

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ISSN 0038-5069

8/1985



Ежемесячный
научный журнал

Пролетарии всех стран, соединяйтесь!

СОВЕТСКАЯ 8 / 1985 ГЕОЛОГИЯ

Ежемесячный научный журнал
Орган Министерства геологии СССР
Основан в 1933 году

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор В. М. ВОЛКОВ

Т. В. Билибина, В. А. Вахрамеев, Д. А. Венков, А. М. Властовский, В. Г. Гарьковец, А. А. Геодекян, М. В. Голицын, И. С. Грамберг, С. В. Григорян, М. Н. Денисов, А. Н. Еремеев, В. А. Ерхов, А. И. Жамойда (зам. главного редактора), А. Н. Золотов, Г. А. Израилева (зам. главного редактора), А. Б. Каждан, Ю. Б. Казмин, Е. А. Козлов, Н. Э. Краснова (отв. секретарь), Л. И. Красный, А. И. Кривцов, А. И. Лисицын, Н. В. Межеловский, В. Д. Наливкин, В. А. Нарсеев, В. А. Низьев, Л. Н. Овчинников, В. Н. Полуэктов (зам. главного редактора), Н. Н. Предтеченский, Д. А. Родионов, Е. И. Семенов, В. В. Семенович, Л. Н. Смирнов, В. С. Сурков, К. И. Сычев, М. А. Фаворская, А. С. Филько, А. Л. Яншин, В. А. Ярмолюк



МОСКВА, «НЕДРА»

© Издательство «Недра»,
«Советская геология», 1985

НАВСТРЕЧУ XXVII СЪЕЗДУ КПСС	
Курсом интенсификации экономики . . .	3
ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ	
Максимов С. П., Панкина Р. Г., Шкут- ник Е. Н. Особенности формирования залежей не- фти в районе Верхнекамской впадины	6
Черненко Ю. Я. Роль вулканизма и пирокластического материала в формировании Экибасту- ского угольного бассейна	12
МЕТОДОЛОГИЯ, ЭКОНОМИКА, ОРГАНИЗАЦИЯ	
Бродский П. А., Габриэлянц Г. А., Го- лубев О. А., Сайчук Я. Д., Чебукин В. В. Перспективы применения лазерного га- зового анализа для выделения нефтега- зонасыщенных пластов	20
РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ	
Михайлов Б. М., Рогов В. С. Геологические предпосылки прогнози- рования марганцевых месторождений на Урале	24
Руденко Б. М., Олейник Ю. Ф., Мо- хов В. А. Геолого-структурные условия проявле- ния полиметаллического оруденения в Ленинском районе Рудного Алтая	31
ИТОГИ РАБОТЫ XXVII МК	
Филько А. С., Сонкин Л. С. Неметаллические полезные ископаемые	39
СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ	
Мартинсон Г. Г. Корреляция меловых континентальных отложений Азии	51
Глезер З. И., Табачникова И. П. Биостратиграфия палеогеновых отложе- ний Северного и Восточного Прикаспия	56

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ
И ТЕКТОНИКА

Волчанская И. К., Литвиненко К. И., Нестеров В. Г. Формационные и морфоструктурные критерии металлогенического райони- рования Центрального Таджикистана . . .	64
Лопатин А. П. О картировании зон разломов рудных районов и полей	75
МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ	
Коробов А. Д. Хлорофитовые базальты Кушмурунско- го грабена	80
Гаранин В. К., Кудрявцева Г. П., Лав- рова Т. Н., Серенко В. П. Минералогия ильменитовых ультраос- новных пород из кимберлитовой трубки Сытыканская	86

ГЕОХИМИЯ

Рудкевич М. Я., Озеранская Л. С. Геохимическая классификация и прогноз состава нефтей и конденсатов в Запад- но-Сибирском НГБ	97
Кулешов В. Н. Изотопный состав и происхождение вы- сокотемпературных карбонатов Ковдор- ского массива	107

ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Сусин О. А., Верхотуров В. Е. О глубинной морфологии гранитоидных массивов Южного Памира	113
Поморцев Г. П., Трофимова Г. Н. Роль геофизических методов при про- гнозировании месторождений калийных солей	121

ГИДРОГЕОЛОГИЯ
И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Островский В. Н. О роли фотосинтеза в формировании подземных вод	124
--	-----

Художественный редактор Е. Л. Юрковская
Технический редактор Е. В. Воробьева
Корректор В. А. Бобринская

Сдано в набор 24.06.85. Подписано в печать 19.07.85. Т-14763. Формат 70×108^{1/16}.
Печать высокая. Усл. печ. л. 11,2. Усл. кр.-отт. 11,73 Уч.-изд. л. 13,87.
Тираж 3165 экз. Заказ № 341.

