых пород. Глинистые породы мощностью более 20—30 м при прочих равных условиях (процент глинистых фракций, минеральный состав и т. п.) в гидрогеологии глубоких горизонтов обычно принимаются за абсолютные водоупоры. Кроме того, высказывается также мнение о существовании начального градиента, выше которого фильтрация может происходить, а ниже — не может. Последнее чаще всего и приводит к отрицанию возможности движения воды в гли-

Значения коэффициента проницаемости (м/сут), полученные различными методами для некоторых артезианских структур [8]

Район	Лабораторный метод	Аналоговое моделирование	Гидрохимический метод	Термометрический метод
г. Киев	$3 \cdot 10^{-7}$ — $4 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-4}$ — $4 \cdot 10^{-4}$	—	$5 \cdot 10^{-4}$ — $1 \cdot 10^{-3}$
Молдавия	$6 \cdot 10^{-7}$ — $2 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-4}$ — $4 \cdot 10^{-4}$	—	$5 \cdot 10^{-4}$ — $1 \cdot 10^{-3}$
"	$3 \cdot 10^{-7}$ — $5 \cdot 10^{-7}$	—	—	$2 \cdot 10^{-4}$
"	$3 \cdot 10^{-7}$ — $7 \cdot 10^{-7}$	—	—	$1 \cdot 10^{-4}$
"	$0,2 \cdot 10^{-7}$ — $9 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-3}$ — $1 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-4}$	—
"	$0,2 \cdot 10^{-7}$ — $8 \cdot 10^{-7}$	—	—	$3 \cdot 10^{-3}$
Район г. Кишинева	$0,2 \cdot 10^{-7}$ — $8 \cdot 10^{-7}$	—	—	$3 \cdot 10^{-3}$ — $6 \cdot 10^{-4}$
Долина р. Исеть, г. Шадринск	$3 \cdot 10^{-6}$ — $6 \cdot 10^{-6}$	—	$7 \cdot 10^{-5}$	—
То же	$1 \cdot 10^{-6}$	—	$6 \cdot 10^{-4}$	—
"	$4 \cdot 10^{-7}$	—	$2 \cdot 10^{-6}$	—
Восточная Сибирь	$1 \cdot 10^{-4}$ — $1 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-3}$ — $3 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	—
То же	—	$3 \cdot 10^{-4}$ — $5 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-3}$	—

нистых породах при таких значениях градиентов, которые наблюдаются в реальных артезианских бассейнах (доли единицы). Это явление особенно важно и должно быть специально рассмотрено. Факты наличия начального градиента и отсутствия движения воды при градиентах, более низких, чем начальный, установлены в лабораторных условиях и нередко на специально приготовленных пастах. Что же происходит в природных условиях?

Опыт эксплуатации пресных подземных вод в верхних частях разреза осадочных толщ платформ (Московский, Днепровско-Донецкий и другие артезианские бассейны) показывает, что независимо от мощности перекрывающих и подстилающих глинистых отложений (от 10—20 до 400 м), величины водоотбора (от первых десятков до сотен тысяч кубических метров в сутки и более) основным источником формирования эксплуатационных запасов подземных вод является перетекание через глинистые отложения [8], т. е. 80—90 % и более от общего водоотбора приходится на поступление воды из смежных водоносных горизонтов.

Достоверность этих расчетов подтверждается совпадением оценок, полученных различными методами (аналитическими расчетами, аналоговым и численным моделированием, изотопными исследованиями, анализом и обработкой данных режимных наблюдений). Несмотря на некоторые расхождения, все они однозначно указывают на преобладание перетекания даже тогда, когда мощность глинистых осадков достигает первых сотен метров. Подчеркнем здесь, что интенсивные процессы перетекания и взаимодействия водоносных горизонтов и комплексов в приведенных примерах осуществлялись в слабоконсолидированных и слабоуплотненных глинах, где поровая фильтрация, вероятно, не потеряла своего значения. Но и для них устанавливается большая роль фильтрационной неоднородности и трещиноватости в процессах формирования гидродинамической взаимосвязи водоносных горизонтов. Именно трещиноватость определяет

блоковое строение глинистых отложений и возможность интенсивной фильтрации подземных вод в глинах при градиентах, значительно меньших, чем начальные, полученные в лабораторных условиях. Здесь уместно привести основные результаты определений проницаемости глинистых пород различными методами.

Из таблицы видно, что значения проницаемости, определенные в лабораторных условиях, на два—три порядка меньше, чем полученные с использованием остальных методов. Несоответствие между данными лабораторных и всех других методов объясняется существованием трещинной неоднородности глинистых пород, масштаб которой превышает размеры образцов, изучаемых в лаборатории. Вместе с тем значения коэффициента проницаемости, определенные в полевых условиях (гидродинамическим и термометрическим методами) и путем моделирования в условиях нарушенного режима, близки друг к другу.

Проницаемость глинистых отложений связана с условиями осадконакопления, геостатическим уплотнением, влиянием температуры и постдиагенетическими процессами. Смена условий осадконакопления приводит к региональным изменениям литологического состава глинистых пород (их микронеоднородности). Так, если в центральных районах артезианских бассейнов глинистые покрывки на 90 % и более могут быть сложены тонкодисперсными глинистыми частицами, то на окраинах бассейнов — это преимущественно песчаные и песчано-алевритовые породы. Как правило, наряду с изменением литологического состава глинистых отложений в направлении от периферии к центру структур происходит увеличение их мощности. Возрастание глинистости и мощности глинистых покрывок должно приводить к резкому сокращению их фильтрационных свойств в направлении от краевых частей к внутренним погруженным районам артезианских структур. На региональную (фоновую) неоднородность накладывается неоднородность более высокого порядка, обусловленная внутренним структурным планом территории. С нею

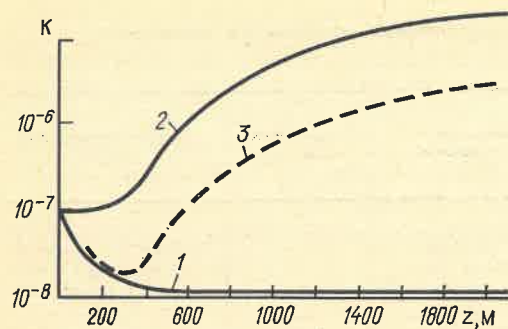


Рис. 1. Изменение проницаемости глинистых отложений в зависимости от глубины (1) и температуры (2), с учетом глубины и температуры (3) при начальном значении $K=10^{-7}$ м/сут

связано, например, увеличение проницаемости глинистых покрышек на сводах положительных структур.

Геостатическое уплотнение — один из наиболее существенных факторов постдиагенетического преобразования глинистых осадков. Если для песчаных пород степень уплотнения под действием массы вышележащих толщ составляет первые проценты, то уплотнение глинистых осадков достигает десятков процентов от их первоначальной мощности. Так, уплотнение глинистых пород Туранской плиты, изменения коэффициента пористости и самой пористости описываются эмпирическими экспоненциальными функциями. При этом пористость и коэффициент пористости уменьшаются соответственно от 0,5—0,7 до 0,05 и менее на глубине более 4000 м. Такое значительное сокращение абсолютной пористости с увеличением глубины залегания пород, а следовательно, и в направлении от периферии к центру артезианских структур, без сомнения, приводит к появлению изолированных и субкапиллярных пор, а вследствие этого и к существенному уменьшению поровой проницаемости глин.

Теоретическое изменение коэффициента поровой проницаемости показано на рис. 1. Оно рассчитывалось по зависимости В. М. Добрынина (1970 г.):

$$K(z) = K_0 \exp(-\eta z), \quad (1)$$

где $\eta = 0,28\beta_n \left(\frac{3+a}{2+a} \right)$; β_n — коэффициент необратимого уплотнения, меняющийся для различных пород от $25 \cdot 10^{-4}$ до $48 \cdot 10^{-4}$ м²/кг; a — структурный показатель, варьирующий от 0,24 до —1,8 (нами принято значение 1,75); K_0 — начальное значение коэффициента проницаемости; z — глубина залегания глинистых пород.

На рис. 1 видно (кривая 1) также, что при погружении на глубину свыше 400 м коэффициент проницаемости уменьшается более чем на один порядок. Вместе с тем по мере увеличения глубины залегания возрастает температура пород осадочного чехла и подземных вод, влияющая на проницаемость глинистых отложений, которая должна возрастать с увеличением глубины погружения отдельных стратиграфических комплексов и от периферии к центру артезианских бассейнов. Повышение

интенсивности температурного поля среды с глубиной вызывает уменьшение вязкости фильтрующейся жидкости, вследствие чего резко снижаются силы капиллярного взаимодействия между жидкостью и минеральным скелетом породы, что эквивалентно увеличению эффективной пористости и проницаемости отложений.

Даже для песчаных пород повышение температуры вызывает увеличение проницаемости в несколько раз. В глинистых осадках капиллярные силы проявляются в несомненно большей степени, чем в грубообломочных образованиях, и поэтому изменение проницаемости первых будет в несколько раз больше, чем вторых. Так, по данным И. А. Брилинга [2], проницаемость монтмориллонитового образца при повышении температуры от 20 до 80 °С возрастает более чем на два порядка (см. рис. 1, кривая 2).

Факт существенного влияния температуры на проницаемость глинистых пород при фильтрации жидкостей различного минерального состава приведен в работе В. М. Гольдберга и др. [5]. Кроме того, ими показано, что проницаемость глин (изучались монтмориллонитовые и каолинитовые глины) возрастает с увеличением минерализации. При этом наибольшие изменения поровой проницаемости происходят в областях повышения минерализации от 1—3 до 20—30 г/л. Таким образом, изучение зависимости проницаемости тонкодисперсных пород от температуры дает основание утверждать, что с глубиной поровая проницаемость глинистых отложений будет значительно возрастать.

На рис. 1 (кривая 3) показано суммарное воздействие уплотнения и температуры на проницаемость глинистых осадков. При этом предполагалось нормальное (среднее) распределение температур с глубиной, свойственное платформенным областям. Учет влияния температуры на проницаемость глинистых отложений осуществляется при достижении глубины, на которой температура превышает 20 °С (начальная температура, выше которой имеются экспериментальные данные).

Минеральный состав глинистых пород также оказывает большое влияние на их проницаемость. Многие исследователи [4, 9 и др.], занимающиеся этим вопросом, отмечают, что в ряду монтмориллонит — каолинит наименьшей проницаемостью обладают монтмориллонитовые глины, содержащие разбухающие пакеты и большое количество связанной воды. Поэтому можно считать доказанным, что с уменьшением способности глинистых минералов к набуханию (каолинит, хлорит, иллит) их фильтрационные свойства возрастают в несколько раз. Так, добавка 2 %-ного гидробиотита, каолинита и монтмориллонита к кварцевому песку (изучалось влияние только одного минерала на одном образце), первичная проницаемость которого составляла 60,3 мкм², уменьшает его проницаемость соответственно до 27,5, 17,4 и 5,8 мкм². Содержание указанных минералов в количестве 20 % снижает проницаемость пород соответственно до 0,54, 0,12 и 0,02 мкм² [12], т. е. на один — два порядка.