Адрес редакции: 123812 ГСП, Москва, Бол. Грузинская, 4/6
Телефон 254-29-56
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

«Задача ускорения темпов роста, притом существенного, вполне выполнима, если в центр всей нашей работы поставить интенсификацию экономики и ускорение научно-технического прогресса, перестроить управление и планирование, структурную и инвестиционную политику, повсеместно повысить организованность и дисциплину, коренным образом улучшить стиль деятельности.»

М. С. ГОРБАЧЕВ

Из доклада на апрельском (1985 г.) Пленуме
ЦК КПСС

Курсом интенсификации экономики

24 мая 1985 г. состоялась расширенная коллегия Министерства геологии СССР и президиума ЦК профсоюза рабочих геологоразведочных работ. С докладом «О задачах Министерства геологии СССР в свете решений апрельского (1985 г.) Пленума ЦК КПСС» выступил министр геологии СССР Е. А. Козловский.

В решениях Пленума показаны успехи нашей страны, вскрыты недостатки и упущения, определены пути и средства их преодоления, поставлены задачи по успешному завершению 1985 г. и одиннадцатой пятилетки в целом, своевременной и качественной подготовке к выполнению планов двенадцатой пятилетки, решению ключевых проблем экономического и социального развития, всемерной интенсификации производства на основе широкого внедрения достижений научно-технического прогресса, совершенствования планирования и управления, укрепления организованности, дисциплины и порядка во всех звеньях народного хозяйства.

Геологоразведчики, как и все советские люди, единодушно поддерживают решения апрельского (1985 г.) Пленума ЦК КПСС, в обстановке высокого трудового и политического подъема работают над выполнением заданий Государственного плана 1985 года и одиннадцатой пятилетки с тем, чтобы достойно встретить XXVII съезд партии.

Коллективы геологических организаций и предприятий отрасли обеспечивают выполнение основных плановых заданий, установленных на январь — май 1985 г. Министерством геологии СССР в целом выполняется план первого полугодия по приросту запасов полезных ископаемых. В ГКЗ СССР утверждены запасы по 27 месторождениям минерального сырья. В результате выполненных геологоразведочных работ расширены масштабы ряда разведываемых месторождений. Поисковыми работами выявлено девять месторождений нефти и газа, в том числе шесть в Западной Сибири. Выполняются запланированные объемы глубокого и механического колонкового бурения, подземных горных работ, задания по реализации продукции промышленных предприятий.

Вместе с тем, большая часть заданий по приросту и утверждению в ГКЗ СССР запасов полезных ископаемых планом предусмотрена на второе полугодие, что требует напряженной работы геологических организаций в оставшееся время года.

Министерством геологии СССР в целом выполняются плановые задания по внедрению новой техники и передовой технологии. Научно-исследовательскими и конструкторскими организациями осуществлен ряд разработок, внедрение которых имеет важное значение для интенсификации геологоразведочного производства. Однако в разработках отраслевых научно-исследовательских институтов еще много рекомендаций, носящих общий, информационный характер. Не во всех институтах тематика направлена на решение важнейших производственных задач.

В ряде организаций и предприятий отрасли уделяется недостаточное внимание борьбе с расточительством и потерями, не обеспечивается рациональное, экономное расходование материально-технических ресурсов. Из-за недостатков в использовании геологоразведочного оборудования снижается фондоотдача. В первом квартале не выполнен план ввода в действие неустановленного оборудования. Не везде приняты необходимые меры, направленные на выполнение заданий по экономии топлива, элект-

роэнергии и материалов. Не проводится еще надлежащей работы по снижению непроизводительных расходов и внебюджетных потерь.

Имеют место большие потери из-за несоблюдения трудовой дисциплины.

Во многих организациях неудовлетворительно осуществляется капитальное строительство. Снизились темпы строительства, осуществляемого хозяйственным способом.

В целях реализации заданий по Продовольственной программе организации и предприятия отрасли развивают подсобные сельские хозяйства. Однако имеющиеся в этих хозяйствах производственные, материально-технические и трудовые ресурсы используются недостаточно эффективно.

Серьезные недостатки имеются в планировании геологоразведочных работ и подготовке месторождений к промышленному освоению. Требуют совершенствования система управления и хозяйственный механизм в отрасли.

Из-за неудовлетворительной организации производства, нарушений производственной и технологической дисциплины ряд геологических организаций не обеспечили безопасного ведения геологоразведочных работ.

Медленно перестраивается работа по улучшению подбора, расстановки и воспитания кадров, повышению их ответственности за порученное дело.

Коллегия Министерства геологии СССР и президиум ЦК профсоюза рабочих геологоразведочных работ постановили.

Министерствам и управлениям геологии союзных республик, организациям союзного подчинения, республиканским, территориальным и групповым комитетам профсоюза, профсоюзам объединений обеспечить проведение в трудовых коллективах организаторской и массово-политической работы, направленной на выполнение и перевыполнение заданий Государственного плана на 1985 год, успешное завершение одиннадцатой пятилетки, реализацию задач, вытекающих из решений апрельского (1985 г.) Пленума ЦК КПСС. С этой целью:

- устранить недостатки в производственной деятельности подведомственных организаций и предприятий, обеспечить их ритмичную и устойчивую работу с тем, чтобы выполнить задания 1985 года и одиннадцатой пятилетки по простоту и утверждению в ГКЗ СССР разведанных запасов полезных ископаемых, достичь высоких технико-экономических показателей в работе;

- для реализации заданий по Продовольственной программе СССР усилить поисковые и разведочные работы на сырье для производства минеральных удобрений, гидрогеологические и инженерно-геологические исследования для развития мелиорации земель;

- осуществить меры по ускорению научно-технического прогресса, интенсификации геологоразведочного производства, внедрению более совершенных методик и аппаратуры для геологических исследований, новых технических средств и технологий для поисковых и разведочных работ;

- предусмотреть в планах работ научно-исследовательских и конструкторских организаций на двенадцатую пятилетку принципиально новые направления исследований с целью создания перспективного задела опытно-конструкторских работ, обеспечивающих значительное повышение производительности труда, сокращение численности работающих;

- обеспечить повышение уровня экономической работы, хозяйствования, планирования. Перестроить систему планово-оценочных показателей таким образом, чтобы создать условия заинтересованности трудовых коллективов в достижении высоких конечных результатов, повышении производительности труда, экономии всех ресурсов, снижении себестоимости работ. Завершить перевод нефтегазовых организаций на новые условия планирования, финансирования и материально-технического снабжения буровых работ;

- решительно бороться с расточительством и потерями. Устранить недостатки в учете, хранении и использовании материально-технических ресурсов; обеспечить выполнение заданий по экономии материальных ресурсов и принятых трудовыми коллективами социалистических обязательств — проработать в 1985 году не менее двух дней на сэкономленной электроэнергии, топливе и материалах. Принять меры по снижению непроизводительных расходов и внебюджетных потерь, обеспечению со-

хранности социалистической собственности. Улучшить организацию контрольно-ревизионной работы;

- обеспечить безусловный ввод в эксплуатацию пусковых объектов производственного назначения, жилых домов и объектов соцкультбыта, предусмотренных планами на 1985 год. Обратить особое внимание на вопросы планирования капитального строительства, создание собственных баз стройиндустрии, снижение себестоимости строительно-монтажных работ и более широкое внедрение бригадного подряда;

- повысить активность трудящихся, добиваться, чтобы каждый на своем месте работал добросовестно. Укреплять порядок, повышать организованность и дисциплину, более строго спрашивать с руководителей трудовых коллективов, которые несут персональную ответственность за дисциплину;

- провести во всех трудовых коллективах разъяснительную работу о значении постановления ЦК КПСС «О мерах по преодолению пьянства и алкоголизма», осуществить практические меры по строгому соблюдению принципов коммунистической морали и нравственности, искоренению пьянства и злоупотреблений спиртными напитками;

- усилить контроль за состоянием охраны труда и техники безопасности. Принять дополнительные меры по профилактике и предупреждению травматизма на производстве;

- осуществить меры, направленные на более полное удовлетворение спроса геологоразведчиков на бытовые услуги, повышение качества и культуры обслуживания, обеспечение наиболее удобного для трудящихся режима работы предприятий службы быта;