Для многих регионов СССР (Западная Сибирь, Туранская плита, Ферганская впадина, Предкавказье и др.) установлено, что с увели-

чением глубины залегания глинистых пород независимо от их возраста происходят изменения в минеральном составе. При малых глубинах залегания (но при прочих равных условиях) преобладают минералы группы монтмориллонита, которые по мере возрастания глубины залегания пород постепенно сменяются смешаннослойными образованиями, гидрослюдами, каолинитом, а на больших глубинах преобладает хлорит. Так, в глинах Ферганской впадины в интервале глубин 1800—2200 м резко сокращается процентное содержание набухающей фазы в смешаннослойных (монтмориллонит-гидрослюдистых) минералах — от 70—80 до 20 %. Аналогичные изменения происходят и при повышении температуры от 70 до 100 °С на тех же глубинах.

Следовательно, применительно к глинистым породам Ферганской впадины можно говорить о наличии термодинамического порога (сочетание давления и температуры), при котором осуществляется резкий скачок в преобразовании минерального состава глинистых пород и резко увеличивается их проницаемость. Аналогичные изменения глинистых отложений установлены для Бухаро-Хивинской области, Западной Сибири и других районов.

Преобразования минерального состава глинистых пород наряду с другими факторами влияют на формирование их микронеоднородности, и прежде всего трещиноватости. На различных стадиях седиментогенеза (диагенез, катагенез) глинистые осадки превращаются из высокопористых илов в породы с жесткими структурными связями (ряд ил — аргиллит — глинистый сланец), способными к трещинообразованию.

Трещиноватость глинистых отложений необходимо всегда учитывать при изучении их проницаемости. Достаточно сказать, что при наличии на 1 км² поверхности глинистых отложений суммарной поверхности трещин площадью 1 м², заполненных песчаным или алевроитовым материалом, расходы воды через эти площади будут одинаковыми (при равных градиентах напора, коэффициентах проницаемости глинистых и грубообломочных пород, отличающихся между собой на шесть порядков).

Трещины образуются весьма часто, особенно в аргиллитах и аргиллитоподобных глинах. Например, в глинистых отложениях Западно-Сибирской низменности широко развиты трещины различного генезиса, как открытые, так и заполненные грубообломочным, песчаным и алевроитовым материалом. Ширина таких трещин варьирует от 0,01 до 2—3 мм, изредка достигает 6—7 мм. Установленная их длина обычно колеблется от 0,5 до 1,5 м, реже составляет первые десятки метров. При большей длине возникает опережающая система трещин.

Наибольшая трещиноватость отмечена в аргиллитах. Так, в аргиллитах тюменской свиты ширина открытых трещин меняется от 0,01 до 2—5 мм, а ширина трещиноватых зон достигает 1,5 м. По данным К. И. Микуленко (1966 г.), фоновое значение удельной поверхности тектонических и постдиагенетических трещин равно соответственно 0,7 и 1,8 м²/м³, а аномальное достигает 14 м²/м³.

Наличие широко развитой и различно ориентированной трещиноватости позволяет утверж-

дать, что наибольшая часть расхода фильтрующейся жидкости приходится на трещины. Они служат основными каналами фильтрации в глинистых отложениях.

Проявлением микронеоднородности глинистых осадков (трещиновой проницаемости) можно объяснить большое расхождение в определении их проницаемости различными методами (на образцах в лабораторных условиях, в массиве по результатам гидродинамического опробования и т. д.), достигающее двух — трех порядков (см. таблицу). Заниженные значения на образцах связаны с тем, что масштаб опробования оказывается меньше масштаба микронеоднородности, т. е. маловероятно, что в образце глин окажутся трещины, песчаный прослой и т. п. В большинстве случаев трещинные образцы вообще не изучаются, так как им трудно придать форму, удобную для исследования на специальной аппаратуре, а выход глинистого керна, как правило, очень мал.

При гидродинамическом и других методах изучения водоносных горизонтов и слабопроницаемых слоев (откачке, нагнетании) возмущением охватываются значительно большие площади. Поэтому вероятность учета микронеоднородности намного повышается, и значение коэффициента проницаемости, по данным этих определений, стремится к среднему. С наличием микронеоднородности связано движение жидкости в естественных (ненарушенных) условиях через мощные толщи глинистых пород, когда значения градиентов напоров подземных вод меньше единицы, т. е. не достигают начальных градиентов, наблюдаемых в лабораторных условиях [6].

Таким образом, главную роль в процессах фильтрации через глины играет микронеоднородность пород — наличие открытых или заполненных грубообломочным материалом трещин различного генезиса, прослоев песка и т. п. Следует ожидать, что степень трещиноватости глинистых отложений будет возрастать в ряду глины — глинистые сланцы.

В отношении условий формирования проницаемости глинистых отложений можно наметить такие закономерности.

1. Процессы дифференциации обломочного материала, увеличение мощности и уплотнение глинистых осадков снижают их проницаемость по мере увеличения глубины залегания в направлении от окраин к центральным частям артезианских бассейнов.

2. Постдиагенетические процессы, наличие микронеоднородности, характер изменения интенсивности температурного поля осадочного чехла приводят к увеличению проницаемости глин в том же направлении.

3. Можно предположить, что при суммарном действии указанных факторов проницаемость глинистых пород с глубиной будет возрастать. Учет этого параметра особенно важен для количественной оценки движения поровых вод. От надежности его обоснования зависит достоверность полученных результатов и выводы.

Движение поровых растворов. Существующие представления о направлении миграции поровых вод довольно противоречивы. Так, Ю. В. Мухин (1966 г.) и А. Е. Гуревич

(1980 г.) считают, что возможны два пути миграции — вверх и вниз. По мнению других исследователей, не подтвержденному экспериментальными или расчетными данными, движение отжимающихся поровых растворов происходит в одном направлении — вверх.

Рассмотрим задачу о распределении порового давления в глинистой толще на основе уравнения фильтрационной консолидации глинистых грунтов [10]:

$$\frac{\partial P}{\partial t} = \frac{\partial \sigma^*(q)}{\partial t} + \frac{\partial P^0}{\partial t} + \alpha \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial P}{\partial z} \right), \quad (2)$$

где $P = \rho H$ — поровое давление внутри глинистой толщи (H — глубина бассейна); $\sigma^*(q)$ — часть напряжений скелета грунта, определяемая внешней нагрузкой (q) и собственной массой скелета грунта; P^0 — часть напряжений скелета грунта, определяемая граничными значениями напоров; $\alpha = \frac{1 + \varepsilon_{cp}}{\rho \bar{a}}$, где ε_{cp} —

среднее значение коэффициента пористости, $\bar{a}$ — коэффициент уплотнения пород; ρ — плотность воды; K — коэффициент проницаемости глинистых пород, зависящий в общем случае от положения координаты и времени.

Значения $\sigma^*(q)$ и P^0 определяются из граничных условий и входят в уравнение равновесия, которое используется при выводе вышеприведенного уравнения,

$$\sigma^* + P = q + P^0 + \bar{\rho}(m - z), \quad (3)$$

где σ^* — напряжение скелета грунта в точке z (начало координат на подошве глин); $P = \bar{\rho}(m - z)$ — поровое давление в той же точке; q — внешняя нагрузка; P^0 — внешняя нагрузка, определяемая массой столба жидкости (глубины моря); $\bar{\rho}$ — плотность глин; m — мощность глинистого слоя.

Используем уравнения (2) и (3) для решения задачи исходя из того, что в существенно глинистых породах горизонтальная составляющая скорости фильтрации равна нулю, т. е. существует только вертикальная фильтрация. Выделим внутри формирующейся глинистой толщи элемент полного разреза единичной площади. Предположим, что его мощность возрастает от нуля до некоторого значения при постоянной скорости осадконакопления (v). По мере увеличения мощности этот элемент погружается на ту глубину, на которую увеличилась его мощность. Глубину бассейна осадконакопления принимаем постоянной во времени, кровлю и подошву элемента глинистой толщи считаем проницаемыми. Начало координат находится на подошве элемента.

Допустим также, что при равномерном погружении элемента глинистой толщи давление на его подошву растет с той же скоростью, а на кровле равно нулю (при постоянной глубине H бассейна осадконакопления $\frac{\partial H}{\partial t} = 0$). При такой постановке задачи граничные условия запишутся в виде:

$$\left. \begin{aligned} t = 0, \quad z = 0, \quad P = 0 \\ t > 0, \quad z = 0, \quad P = vt \\ t > 0, \quad z = vt, \quad P = 0 \end{aligned} \right\}, \quad (4)$$

а значения $\sigma^*(q)$ и P^0 будут равны:

$$\begin{aligned} \sigma^*(q) &= \rho [m(t) - z]; \\ P^0_{z=0} &= P(t), \end{aligned} \quad (5)$$

где $m(t)$ — переменная во времени мощность элемента глинистого слоя.

Тогда уравнение (2) примет вид:

$$\frac{\partial P}{\partial t} = \left(\frac{\bar{\rho}}{\rho} + 1 \right) v + \alpha \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial P}{\partial z} \right). \quad (6)$$

Таким образом, мы имеем дело с обычным уравнением Фурье, с внутренним источником питания постоянной интенсивности (пренебрегая изменением плотности глинистых пород и поровых растворов), с равномерно движущейся границей и граничными условиями, определяемыми уравнением (4). Из анализа уравнения (6) следует, что теоретически возможно появление экстремума функции внутри исследуемой области (максимального по отношению к граничным значениям искомой функции), т. е. границы раздела между двумя противоположными направлениями движения (вверх и вниз). Возможность эта при прочих равных условиях определяется только двумя параметрами — скоростью осадконакопления (скоростью приращения внешней нагрузки) и проницаемостью среды, которые могут меняться в широких пределах. В то же время коэффициент пористости и уплотнения пород и плотность воды меняются незначительно.

Решение уравнения (6) с граничными условиями, определяемыми уравнением (4), при постоянном значении коэффициента проницаемости среды представлено в виде системы интегральных уравнений типа Вольтера с переменным верхним пределом. Нами оно интегрировалось на аналоговой машине, что позволило получить решение ряда тестовых задач при различных параметрах с учетом их изменения в зависимости от положения координат и времени.

Для упрощения решения путем введения новой функции $P = \left(\frac{\bar{\rho}}{\rho} + 1 \right) v + u$ было получено обычное уравнение теплопроводности без внутреннего источника, но с переменными во времени граничными условиями:

$$z = 0, \quad t > 0, \quad u = -vt \left(\frac{\bar{\rho}}{\rho} - 1 \right); \quad (7)$$

$$z = 0, \quad t > 0, \quad u = -\frac{\bar{\rho}}{\rho} vt.$$

Начальные условия оставались прежними, т. е. $t = z = 0, u = 0$.