- обеспечить в соответствии с Законом СССР о трудовых коллективах и повышении их роли в управлении предприятиями, учреждениями и организациями участие трудящихся подведомственных организаций и предприятий в формировании и обсуждении проектов планов на 1986 год и двенадцатую пятилетку;

- улучшить подбор, расстановку и воспитание кадров, обеспечить правильное сочетание опытных и молодых работников, более смелое выдвижение на ответственные посты женщин и молодых перспективных работников;

- развернуть организаторскую и массово-политическую работу в трудовых коллективах по достойной встрече XXVII съезда КПСС. Активно развивать социалистическое соревнование среди геологоразведчиков за успешное выполнение плана 1985 года и одиннадцатой пятилетки в целом каждым трудовым коллективом, всемерно поддерживать ценные инициативы трудящихся, принимать эффективные меры по широкому распространению передового опыта.

Руководителям республиканских геологических организаций, организаций союзного подчинения и подразделений центрального аппарата Министерства геологии СССР обеспечить своевременную и качественную разработку проектов планов на 1986 год и двенадцатую пятилетку, предусмотрев в них развитие геологоразведочных работ, исходя из потребностей народного хозяйства страны в минеральном сырье, значительного роста эффективности поисковых и разведочных работ за счет внедрения достижений научно-технического прогресса и высоких технико-экономических показателей.

Обязать руководителей министерства и управлений геологии союзных республик, организаций союзного подчинения, республиканские и территориальные комитеты профсоюза разработать мероприятия и осуществить практические меры по реализации задач, вытекающих из решений апрельского (1985 г.) Пленума ЦК КПСС.

Сейчас нужно высочайшее творческое напряжение, чтобы достойно встретить XXVII съезд нашей партии, обеспечить надежный задел на двенадцатую пятилетку.



УДК 553.98.061.3:550.4(470.13)

С. П. МАКСИМОВ, Р. Г. ПАНКИНА, Е. Н. ШКУТНИК (ВНИГНИ)

Особенности формирования залежей нефти в районе Верхнекамской впадины

В пределах Верхнекамской впадины (ВКВ) и прилегающих районов установлена нефтеносность докембрийских и палеозойских отложений. Однако возможности открытия скоплений УВ на этой территории далеко не исчерпаны. Расположение месторождений иллюстрируется на рисунке.

Геолого-геохимические данные помогают выявить особенности формирования залежей в различных комплексах отложений: направления и расстояния миграции УВ от очагов генерации.

Ранее [3] на основании изучения химического состава нефтей и соотношения в них изотопов серы и углерода в разрезе ВКВ были выделены вендские, кыновско-пашийские, семилукские, нижнекаменноугольные и среднекаменноугольные генетические типы нефтей. Проведенные исследования позволили сделать заключение, что залежи УВ в вендских, девонских и каменноугольных отложениях в основном формировались в результате латеральной миграции и что, вопреки мнению некоторых исследователей, семилукские (доманиковые) отложения не оказывали заметного влияния на образование залежей нефти в перекрывающих и подстилающих породах. В образовании залежей нефти в башкирском ярусе и верейском горизонте ряда месторождений некоторую роль играла вертикальная миграция из нижнекаменноугольных отложений.

До сих пор нет единого мнения относительно условий формирования залежей в разновозрастных отложениях на территории Волго-Уральского региона. Ряд авторов считает, что в регионально нефтеносных толщах (верхний девон, нижний карбон) залежи образовались за счет дальней латеральной миграции из Предуральяского прогиба, а в южных районах и за счет миграции из Прикаспийской впадины (А. Л.

Козлов, В. Л. Лобов, Б. М. Козлов и др.). Другие исследователи считают, что залежи нефти в разновозрастных отложениях формируются в результате миграции УВ из близлежащих впадин (С. П. Максимов, 1964 г.).

О латеральной миграции можно судить по направленному изменению физико-химических свойств и химического состава нефти, которые обусловлены взаимодействием с осадочными породами. Это объясняется тем, что углеводородные органические соединения, содержащиеся в структуре нефти, азот, будучи наиболее полярными компонентами нефтей, должны адсорбироваться на поверхности минералов или растворяться в воде во время прохождения через насыщенные водой породы. Из углеводородных соединений процессу адсорбции и растворению при миграции нефти должны подвергаться ароматические углеводороды, как наиболее полярные и легко растворимые в воде соединения по сравнению с парафиновыми и нафтеновыми углеводородами.