Значения коэффициентов пористости и уплотнения определялись по кривым естественного уплотнения. Плотность воды и глинистых пород (g/cm^3) принималась соответственно 1 и 2,3, а начальные значения коэффициента

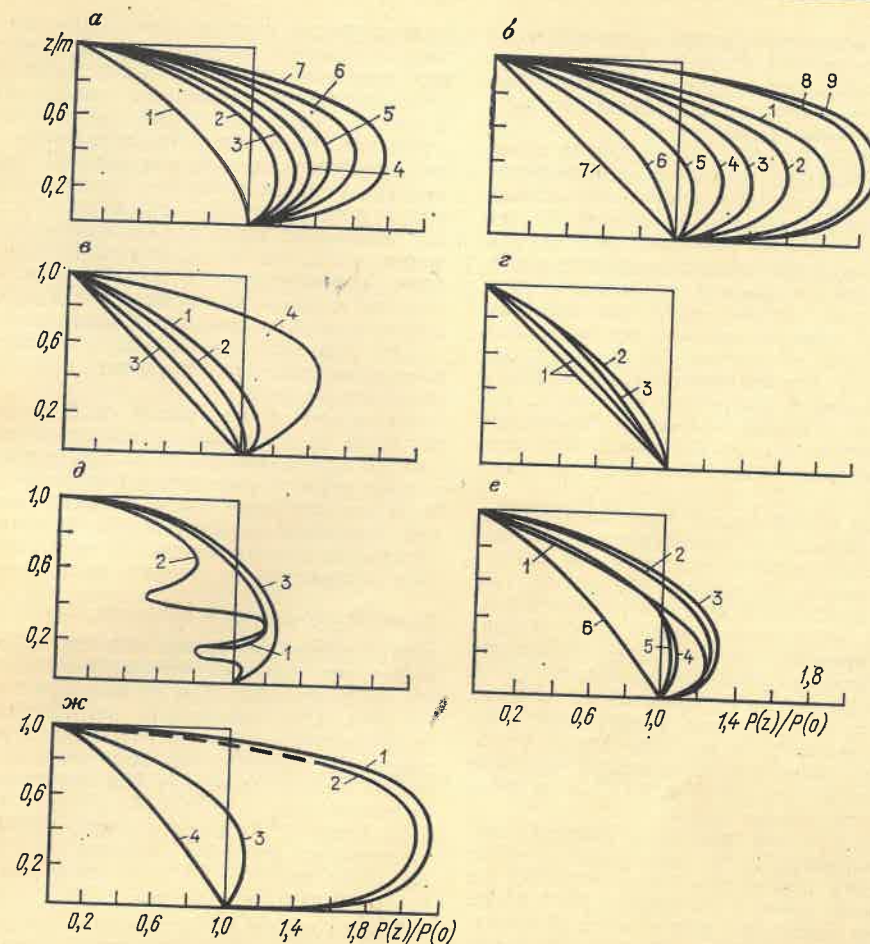


Рис. 2. Распределение порового давления в глинах а — при мощности глинистого слоя (м): 1 — 30, 2 — 100, 3 — 130, 4 — 180, 5 — 250, 6 — 350, 7 — 500; б — при мощности глинистого слоя (м): 1 — 500, 2 — 350, 3 — 250, 4 — 180, 5 — 100, 6 — 40, 7 — 10, при глубине залегания подошвы глин (м): 8 — 2000, 9 — 2500; в — при мощности глинистого слоя (м): 1 — 500, 2 — 350, 3 — 100, при глубине залегания подошвы глин (м): 4 — 2500; г — при мощности глинистого слоя (м): 1 — 50, 2 — 500, 3 — 500, но при $v = 10^{-4}$ м/год; д —

при наличии песчаных прослоев: 1 — одного, 2 — двух, 3 — при отсутствии песчаных прослоев; е — при мощности глинистого слоя (м): 1 — 500, при глубине залегания подошвы глин, м: 2 — 1000, 3 — 1500, 4 — 2000, 5 — 2500, 6 — 2500, но при $v = 10^{-4}$ м/год или $K = 10^{-6}$ м/сут; ж — с учетом влияния всех вышеуказанных условий: 1 — с изменением коэффициента уплотнения, 2 — без изменения коэффициента уплотнения, 3 — с влиянием температуры, 4 — с изменением коэффициентов уплотнения и температуры

проницаемости были различными и определялись по графику (см. рис. 1, кривая 3). Скорость осадконакопления принималась произвольной, для того чтобы при реальных значениях всех остальных параметров добиться экстремума функции порового давления, т. е. оценить экстремальные условия, необходимые для появления границы раздела между противоположными направлениями движения отжимающихся поровых растворов — и вверх, и вниз. Интегрирование уравнения осуществлялось при различных значениях указанных параметров.

Вариант 1 (рис. 2, а). Задача решалась при $K = 10^{-8}$ м/сут, $v = 10^{-3}$ м/год, $\bar{a} = 10^{-3}$ см²/кг. Все параметры принимались постоянными до погружения подошвы элемента глинистой толщи на глубину 500 м и до мощности глинистой толщи, также равной 500 м. Результаты решения представлены на

рис. 2, а*. При достижении мощности глинистого слоя 80 м внутри глинистой толщи появляется граница раздела между двумя направлениями движения отжимающихся поровых растворов — вверх и вниз (область $\frac{P(z)}{P(0)} > 1$), которая с увеличением мощности слоя перемещается вверх по пласту. Значения экстремума функции порового давления по отношению к максимальному давлению на подошве слоя

* Для удобства анализа различных вариантов решения графики построены в относительных координатах, т. е. значения функции порового давления в любой точке z элемента глинистой толщи отнесены к значению порового давления на его подошве, а любая точка z отнесена к общей мощности элемента глинистой толщи, сформировавшейся на момент времени t .

непрерывно возрастают и при мощности слоя 500 м достигают 1,75. Иными словами, внутри глинистой толщи формируются аномально высокие поровые давления с коэффициентом аномальности, равным 1,75*.

В а р и а н т 2 (см. рис. 2, б). Условия прежние, но учитывалось изменение коэффициента проницаемости, который задавался переменным в соответствии с характером кривой 1 на рис. 1 (его начальное значение 10^{-8} м/сут). Кроме того, при достижении мощности глинистого слоя 500 м граница раздела погружалась далее, до глубины залегания подошвы слоя 2500 м. Предполагалось, что на кровле глинистого слоя мощностью 500 м накапливаются песчаные, хорошо проницаемые породы с той же постоянной плотностью $2,3 \text{ г/см}^3$. С момента, соответствующего времени накопления слоя мощностью 500 м, вводились изменения в уравнение равновесия (3) и в граничные условия (4).

Изменение коэффициента проницаемости по вертикали приводит к повышению максимального значения порового давления при прочих равных условиях (мощность 500 м) от 1,75 до 1,83. В ходе последующего погружения (более 500 м) нейтральная поверхность приближалась к середине глинистого слоя. Максимум функции (поровое давление) продолжал расти и достигал наибольшего значения на глубине 2500 м. На этой глубине коэффициент аномальности равен 2,1, т. е. очень близок к геостатическому давлению. Предельное его значение, вероятно, стремится к 2,3 (т. е. к средней плотности горных пород).

В а р и а н т 3 (см. рис. 2, в). Условия аналогичны варианту 2, но начальное значение коэффициента проницаемости принималось на один порядок выше и составляло 10^{-7} м/сут. Подчеркнем здесь, что если в слое, прилежащем к кровле (мощность 25—125 м), значение проницаемости равно 10^{-7} , то в слое той же мощности, но прилежащем к подошве, оно составляет менее 10^{-8} м/сут. Из рис. 2, в видно существенное влияние увеличения коэффициента фильтрации на поровое давление в вертикальном разрезе, т. е. коэффициент аномальности снижается от 1,83 до 1,08 (в 1,7 раза) при мощности глинистого слоя в 500 м и от 2,1 до 1,4 (в 1,5 раза) при погружении подошвы глинистого слоя на глубину 2500 м.

В а р и а н т 4 (см. рис. 2, г). По сравнению с вариантом 1 значение коэффициента проницаемости увеличилось от 10^{-8} до 10^{-7} м/сут, а значение скорости приращения внешней нагрузки (скорости осадконакопления) уменьшилось от 10^{-3} до 10^{-4} м/год. При таких значениях параметров максимум функции внутри глинистой толщи не появляется, и распределение порового давления определяется в основном значениями напоров на границе глинистой толщи.

В а р и а н т 5 (см. рис. 2, д). Условия те же, что и в варианте 1. При достижении мощности глинистого слоя 150 м на расстояниях 22 и 67 м от его подошвы задавались условия,

* В данном случае под коэффициентом аномальности понимается отношение порового давления в какой-либо точке $P(z)$ к давлению на подошве глинистого слоя $P(0)$.

моделирующие наличие одного (кривая 1) и двух (кривая 2) песчаных прослоев, по которым возможен отток отжатых поровых вод за пределы изучаемого элемента глинистого слоя. В самих песчаных прослоях и пограничных глинистых слоях создаются нормальные поровые давления. Поскольку в реальных природных средах чисто глинистых пород не существует и они могут лишь преобладать в разрезах, сложенных чередованием глинистых и песчаных пород, при таком строении разреза, видимо, во всех случаях исключено появление областей с аномально повышенными поровыми давлениями. Аналогичные условия характерны и для участков, где имеется тектоническая трещиноватость, формирующая вертикальные ослабленные зоны.

В а р и а н т 6 (см. рис. 2, е). В отличие от варианта 2, учитывалось изменение коэффициента проницаемости не только в зависимости от степени уплотнения глинистых пород, но и под влиянием температуры. В этом случае изменение коэффициента проницаемости задавалось в соответствии с кривой 2 на рис. 1. При погружении на глубину до 1000 м коэффициент аномального порового давления $P(z)/P(0)$

внутри глинистой толщи вначале равномерно возрастает, достигая максимального значения 1,3 на расстоянии 75 м от подошвы глинистого слоя. При дальнейшем погружении начинает сказываться повышение температуры, вызывающее снижение порового давления, которое на глубине залегания подошвы слоя 2500 м составляет всего 1,1; давление на подошве слоя равно 1. Другими словами, коэффициент аномального порового давления не только не достигает значения 2,1 (вариант 2), но намного (в 1,9 раза) меньше его.

Анализ кривой 6, построенной при уменьшении скорости осадконакопления на один порядок (от 10^{-3} до 10^{-4} м/год), однозначно свидетельствует о том, что с уменьшением скорости приращения внешней нагрузки распределение порового давления внутри глинистого слоя описывается практически прямой линией, а абсолютные его значения определяются только гидростатическим давлением на кровле и подошве глини. Итак, скорость перераспределения порового давления при начальном коэффициенте проницаемости 10^{-7} м/сут значительно больше скорости такого геологического процесса, как осадконакопление.

В а р и а н т 7 (см. рис. 2, ж). При уплотнении глинистых пород происходят изменения пористости, коэффициента пористости и коэффициента уплотнения. Последние два параметра входят в уравнение фильтрационной консолидации как постоянные коэффициенты. Предполагается, что их изменение можно не учитывать при изучении уплотнения глинистых осадков и движения поровых растворов.

В данном варианте принималось во внимание изменение указанных параметров как во времени (при заданной скорости осадконакопления), так и по разрезу. При этом на каждый последующий момент времени учитывались произошедшие перемены по разрезу глинистого слоя, т. е. для каждого рассматриваемого момента времени эти параметры считались постоянными и их изменения определялись только по положению координаты, на последующие

моменты времени вводились соответствующие поправки для каждого блока.

Результаты оценки представлены на рис. 2, ж (кривая 1) при глубине погружения слоя на 2500 м. На нем видно, что по отношению к кривой 2 (изменение коэффициента проницаемости под действием только уплотнения) изменения порового давления весьма незначительные. Коэффициент аномального порового давления увеличивается с 2,1 (кривая 2) до 2,14 (кривая 1), т. е. всего на 0,04. Следовательно, изменения коэффициентов пористости и уплотнения незначительно сказываются на формировании порового давления в уплотняющихся осадках. Приведены также кривые, описывающие распределение порового давления с учетом изменения всех рассмотренных факторов при равной для всех вариантов глубине погружения глинистых осадков 2500 м. В основу построения кривой 3 положены изменения коэффициентов пористости и уплотнения, а также коэффициента проницаемости пород с учетом их уплотнения и температуры; для кривой 4 принимались те же значения параметров и характер их изменения, но при скорости осадконакопления 10^{-4} м/год.

Анализ полученных результатов показывает, что нейтральная поверхность (от которой возможно разнонаправленное движение отжимающихся поровых растворов) теоретически появляется лишь при значениях параметров, существенно отличающихся от реально наблюдаемых в природе (при коэффициентах проницаемости глинистых пород менее 10^{-7} м/сут и скоростях осадконакопления больше 10^{-3} м/год). Столь высокие скорости осадконакопления для платформенных и геосинклинальных условий не характерны. Во всех же остальных случаях имеет место нормальное распределение порового давления, зависящее только от значений гидростатического давления на границах глинистого слоя. Иначе говоря, процесс консолидации глинистых осадков в естественных условиях является существенно стационарным, причем скорость перераспределения давления поровых вод (скорость оттока) значительно превышает скорость приращения геостатического давления.

Приведенные материалы о формировании проницаемости глинистых пород и миграции поровых растворов при уплотнении осадка позволяют сделать следующие выводы.

1. Проницаемость глинистых отложений не остается постоянной во времени и пространстве. С увеличением глубины их залегания намечается тенденция к возрастанию проницаемости в связи с преобразованиями минерального состава пород, формированием в них трещиноватости, повышением температуры и минерализации подземных вод.
2. Из всех рассмотренных параметров, влияющих на распределение порового давления, решающими являются только проницаемость пород и скорость осадконакопления.
3. При реальных значениях этих параметров скорость перераспределения порового давления больше скорости приращения внешней нагрузки, а сам процесс отжатия поровых растворов — существенно стационарный и не может

привести к возникновению аномально высоких поровых и пластовых давлений. Этот процесс мало влияет на формирование поля давлений глубоких горизонтов.

4. Поскольку распределение порового давления в глинистых отложениях в масштабе геологического времени определяется только значениями гидростатического давления на границах отложений, а давление на подошве практически всегда больше, чем на кровле, преобладающим направлением движения отжимающихся поровых растворов следует считать движение снизу вверх.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Адилов В. Б., Ивашков В. К. Основные положения методики палеогидрогеологических исследований месторождений минеральных вод платформенных артезианских бассейнов. — В кн.: Вопросы изучения лечебных минеральных вод, грязей и климата. М., 1976, с. 132—138. (Тр. ЦНИИКиФ, т. 31).
2. Брилинг И. А. Фильтрация в водонасыщенных глинах. — В кн.: Тр. Междунар. симпозиума по теме «Инженерно-геологические свойства глинистых пород и процессы в них». М., Изд-во МГУ, 1972, с. 25—29.
3. Всеволожский В. А., Дюнин В. И. О направлении миграции поровых вод в уплотняющихся осадках. — В кн.: Взаимодействие поверхностного и подземного стока. Вып. 1. М., Изд-во МГУ, 1973, с. 186—198.
4. Глинистые покрывки залежей нефти и газа мезозойских и палеогеновых отложений Ферганской впадины/А. М. Акрамходжаев, И. А. Симоненко, Л. А. Зиндель, Ш. Г. Салдоходжаев. Ташкент, Фан, 1977.
5. Гольдберг В. М., Скворцова Н. П. Влияние температуры и минерализации подземных вод на проницаемость глинистых водоупоров. — В кн.: Гидрогеология, инженерная геология и строительные материалы. М., Наука, 1980, с. 73—77.
6. Дюнин В. И. Методы и принципы изучения гидродинамики глубоких горизонтов. Обзор. Сер. Гидрогеология и инженерная геология. М., ВИЭМС, 1981.
7. Карцев А. А., Вагин С. Б., Басков Е. А. Палеогидрогеология. М., Недра, 1969.
8. Плугина Т. А. Определение геофильтрационных слабопроницаемых отложений натурными методами. Обзор. Сер. Гидрогеология и инженерная геология. М., ВИЭМС, 1978.
9. Саркисян С. Г., Котельников Д. Д. Глинистые минералы и проблемы нефтегазовой геологии. М., Недра, 1980.
10. Флорин В. А. Основы механики грунтов. Ч. 2. Л., Гостройиздат, 1961.
11. Ходжакулиев Я. А. Гидрогеологические закономерности формирования и размещения скоплений газа и нефти. М., Недра, 1976.
12. Цветкова М. А. Влияние минералогического состава песчаных пород на фильтрующие способности и на нефтеотдачу. — Тр. Ин-та нефти АН СССР, 1954, т. 3, с. 207—211.



XXVII СЕССИЯ МЕЖДУНАРОДНОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КОНГРЕССА

В. А. ЯРМОЛЮК, К. П. КАВУН (Мингео СССР)

Об экскурсионной программе XXVII сессии Международного геологического конгресса

Проведение полевых научных экскурсий давно стало традицией Международных геологических конгрессов. В рамках первых сессий МГК еще в конце прошлого века организовывались кратковременные поездки участников для осмотра ближайших геологических объектов. Петербургский конгресс 1897 г. положил начало широким экскурсионным программам. Тогда были проведены геологические экскурсии в различные регионы страны — от западных границ России до Урала, в Финляндию, на Кавказ, в Донбасс, Крым и т. д. По своей популярности среди участников конгресса они превзошли все ожидания. Особенно много экскурсантов отправилось на Урал. Для желающих провести гидрографические исследования на Черном море были выделены специальное судно и аппаратура.

В 1937 г. в Москве состоялась XVII сессия МГК. Она была посвящена в основном проблемам геологии европейской части СССР, и поэтому естественно, что экскурсии охватывали лишь этот регион. По каждому из 26 намеченных маршрутов были изданы содержательные путеводители на нескольких языках с картами и иллюстрациями, что способствовало активному участию в турах делегатов конгресса и позволило им получить наиболее полное представление о геологических особенностях объектов осмотра.

Как и на предшествующих конгрессах, одним из важнейших элементов программы XXVII сессии МГК будут научные геологические экскурсии. Оргкомитетом подготовлено около 60 маршрутов, охватывающих практически все регионы СССР. Продолжительность экскурсий «А» и «С», выполняемых до начала и после конгресса, составляет от 5 до 14 дней. Кроме того, по традиции будут организованы и короткие (одно- и двухдневные) ознакомительные экскурсии «В», которые состоятся во время работы конгресса, в

субботные и воскресные дни. Всего намечено 20 маршрутов коротких экскурсий. Их полный список публикуется в Третьем циркуляре XXVII сессии МГК.

Экскурсии поведут 192 компетентных научных руководителя, среди них 19 академиков и членов-корреспондентов Академии наук СССР и академий наук союзных республик, 50 докторов и 80 кандидатов наук. При осмотре конкретных геологических объектов им окажут помощь местные геологи и специалисты-переводчики. Будет организована отправка за рубеж собранных во время экскурсий геологических образцов.

Все участники экскурсий будут обеспечены путеводителями на русском или английском языках, по решению Секретариата Оргкомитета они издаются как сводные по отдельным республикам и регионам. Каждый путеводитель включает вводную часть, представляющую собой геологический очерк соответствующей республики или региона, и подробные описания маршрутов экскурсий по дням, содержит карты, схемы, разрезы и другие иллюстрации. Все объекты экскурсионного осмотра будут иметь привязку как на картах-схемах отдельных маршрутов, так и на сводной геологической карте республики или региона. По наиболее крупным регионам (в частности, по Сибирскому) будут изданы 2—3 путеводителя по субрегионам. Путеводители будут иметь удобный для пользования формат (150×210 мм).

Среднее количество участников экскурсий «А» и «С» 35—40 человек, на отдельных маршрутах — 20—25 человек, что связано с необходимостью использования самолетов и вертолетов местных авиалиний.

По регионам многодневные экскурсии распределяются следующим образом: Северо-Запад, Прибалтика и Белоруссия — 7, Центральные районы

РСФСР — 3, Украина (исключая Крым) и Молдавия — 7, Крымско-Кавказский регион — 16, Южный Урал — 1, Западная Сибирь — 2, Восточная Сибирь — 5 (в том числе Прибайкалье — 4), Северо-Восток — 7 (в том числе Якутия — 4, Магаданская область — 3), Средняя Азия — 7 и Казахстан — 2. Тематическая направленность экскурсий приводится в таблице.

Можно с уверенностью утверждать, что осмотр геологических объектов во время экскурсий, обмен мнениями и дискуссии существенно дополняют информацию, которую получают участники конгресса на заседаниях коллоквиумов и секций XXVII сессии МГК. По региональной тематике на местах будут проведены научные заседания.

Значительная часть экскурсий посвящена комплексному изучению формационного состава, структур и магматизма отдельных регионов: Большого и Малого Кавказа, Крыма, Тянь-Шаня, Карелии и др. Экскурсанты ознакомятся с каледонскими структурами Алтае-Саянской складчатой области, областью сочленения каледонид и варисцид в Центральном Казахстане, герцинскими и варисцидскими сооружениями Средней Азии, осмотрят современные смещения вдоль Талассо-Ферганского сдвига. Большое внимание уделено геологическому строению Альпийской складчатой зоны юга СССР с полными разрезами рифея — палеозоя, мезозоя и кайнозоя, проявлениям неоген-четвертичного вулканизма на Кавказе (Эльбрус, Казбек). При ознакомлении с областью поздне-мезозойского гранитного магматизма на Северо-Востоке СССР участники экскурсии 075 побывают в районе, где альпийские горные хребты системы Черского подходят к высоким лавовым нагорьям Охотско-Чукотского вулканогенного пояса — этой своеобразной структуры, протягивающейся вдоль границы Палеоазии от Чукотского полуострова до Джугджура. В пределах Украинского щита будут показаны астроблемы и связанные с ними импактные горные породы.

Экскурсии литолого-стратиграфической направленности охватывают весь возрастной и широчайший литологический диапазон горных пород Советско-

Распределение научных экскурсий
XXVII МГК по тематике

Тематика	Экскурсии	
	многодневные (А и С)	одно-двухдневные (В)
Региональная геология, тектоника и магматизм	13	—
Стратиграфия, литология, палеонтология	12	6
Четвертичная геология и геоморфология, неотектоника	9	5
Инженерная геология и гидрогеология	5	4
Геологическое образование и история геологии	2	—
Полезные ископаемые:		
Всего	15	5
В том числе: рудные	5	1
нерудные	6	2
минеральное топливо	3	1
прочие	1	1

го Союза: от типичных образований докембрия до современных моренных, водно-ледниковых и лёссовых отложений в различных районах страны.

Одной из отличительных особенностей научной программы XXVII МГК является повышенный интерес к древним толщам, геологии докембрия и древнего палеозоя. Тем, кто захочет дополнить итоги научных дискуссий по этой проблематике личными наблюдениями, предлагается изучить древнейшие гранулитогнейсовые комплексы в Прибайкалье, в районе Алданского щита, Карелии и на Кольском полуострове.

В Подольском Приднестровье можно будет наблюдать один из наиболее полных и хорошо изученных разрезов венда в пределах Восточно-Европейской платформы, который вскрывается по берегам живописных долин Днестра и его притоков. Стратиграфическая полнота, доступность, благоприятные условия обнаженности и высокая степень изученности дают основание рассматривать опорный разрез подольского венда как наиболее приемлемый международный эталон этой системы.

Для глобального выделения четырех ярусов нижнего кембрия советские геологи в качестве стандартного предлагают богато охарактеризованный фауной разрез в среднем течении

р. Алдан (экскурсия 053). Прекрасно обнажены и легко доступны для обозрения разрезы верхнего докембрия и нижнего палеозоя хр. Малый Каратау в Казахстане (045). Разрез по р. Кыршыбакты, демонстрируемый в этом районе, благодаря присутствию многочисленных пандемичных трилобитов в единой и неразрывной последовательности может служить стандартом для ярусного и зонального расчленения среднего и верхнего кембрия.

Участники экскурсии 069, проходящей в Омуревских горах (левобережье р. Колымы), познакомятся с обнажениями непрерывных стратиграфических разрезов палеозоя в интервале от среднего ордовика до нижнего девона общей мощностью до 4500 м. Богатая бентосная фауна и граптолиты позволяют решать на базе этого разреза ряд кардинальных вопросов, связанных с положением верхней границы ордовика и планетарной корреляции разнофациальных толщ.

Вскрытый в долине Днестра силурийский разрез Подолы (095) по объему соответствует почти всей силурийской системе. По полноте обнаженности, ясности стратиграфического положения и фаунистической охарактеризованности он признан опорным для европейской части территории СССР. Его элементы достаточно точно коррелируются с ярусными подразделениями стратотипических разрезов Европейской стандартной шкалы.

Хорошую возможность для осмотра отложений карбона предоставляет экскурсия 047. На западном склоне Южного Урала обнажаются слои турнейского, визейского, серпуховского, башкирского, московского ярусов, а также верхнего карбона и нижней перми. Все подразделения охарактеризованы фаунистически. Экскурсанты детально знакомятся со стратотипом башкирского яруса по р. Аскын. Наиболее полные, в том числе стратотипические, разрезы карбона будут также демонстрироваться на Южном Урале, Кавказе и в Закавказье. При посещении Кузбасса в центре внимания будут континентальные толщи верхнего палеозоя, принятые за эталон для всей Северной Азии.

В Закавказье на территории Армянской ССР участники экскурсии 102

осмотрят представительные и хорошо изученные разрезы пермо-триасовых образований. Решение проблем стратиграфии, палеонтологии и палеогеографии этих отложений имеет особое значение в плане изучения седиментационных бассейнов Тетиса. Стратотипы ярусов мела и палеогена будут показаны в Крыму (006).

Если на XXVI сессии МГК в Париже (1980 г.) решалась лишь одна «пограничная» проблема — по расчленению силура и девона, то на Московской сессии будут приниматься решения о границах докембрия и палеозоя, практически между всеми системами палеозоя, а также по ряду границ в основании четвертичной системы. Исследование пограничных слоев будет продолжаться во время экскурсий.

Участники тура 067 осмотрят один из наиболее полных на Северо-Востоке СССР разрезов, в котором граница между девоном и карбоном проходит в мелководных карбонатных отложениях с богатой и разнообразной макро- и микрофауной, в том числе евроазиатских и североамериканских форм, что создает благоприятные предпосылки для выяснения соотношения между схемами зонального расчленения соответствующих отложений Евразии и Северной Америки. В Среднем Поволжье (060) пограничные слои юры и мела прослеживаются в морских фациях с обильной фауной. В стратотипическом разрезе здесь разработано деление кимериджа и волжского яруса по аммонитам и фораминиферам (со всей последовательностью аммонитовых зон).

Участники экскурсий ознакомятся с фациальной спецификой и литологией осадочных толщ СССР, разнообразных по возрасту, генезису и вещественному составу, закономерностями распространения различных сообществ ископаемых организмов, с установленными в процессе проведенных исследований связями био-, лито- и циклостратиграфических схем отдельных регионов.

Специалистам по четвертичному периоду предлагаются девять маршрутов. На Северо-Западе, в Белоруссии, Прибалтике, Молдавии и Закавказье они ознакомятся с геологией и палеогеографией антропогена и под-

стилающих отложений, их био- и магнитостратиграфией, методами реконструкции природно-климатической обстановки, результатами палинологических исследований аллювиальных и покровных образований. Богатая фауна млекопитающих характерна для разрезов четвертичных отложений Средней Азии и Якутии. Ряд экскурсий (024, 033) посвящен проблеме границы неогена и плейстоцена. Особый интерес представляет изучение геоморфологии и новейшей тектоники Байкальской рифтовой зоны (039). Интенсивные гляциодислокации будут продемонстрированы в Западной Сибири (056).

Режимные, гидрологические и водобалансовые наблюдения, мелиорация заболоченных земель, ирригационное строительство, охрана и рациональное использование водных ресурсов, искусственное восполнение запасов подземных вод и многие другие вопросы определяют тематическую направленность гидрогеологических экскурсий. Для специалистов в области инженерной геологии несомненный интерес представят туры, в программе которых ознакомление с современными геологическими процессами (сейсмодислокации, сели, оползни, карст и др.) и мерами борьбы с их отрицательными последствиями. Экскурсанты побывают в урочище Медео в районе Алма-Аты, где методом направленного взрыва воздвигнута противоселевая плотина высотой 145 м, посетят район развития оползней в Крыму и на Средней Волге, ознакомятся с противооползневыми и берегоукрепительными работами в этих районах, а также с весьма своеобразными и сложными условиями возведения крупных гидротехнических и нефтепромысловых сооружений на вечной мерзлоте в Восточной и Западной Сибири.

Значительное место в программе научных экскурсий отведено минеральным ресурсам СССР, ознакомлению со многими широко известными в мире месторождениями топливно-энергетического сырья, рудных и неметаллических полезных ископаемых. Экскурсанты побывают на разведанных и эксплуатируемых месторождениях как в европейской, так и в азиатской частях страны, относящихся к различным

промышленным типам и минерагеническим эпохам. В программе — посещение Донбасса и Кузбасса, важнейших угледобывающих районов Советского Союза, Западно-Сургутского нефтяного промысла в Среднем Приобье, газового месторождения Газли в Узбекистане.

Экскурсия 066 предусматривает ознакомление с уникальным железорудным бассейном Курской магнитной аномалии, методикой разведки и системами разработки месторождений, а также осмотр действующих карьеров на Михайловском, Лебединском и Стойленском горно-обогатительных комбинатах. Участники экскурсии 090 побывают в Криворожском железорудном бассейне и на одном из крупнейших в СССР Никопольском месторождении марганцевых руд. В Якутии (055) экскурсанты посетят богатый и перспективный район Алданского щита, где к нижнедокембрийским образованиям приурочены месторождения железных руд, флогопита, апатита и другого минерального сырья.

Месторождения цветных металлов будут показаны участникам конгресса в Средней Азии и Закавказье. Это Алмалыкская группа меднопорфировых месторождений и свинцово-цинковое стратиформное месторождение Учкулач в Узбекистане, сурьмяно-ртутное Кадамджай и ртутное Хайдаркан в Киргизии, медно-молибденовое Маднелу в Грузии.

И в научной, и в экскурсионной программах большое внимание уделяется неметаллическим полезным ископаемым. На двух подземных рудниках — Центральном и Коашвинском — участники конгресса познакомятся с всемирно известными апатитовыми месторождениями Хибин (080), в карьерах бассейна Каратау — с залежами пластовых фосфоритов. На Северном Кавказе ряд маршрутов пройдет через район знаменитых месторождений Кавказских минеральных вод, на базе которых действуют крупнейшие бальнеологические курорты общесоюзного значения.

Две научные экскурсии будут посвящены вопросам истории геологии и постановке в СССР геологического образования. Зарубежные ученые по-

сетят геологические музеи Москвы и Ленинграда, геологические вузы и полигоны для проведения учебных геологических практик в Крыму и на Северном Кавказе.

Геологические экскурсии XXVII сессии МГК позволят зарубежным ученым увидеть богатую и разнообразную природу нашей страны, побывать во многих республиках, городах и районах Советского Союза, познакомиться с историей, образом жизни и культурой народов СССР.

Предусматриваются также геологические экскурсии по Венгрии и ЧССР, что даст возможность познакомиться с сопредельными с СССР весьма интересными в геологическом отношении областями Средней Европы. Участники экскурсий получают представление о современном состоянии и перспективах научно-технического и экономического сотрудничества стран-членов СЭВ при решении топливно-сырьевых проблем.

Экскурсия 104 по Венгрии носит стратиграфический характер. В ее программе — показ мезозойских отложений с приуроченными к ним месторождениями бокситов и марганцевых руд. Экскурсия 105 посвящена термальным водам Венгрии и их использованию в народном хозяйстве. В Чехословакии экскурсанты познакомятся с геологией и месторождениями полезных ископаемых Чешского массива и Западных Карпат, где будет продемонстрировано полиметаллическое оруденение в вулканитах, месторождения сидерита, магнезита, термальных вод и др.

В период работы XXVII сессии МГК его участники смогут посетить ряд интересных геологических объектов в Центральной России (Подмосковный угольный бассейн, Главное девонское поле, ледниковые отложения Клинско-Дмитровской гряды и др.) и на Украине (Каневские дислокации, камерные пегматиты Волыни), в Азербайджане Саатлинскую сверхглубокую скважину, уникальный нефтепромысел и город на сваях Нефтяные Камни, Белорусский калиеносный бассейн, Болнисский рудный район в Грузии, месторождение сероводородных вод Кемери в Латвии.

Подготовка и проведение полевых геологических экскурсий является сложной и ответственной задачей, решение которой требует самого тесного объединения и координации усилий Министерства геологии СССР и Академии наук СССР.

В целях оказания практической помощи Оргкомитету XXVII МГК в деле подготовки и проведения научных экскурсий во всех союзных республиках, по территории которых пролегают маршруты, созданы республиканские, а на территории РСФСР — региональные оргкомитеты. В их состав вошли ведущие советские ученые в области наук о Земле, организаторы геологической науки и производства, представители различных министерств и ведомств, партийных и советских органов на местах. Только в системе Министерства геологии СССР подготовкой научных экскурсий непосредственно заняты рабочие группы в четырех министерствах и 9 управлениях геологии союзных республик, 18 производственных геологических объединениях и восьми региональных научно-исследовательских институтах. В организационной подготовке экскурсий участвуют около 900 геологов нашей страны. Специалисты других министерств и ведомств оказывают им необходимую помощь и содействие. Методическое руководство всей текущей работой по подготовке научных экскурсий XXVII МГК осуществляет Экскурсионная комиссия Оргкомитета.

Принципиальные вопросы организации экскурсий уже решены, утверждены их программы, маршруты и расписания, научные руководители и ответственные организаторы туров, базовые организации. Посещение объектов согласовано со всеми союзными и союзно-республиканскими министерствами и ведомствами. Госкоминтурист разослал своим зарубежным отделениям и контрагентам информацию об экскурсиях конгресса. Для участия в турах зарегистрировалось около 1200 зарубежных ученых и специалистов.

В настоящее время развернулась работа по подготовке геологических объектов, горнопромышленных и других предприятий к посещению участниками и гостями конгресса. Составлены подробные планы-графики оргтех-

мероприятий, в соответствии с которыми должны быть проведены расчистки на обнажениях, маркировка разрезов, подготовка инвентаря, снаряжения образцов и геологической документации.

Одной из важнейших задач, стоящих перед организациями отрасли в связи с реализацией экскурсионной программы XXVII МГК, является обеспечение высокого уровня обслуживания участников экскурсий. С учетом этого на отдельных маршрутах предусматривается сооружение полевых лагерей палаточного типа, оборудованных для работы и отдыха экскурсантов, проведения научных дискуссий.

Участвуя в научных экскурсиях, зарубежные ученые получают возможность ознакомиться с особенностями геологического строения и полезными

ископаемыми СССР, методами и результатами исследований по геологическому изучению недр, выполняемыми в соответствии с решениями XXVI съезда КПСС, посетить крупнейшие научные и учебные геологические центры страны.

Успешное проведение экскурсий будет способствовать укреплению престижа советской геологической науки. От объема полученной научной информации, четкости и организованности туров в немалой степени будет зависеть общее впечатление делегатов и гостей от конгресса в целом. Поэтому важнейшая задача работников геологической службы — завершить подготовку экскурсий XXVII МГК в установленные сроки и провести их на самом высоком научно-организационном уровне.



ХРОНИКА

УДК 55 : 347.778 (047.6)

И. Б. ИВАНОВ (АН СССР), В. Г. ТЫМИНСКИЙ (ВИНИТИ)

Научные достижения в геологии, квалифицированные в качестве открытий

В Государственный реестр открытий СССР в 1980—1982 гг. внесен ряд научных положений в области геологии, квалифицированных Государственным комитетом СССР по делам изобретений и открытий и Академией наук СССР в качестве открытий, в том числе:

1. Явление парагенезиса субвертикальных зонально-кольцеобразных геофизических, геохимических и биогеохимических полей в осадочном чехле земной коры (открытие по диплому № 234).

2. Закономерность распределения концентрации изотопов гелия Земли (открытие по диплому № 253).

3. Явление генерации природными полиметаллическими рудными телами импульсного электромагнитного излучения (открытие по диплому № 267).

Открытие по диплому № 234. Л. М. Зорькин, Е. В. Карус, О. Л. Кузнецов, Г. А. Могилевский, А. В. Петухов, В. Г. Чахмахчев (ВНИИГГ), Л. Н. Давыдова, М. А. Киричек-Бондарева, З. А. Корх, М. К. Полшков, Е. И. Ратнер (ВНИИГеофизика), акад. А. В. Сидоренко (Институт литосферы АН СССР), Св. А. Сидоренко (Геологический институт АН СССР), Н. И. Белоли-

ков, Г. В. Рогоцкий и И. А. Чиркин (Оренбургская геофизическая экспедиция) открыли неизвестное ранее явление парагенезиса субвертикальных зонально-кольцеобразных геофизических, геохимических и биогеохимических полей в осадочном чехле земной коры.

В осадочной оболочке земной коры структуры, в том числе и нефтегазоносные, сопровождаются зонально-кольцевым распределением параметров физических полей. Известны также специфические физико-химические процессы, обуславливающие подобное распределение химических и биохимических аномалий в пределах разнопорядковых структур осадочного чехла. Ранее большинство исследователей связывали проявление этих эффектов с изменчивостью вещественного состава и физических свойств пород в пределах структур. Однако такая точка зрения не давала представления о механизме формирования и причинах взаимосвязи геофизических, геохимических и биогеохимических аномалий над структурами, особенно нефтегазоносными.

В результате исследования латеральной и вертикальной изменчивости физических, химических и биохимических полей в породах непродуктивных и нефтегазоносных структур ав-

торами была установлена связь процессов формирования, пространственного распределения и морфологии этих полей с характером низкочастотных изотермических напряжений в породах геоструктур и локальными напряжениями, возникающими в процессе эволюции месторождений полезных ископаемых.

Сущность выявленной связи заключается в том, что в пределах структур осадочной оболочки земной коры чередуются зоны повышенных и пониженных механических напряжений, обуславливающих возникновение различных видов энергии, интенсивный перенос потоков тепла, жидких, парообразных и газовых флюидов, а также окислительно-восстановительные процессы в зонах аномально-низких значений механических напряжений, отождествляемых с участками аномальных фильтрационных свойств горных пород. В таких зонах формируются зонально-кольцевые аномалии физических (электромагнитных, гравитационных, тепловых, радиационных, упругодеформационных, сейсмоакустических и др.), химических (элементных, солевых, газовых и др.) и биохимических (бактериальных, микробиотических) полей.

Государственный комитет СССР по делам изобретений и открытий 24 июля 1980 г. принял решение о государственной регистрации открытия за № 234 с приоритетом:

от января 1970 г. по геолого-геохимической сущности явления (по дате публикации статьи «Об углеводородном дыхании докембрийских графитосодержащих толщ» в журнале «Доклады АН СССР», 1970, т. 192, № 1);

от ноября 1972 г. по геофизической сущности явления (по дате доклада «Основные направления и результаты непосредственных поисков нефти и газа электроразведкой», сделанного на VII Всесоюзной научно-технической геофизической конференции в г. Львове);

от октября 1974 г. по обоснованию взаимосвязи аномалий геофизических, геохимических и биогеохимических полей и механизма их образования (по дате публикации статьи «О комплексном использовании поисковых критериев при решении задач нефтегазопромысловой геохимии» в журнале «Известия высших учебных заведений», серия «Геология и разведка», 1974, № 10).

Формула открытия опубликована в бюллетене «Открытия, изобретения, промышленные образцы, товарные знаки» (1981, № 11) в следующей редакции: «Установлено неизвестное ранее явление парагенезиса субвертикальных зонально-кольцеобразных геофизических, геохимических и биогеохимических полей, заключающееся в том, что в осадочном чехле земной коры происходит локализация аномалий геофизических, геохимических и биогеохимических полей, обусловленная воздействием совокупности полей изотермических напряжений, деформаций горных пород и локальных полей напряжений, образующихся в процессе эволюции месторождений полезных ископаемых».

Научное значение открытия состоит в том, что оно устанавливает взаимосвязь полей напряжений и деформаций с разнообразными физическими, химическими и биохимическими процессами, протекающими в осадочных породах земной коры, и тем самым способствует, в частности, развитию теории нефтегазобра-

зования, раскрытию механизма и закономерности формирования, эволюции и разрушения залежей нефти и газа. Практическое значение открытия заключается в возможности его использования для разработки рационального комплекса прямых методов поисков залежей нефти и газа, для создания эффективных способов интерпретации физических полей и полей концентрации вещества, принципиально новых методов поисков месторождений полезных ископаемых.

Открытие по диплому № 253. Б. А. Мамырин, Г. С. Ануфриев и Л. В. Харбарин (Физико-технический институт АН СССР)*, И. Н. Толстухин, И. Л. Каменский (Геологический институт, Кольский филиал АН СССР) открыли неизвестную ранее закономерность распределения концентрации изотопов гелия Земли. В результате изотопных анализов проб из разнообразных природных объектов был обнаружен (первоначально в газах термальных источников Курильских островов) гелий с высоким изотопным отношением $^3\text{He}/^4\text{He} = (3-1) \cdot 10^{-5}$, которое в 1000 раз выше, чем в природных газах, отобранных в отдаленных районах с устойчивым строением земной коры, и примерно в 10 раз выше, чем в атмосфере Земли.

Дальнейшие исследования и анализ проб, отобранных в ряде точек земного шара, показали, что установленный факт носит глобальный характер. Таким образом, в гелии, продуцируемом подкоровыми слоями Земли, отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ аномально велико и превышает это отношение в гелии, генерируемом породами земной коры, в сотни и тысячи раз. Так как в атмосфере $^3\text{He}/^4\text{He} = 1,4 \cdot 10^{-6}$, то ожидалось, что с увеличением глубины залегания пород это отношение в них должно уменьшаться.

На основе открытия авторы выдвинули предположение о наличии в глубинных слоях Земли первозданного (первичного) гелия, оба изотопа которого ^3He и ^4He возникли в результате синтеза элементов при термоядерных реакциях в звездах и для которого характерно изотопное отношение $^3\text{He}/^4\text{He} = 3 \cdot 10^{-4}$. Сохранившийся первичный гелий смешивается с радиогенным, образовавшимся в результате распада радиоактивных элементов и ядерных реакций в обычных горных породах.

На основании заключения Отделения геологии, геофизики и геохимии АН СССР, одобренного Секцией наук о Земле Президиума АН СССР, Государственный комитет СССР по делам изобретений и открытий 3 декабря 1981 г. принял решение о государственной регистрации открытия за № 253 по заявке № ОТ-8817 от 2 августа 1974 г. с приоритетом от 2 июля 1968 г. по дате поступления статьи «Аномальный изотопный состав гелия в вулканических газах» в редакцию журнала «Доклады АН СССР» (опубликована в ДАН, 1969, т. 184, № 5).

Формула открытия опубликована в бюллетене «Открытия, изобретения, промышленные образцы, товарные знаки» (1982, № 19) в следующей редакции: «Установлена неизвестная

* В данной организации открытие установлено в результате выполнения служебного задания.

ранее закономерность распределения концентрации изотопов гелия Земли, заключающаяся в том, что в гелии, продуцируемом подкоровыми слоями Земли, отношение концентраций изотопов $^3\text{He}/^4\text{He}$ постоянно и аномально велико, превышая это отношение в гелии, генерируемом породами земной коры, в сотни и тысячи раз».

Установленная закономерность имеет большое значение для решения ряда научных и практических вопросов, существенно дополняя общую картину распределения гелия на Земле, дает возможность косвенно оценить степень радиоактивности мантии, связь ее с поверхностью Земли, степень дегазации Земли. Сравнительный анализ отношений $^3\text{He}/^4\text{He}$ позволяет определить присутствие мантийного гелия даже при сильном разбавлении его гелием коры. Знание закономерности распределения концентрации изотопов этого элемента создает предпосылки прогнозирования активности вулканов и землетрясений. Открытие показало, что именно мантийный гелий, прорываясь через кору, создает в атмосфере гелий с изотопным отношением в 100 раз большим, чем у корового (который, как считалось, только и поступал в атмосферу).

В практической геологии открытие позволяет, пользуясь изотопно-гелиевым критерием, картировать рудоносные зоны, содержащие радиоактивные элементы, отличать зоны действующих разломов земной коры, оценивать обстановку в сейсмически неустойчивых районах и глубинность термальных водных источников. Появилась возможность решения ряда гидрологических проблем.

Открытие по диплому № 267. Г. А. Соболев, В. М. Демин и З.-Ю. Я. Майбук (Институт физики Земли АН СССР) установили неизвестное ранее явление генерации природными полиметаллическими рудными телами импульсного электромагнитного излучения в радиоволновом диапазоне при воздействии на них упругой волны звукового диапазона.

Известно, что при возбуждении реальных пьезоактивных или влагонасыщенных сред упругими волнами возникают электромагнитные волны, частотный спектр которых близок к частотному спектру возбуждающих их упругих волн и доходит до 7 кГц. При колебаниях тел-пьезоэлектриков на собственных частотах максимальная зарегистрированная частота достигала 15 кГц и связана с резонансом кристаллов. Спектр упругих волн ограничен в высокочастотной области влиянием среды, увеличивающей поглощение с ростом частоты. Поэтому на более высоких частотах (свыше 15 кГц), основываясь на пьезоэлектрическом эффекте горных пород, не следует ожидать появления электромагнитного излучения. Форма электромагнитного излучения известных геофизических эффектов повторяет форму вызывающих их упругих волн, и время возникновения сигналов относительно момента повторных взрывов, производимых в одном и том же месте, одинаково. Это свидетельствует о неизменности местоположения источников данных эффектов при повторном возбуждении.

В 1976 г. при проведении работ пьезоэлектрическим методом на полиметаллических месторождениях, руды которых содержат мине-

рал-пьезоэлектрик (сфалерит) и ряд других минералов-полупроводников, зарегистрированы импульсные электромагнитные колебания, частотный спектр которых выше 30 кГц и достигает нескольких мегагерц. При этом данные высокочастотные электромагнитные сигналы возникали только в рудном теле, содержащем минералы-полупроводники. Это явление получило название импульсное электромагнитное излучение радиоволнового диапазона (ИРЭМИ).

Последующие натурные эксперименты на ряде полиметаллических месторождений СССР позволили установить другие свойства обнаруженного явления: 1) количество и время возникновения импульсов, полученных от повторных пунктов взрыва, для одного и того же рудного тела не повторяются; 2) импульсы имеют характерную асимметричную форму; 3) напряженность излучения вблизи источника достигает 10^5-10^6 В/см, что в сотни и тысячи раз выше соответствующей величины пьезоэлектрических и сейсмoeлектрических сигналов; 4) излучение сопровождается возникновением ультразвуковых колебаний, экзотермией и свечением на контактах зерен и жилок различного минерального состава.

Измерения электромагнитных сигналов при механическом нагружении пород с одновременной электрической поляризацией образцов и без нее показали, что только в полиметаллических рудах возникают импульсы, аналогичные по форме и частоте импульсам, зарегистрированным в натуральных условиях.

Комплекс натурных и лабораторных исследований позволил объяснить обнаруженное явление. Распространяющаяся в породе сейсмическая упругая волна взрыва вызывает в отдельных участках горных пород (полиметаллическая руда) с пониженной прочностью или повышенными механическими напряжениями быстрое появление или рост трещин, сопровождающиеся возникновением слабых электрических импульсов широкого частотного диапазона и ультразвука. Одновременно упругая волна взрыва вызывает поляризацию рудного тела за счет пьезоэлектрического эффекта. Кроме того в результате пластической деформации, а также хрупкого разрушения в породе происходит смещение зарядов и образование «механополяризации» (локальная слабая поляризация). Под действием пьезоэлектрического поля возникают активные элементы типа «транзисторов и тиристоров», связанных в цепочки и образующих «усилители и генераторы». Электрический импульс, появляющийся при образовании трещины или в результате ее роста в межзерновой прослойке, может многократно усиливаться в одних случаях (транзисторный тип излучения) или под его действием возникает пробой (тиристорный тип излучения). При этом частота усиленных колебаний зависит от инерционных свойств системы усилителей и переходов, размеров зерен и минерального состава рудных тел.

На основе открытия создан новый метод геофизической разведки полезных ископаемых — радиоимпульсный (РИМ); разрабатывается несколько способов, позволяющих проводить поиск рудных тел, не обладающих пьезоэлектрическим эффектом, и вкрапленных руд, оценку минерального состава рудных тел без

вскрытия их горными выработками, определение напряженного состояния массивов горных пород. Универсальность обнаруженного явления подтверждена работами на ряде полиметаллических месторождений.

На основании заключения Отделения геологии, геофизики и геохимии АН СССР, одобренного Секцией наук о Земле Президиума АН СССР, Государственный комитет СССР по делам изобретений и открытий 27 декабря 1982 г. принял решение о государственной регистрации открытия за № 267 по заявке № ОТ-10253 от 6 мая 1980 г. с приоритетом от 9 декабря 1976 г. (по дате защиты отчета «Разработка методики проведения работ пьезоэлектрическим методом в подземном и скважинном вариантах для выявления сфалеритосодержащих рудных залежей в условиях рудников Дальневосточного ГМК и выбор оптимальных способов интерпретации полевых наблюдений»).

Формула открытия опубликована в бюллетене «Открытия, изобретения, промышленные образцы, товарные знаки» (1983, № 22) в следующей редакции: «Экспериментально установлено неизвестное ранее явление генерации природными полиметаллическими рудными телами импульсного электромагнитного излучения в радиоволновом диапазоне при воздействии на рудное тело упругой волны звукового диапазона».

Научное значение открытия заключается в том, что обнаружен качественно новый тип преобразования механической энергии в электрическую в недрах Земли; появляется возможность создания нового научного направления геофизики — полупроводниковой.

Практическое значение открытия состоит в том, что созданные на его основе методы геофизической разведки позволяют значительно увеличить эффективность геологоразведочных работ, а также осуществлять оценку напряженно-деформированного состояния массива горных пород в связи с проблемой прогноза горных ударов и землетрясений.

Рассматривая проблемы научных открытий в геологии целесообразно отметить два обстоятельства.

1. Анализ научных положений, внесенных в Государственный реестр открытий СССР, позволяет наметить «цепочки научных открытий». Так, «Явление пьезоэлектрических тектур в горных породах» (открытие по диплому № 57) создало условия для развития работ в области изучения электромагнитных эффектов и позволило сделать новое открытие «Явление генерации природными полиметаллическими рудными телами импульсного электромагнитного излучения» (открытие по диплому № 267).

«Явление изменения химического состава подземных вод при землетрясении» (открытие по диплому № 129) стимулировало работы по поиску предвестников землетрясений, в результате чего было установлено изменение электропроводности пород перед землетрясением — «Явление изменения эффективного удельного электрического сопротивления горных массивов перед местными землетрясениями» (открытие по диплому № 216).

Дальнейшей ступенью обобщения экспериментального и теоретического материала яви-

лось открытие по диплому № 234. Переход на новый качественный уровень анализа позволял авторам открытия по диплому № 253 установить аномальное свойство в соотношении изотопов гелия.

Рассмотрение «цепочек открытий» позволяет выявить наиболее динамично развивающиеся области геологической науки и полезно для оценки значимости (фундаментальности) научного достижения.

2. Для развития геологической науки важное значение имеют научные гипотезы, на базе которых часто и возникают научные открытия. Научная гипотеза является этапом становления научных теорий (законов). Выдвижение и проверка гипотез есть закономерность развития любой науки, они составляют содержание фундаментального научного исследования. Таким образом, гипотеза является формой развития научного положения, которое после доказательства его достоверности может стать научным открытием.

Гипотезы представляют собой форму выражения новых идей, ибо после накопления фактического материала обобщение и систематизация его происходит на основе какой-либо гипотезы. Новые данные эксперимента, не совпадающие с выводами прежней гипотезы, приводят к выдвижению новой гипотезы, которая также проверяется на практике. Так наука постепенно подходит к новому открытию, к созданию достоверной теории (закона).

ОГГГ АН СССР три раза рассматривало материалы заявки на открытие «Закономерность распределения концентрации изотопов гелия Земли», обращая внимание на необходимость исчерпывающих доказательств, подтверждающих заявленную закономерность. Только после исключения всех гипотетических элементов была проведена регистрация этой работы. Несомненно, что оформление авторами заявки на данное открытие произошло в тот период, когда работа представляла собой еще гипотезу (заявка подана 2 августа 1974 г.). И в течение семи лет, т. е. до момента регистрации в 1981 г., эта работа была в поле зрения большого коллектива исследователей, ученых и ряда научных организаций, что в конечном счете содействовало подтверждению гипотезы и признанию данного научного положения в качестве открытия.

Все вышесказанное выдвигает на повестку дня необходимость серьезного обсуждения охраны научных гипотез в геологии.

В целом анализ научных открытий, сделанных за последние 25 лет, подтверждает, что фундаментальные исследования приобретают все более практический характер, а их целевое выявление и субсидирование позволяют придать этим работам определенное конкретное направление. Среди подобных открытий, послуживших основой многих технических новшеств (изобретений), можно назвать и приведенные работы. Таким образом, на примере научных открытий в геологии прослеживается диалектическая взаимосвязь «открытие — изобретение», т. е. использование достижений науки в производстве.

Актуальность этих вопросов была подчеркнута на ноябрьском (1982 г.) Пленуме ЦК КПСС: «Если мы хотим действительно двигаться вперед дело внедрения новой техники и

новых методов труда, надо, чтобы центральные хозяйственные органы, Академия наук, ГКНТ, министерства не просто пропагандировали их, но выявляли и устраняли конкретные трудности, которые мешают научно-техническому прогрессу. Соединению науки и производства должны способствовать методы планирования и система материального стимулирования».

Contents

DECISIONS OF THE XXVI CONGRESS OF THE CPSU SHOULD BE BROUGHT INTO LIFE

Acceleration of the scientific technical progress is an important objective of the geological exploration 3

ENERGY RESOURCES

Stroganov V. P.

Proving of oil prospects in deep Jurassic depressions in the north of West Siberia 9

METALS AND NON-METALS

Ageeva S. T., Volchkov A. G., Minina O. V.

Copper-porphyr mineralization in the Urals and its geotectonic setting 17

Imameev A. N., Stankevich E. F., Batalin Yu. V., Pleshchev I. S., Gusev V. I., Borisov N. I., Bolokhontsev E. V., Shcherbakov I. A., Shakin A. D.

Salt deposits in the southeastern margins of the Near Caspian Depression 28

Pomortsev G. P., Dougan V. I.

Features of the distribution of sulphur-bearing limestone in the Carpathian sulphur deposits 36

STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY

Selivanov E. I.

On paleogeography of the Caucasus in the Quaternary Period 39

Rybnikova M. B., Strikovskaya E. M.

Differentiation of Lower Ordovician terrigenous/sediments in the Moscow Syncline 45

Okuneva T. M.

Regional units of the marine Triassic sediments in the Zabaykal'e 52

Serova M. Ya., Bratseva G. M., Sinelnikova V. N., Melankholina E. N.

The Maestrichtian — Paleocene of the Minor Kuril Range 59

REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

Avdeev A. V.

Ophiolite belts and history of the geological evolution of the Kazakhstan territory from a mobility point of view 63

кому прогрессу. Соединению науки и производства должны способствовать методы планирования и система материального стимулирования».

Grechukhin V. V., Lishin V. P., Voevoda B. I., Klimov A. A.

Effect of tectonic structures on the physical properties of rocks 73

MINERALOGY, PETROGRAPHY, LITHOLOGY

Kapustin Yu. L.

Features of the structure and differentiation of early calcite carbonatite 79

Chernov V. I., Kaizer S. A., Ivanchuk A. V., Rakhimov A. T., Levenko N. G., Tyugay O. M., Burtubaev A. T.

On formational association of near-ore-bearing metasomatite lying in the Upper Kayraktinskoe deposit 90

GEOCHEMISTRY

Tvalchrelidze G. A., Sudov B. A., Pantsulaya V. V.

Principles of the geochemical analysis of ore provinces with special reference to the Caucasus 93

GEOPHYSICS

Mavrichiev V. G., Saar D. A., Travnikov B. P.

High precision aeromagnetic survey in studying oil-and-gas-bearing areas 97

HYDROGEOLOGY AND ENGINEERING GEOLOGY

Plotnikov N. I., Kartsev A. A.

On a problem of technogenous changes in the environment 102

Adilov V. B., Dyunin V. I.

Formation of the pore pressure in consolidating argillaceous sediments 108

XXVII SESSION OF THE INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS

Yarmolyuk V. A., Kavun K. P.

On excursion program of the XXVII session of the International geological congress 116

NEWS IN BRIEF

Ivanov I. B., Tyminskiy V. G.

Scientific achievements in geology classified as discoveries 121

Содержание

РЕШЕНИЯ XXVI СЪЕЗДА КПСС — В ЖИЗНЬ	
Ускорение научно-технического прогресса — важная задача отрасли	3
ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ	
Строганов В. П.	
Обоснование возможности нефтенакпления в юрских депрессиях на севере Западной Сибири	9
РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ	
Агеева С. Т., Волчков А. Г., Минина О. В.	
Меднопорфировая минерализация Урала и ее геотектоническая позиция	17
Имеев А. Н., Станкевич Е. Ф., Баталин Ю. В., Плещеев И. С., Гусев В. И., Борисов Н. И., Болохонцев Е. В., Щербаков И. А., Шакин А. Д.	
Соляные залежи юго-восточного обрамления Прикаспийской впадины	28
Поморцев Г. П., Довган В. И.	
Особенности размещения продуктивных известняков на месторождениях серы Предкарпатья	36
СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ	
Селиванов Е. И.	
К палеогеографии Кавказа в четвертичный период	39
Рыбникова М. Б., Стриковская Е. М.	
Расчленение нижнеордовикских терригенных отложений Московской синеклизы	45
Окунева Т. М.	
Региональные подразделения морских трасовых отложений Забайкалья	52
Серова М. Я., Братцева Г. М., Синельникова В. Н., Меланхолина Е. Н.	
Маастрихт — палеоцен Малой Курильской гряды	59
РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА	
Авдеев А. В.	
Офиолитовые зоны и история геологического развития территории Казахстана с мобилистских позиций	63
Гречухин В. В., Лишин В. П., Воевода Б. И., Климов А. А.	
Влияние тектонических структур на физические свойства пород	73
МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ	
Капустин Ю. Л.	
Особенности строения и дифференциации вещества ранних кальцитовых карбонатов	79
Чернов В. И., Кайзер С. А., Иванчук А. В., Рахимов А. Т., Левенко Н. Г., Тюгай О. М., Буртубаев А. Т.	
О формационной принадлежности околорудных метасоматитов Верхнекайрактинского месторождения	90
ГЕОХИМИЯ	
Твалчрелидзе Г. А., Судов Б. А., Панцулая В. В.	
Принципы геохимического анализа рудных провинций (на примере Кавказа)	93
ГЕОФИЗИКА	
Мавричев В. Г., Саар Д. А., Травников Б. П.	
Высокоточная аэромагнитная съемка при изучении нефтегазоносных площадей	97
ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ	
Плотников Н. И., Карцев А. А.	
К проблеме техногенных изменений окружающей среды	102
Адилов В. Б., Дюнин В. И.	
Формирование порового давления в уплотняющихся глинистых осадках	108
XXVII СЕССИЯ МЕЖДУНАРОДНОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КОНГРЕССА	
Ярмолук В. А., Кавун К. П.	
Об экскурсионной программе XXVII сессии Международного геологического конгресса	116
ХРОНИКА	
Иванов И. Б., Тыминский В. Г.	
Научные достижения в геологии, квалифицированные в качестве открытий	121

Художественный редактор В. А. Андросов
Технический редактор Е. В. Воробьева
Корректор В. А. Бобринская

Сдано в набор 23.02.84. Подписано в печать 20.03.84. Т-06956. Формат 70×108¹/₁₆.
Печать высокая. Усл. печ. л. 11,2. Усл. кр.-отт. 11,55. Уч.-изд. л. 13,55.
Тираж 3285 экз. Заказ № 899.

Адрес редакции: 123812 ГСП, Москва, Бол. Грузинская, 4/6
Телефон 254-29-56
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

Вниманию учащихся и преподавателей техникумов!

Ленинградский специализированный магазин № 17 «Недра» имеет в наличии книгу издательства «Недра»:

Дружинин М. К. **Основы инженерной геологии.** Учебник. Изд. 2-е, перераб. и доп., 1978. Цена 70 к.

Для учащихся строительных средних специальных учебных заведений.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»

Вниманию читателей!

Специализированный магазин № 59 «Недра» (127412, Москва, Коровинское шоссе, 20. Отдел «Книга — почтой») имеет в наличии книги по геологии:

Дядькина И. Я., Орлова М. Г. **Месторождения флогопита. Закономерности размещения и условия образования,** 1976. Цена 1 р. 67 к.

Егорин П. Г. **Статистика геологоразведочных работ,** 1981. Цена 1 р.
Стратиграфический словарь СССР. Кембрий, ордовик, силур, девон. Отв. ред. И. Е. Занина, Б. К. Лихарев, 1975. Цена 3 р. 58 к.

Книги продаются и высылаются наложенным платежом.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»

Вниманию читателей!

В издательстве «Наука» в 1984 г. выйдет новая книга — **Большое трещинное Толбачинское извержение** (1975—1976 гг., Камчатка).

Книга подготовлена Институтом вулканологии ДВНЦ АН СССР, отв. ред. член-корр. АН СССР С. А. Федотов, объем 48 л., 340 рис. и фотографий (среди них 30 цветных снимков В. Е. Гиппенрейтера), две цветные карты-вкладки. Цена 7 руб. 70 к.

Трещинное Толбачинское извержение было одним из шести крупных вулканических извержений, которые происходили в историческое время. Благодаря успешному прогнозу, непрерывным наблюдениям и комплексным исследованиям оно стало одним из наиболее изученных. Толбачинское извержение отличалось разнообразием, в его ходе наблюдалось большинство явлений, свойственных базальтовому вулканизму: внедрение питающих даек, рост новых базальтовых конусов, образование вершинной кальдеры, рост базальтового покрова и др. Подробно изучались продукты извержения, изменения состава базальтов в ходе извержения, магматические газы и их металлоносность, сейсмическая деятельность, деформации поверхности, выявлены гигантская система питающих очагов и механизм извержения.

Полученные данные действительно уникальны. Книга нужна всем геологам, геофизикам, поисковикам, а также организациям, которые изучают магматическую деятельность, базальтовый вулканизм, трапповые формации, крупные интрузии основного состава и их полезные ископаемые, трубки взрыва, источники рудного вещества и геодинамику.

Книга будет в продаже в ограниченном количестве и только по заказам.

Тематический план выпуска издательства «Наука» 1984 г., № 161.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

*Вниманию руководителей
промышленных предприятий
и научно-исследовательских организаций!*

В Свердловском салоне «Луч» можно взять напрокат или отремонтировать следующие приборы:

- микроскопы,
- контрольно-измерительные,
- спектральные,
- фотометрические,
- геодезические.

Ремонтная база салона «Луч» оснащена высокоточной контрольно-юстировочной аппаратурой. Высококвалифицированные специалисты качественно и в короткие сроки произведут необходимый ремонт приборов.

Прокат приборов, осуществляемый салоном, — новая прогрессивная форма обслуживания предприятий и научно-исследовательских институтов. 5 % в месяц от оптовой стоимости прибора — цена за услуги по прокату.

Прием заказов, заключение договоров, выдача приборов производятся по адресу:

620100, г. Свердловск, ул. Мичурина, 217. Тел. 24-18-24.

ЦРКО «РАССВЕТ»
РЕКЛАМНОЕ АГЕНТСТВО ММПКТР

ОПТИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ ПРИБОРЫ ПРОМЫШЛЕННОГО И НАУЧНОГО НАЗНАЧЕНИЯ НИКОГДА НЕ ПОДВЕДУТ ВАС, ЕСЛИ ВЫ БУДЕТЕ ПОЛЬЗОВАТЬСЯ УСЛУГАМИ СВЕРДЛОВСКОГО САЛОНА «ЛУЧ».

Здесь можно отремонтировать геодезические приборы. Ремонтная база салона «Луч» оснащена высокоточной контрольно-юстировочной аппаратурой.

Высококвалифицированные специалисты в двухнедельный срок произведут необходимый ремонт приборов. При незначительных поломках ремонт приборов осуществляется в присутствии заказчика.

Салон «Луч» гарантирует надежную работу приборов в течение двух лет после ремонта и бесплатно устраняет неисправности, обнаруженные в период гарантийного срока.

Адрес салона «Луч»: 620100, г. Свердловск, ул. Мичурина, 217. Тел. 24-18-24.

ЦРКО «РАССВЕТ»

Цена 1р.60к.

Индекс 70824

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ, 1984, № 4, 1-128