Характер УВ флюидов может меняться при формировании залежей путем дифференциального улавливания (У. Гассоу, 1954 г.; С. П. Максимов, 1954 г.), когда наиболее погруженная ловушка содержит газовую залежь, следующая вверх по региональному подъему пластов — газонефтяную, а относительно приподнятая — нефтяную. С. П. Максимовым было также установлено, что в такой цепи ловушек наблюдается определенная закономерность в изменении состава нефтей, выражающаяся в увеличении содержания смолисто-асфальтеновых компонентов и уменьшении содержания легких фракций в направлении миграции. Указанные закономерности не всегда четко прослеживаются в современном структурном плане, так как

последний может отличаться от структурного плана времени формирования залежей. Кроме того, вторичные изменения (гипергенные и катагенные) могут исказить первоначальную характеристику флюидов.

Поскольку отдельные компоненты и фракции нефти, разные углеводороды из одних и тех же температурных фракций (нормальные и изосоединения) неодинаковы по изотопному составу углерода, изотопный состав углерода нефти, претерпевшей миграцию, должен также изменяться [4].

Ниже рассматривается характер изменения физико-химических свойств, углеводородного состава отбензиненной нефти в пределах однообразных отложений каждого стратиграфического комплекса Верхнекамской впадины для выявления направлений миграции нефтей. Анализ осадочного комплекса Верхнекамской впадины для выявления направлений миграции нефтей. Анализ осадочного комплекса Верхнекамской впадины для выявления направлений миграции нефтей.

Древнейшими отложениями, с которыми связаны нефтепроявления и нефтепромыслы на исследуемой территории, являются верхнепалеозойские (вендские) терригенные породы. Все исследованные вендские нефти обладают близкими физико-химическими свойствами и изотопным составом углерода. Так, значения $\delta^{13}C$ на месторождениях. Очерском, Верещагинском и Сивинском составляют соответственно —32,5; —32,0 и —33,6 ‰. Лишь нефти Соколовского месторождения несколько отличаются — они характеризуются повышенным содержанием асфальтенов, почти полным отсутствием бензиновых фракций и обогащением легким изотопом углерода.

Наблюдаемые особенности вендских нефтей могут быть обусловлены тем, что залежи в этих отложениях образовались за счет латеральной миграции углеводородов с востока на запад. Поскольку Сивинское, Верещагинское и Очерское месторождения расположены в пределах одного и того же Верещагинского вала, вытянутого в меридиональном направлении, мигрировавшие нефти попадали в ловушки этого вала практически одновременно. Чтобы про-

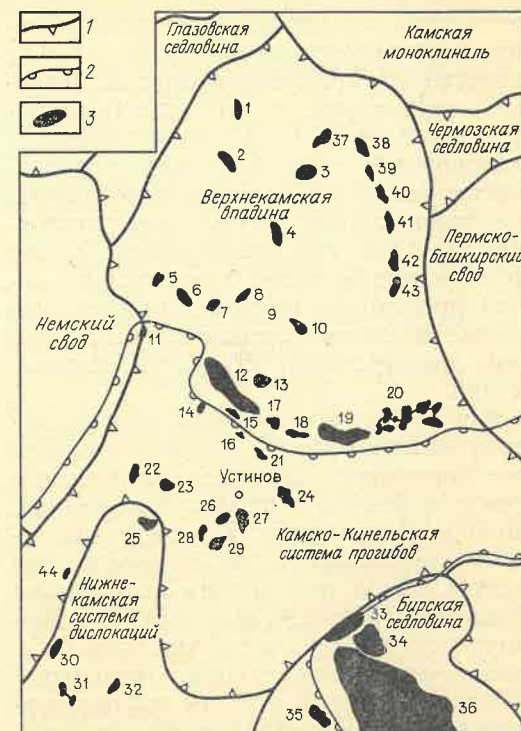


Схема тектонического строения и размещения месторождений в северных районах Волго-Уральской провинции

1 — границы крупных тектонических элементов; 2 — границы Камско-Кинельской системы прогибов; 3 — нефтяные месторождения: 1 — Золотаревское, 2 — Карсовское, 3 — Кулигинское, 4 — Кезское, 5 — Зотовское, 6 — Красногорское, 7 — Восточно-Красногорское, 8 — Лозюловское, 9 — Зуриновское, 10 — Дебесское, 11 — Сектырское, 12 — Чутырское-Киевское, 13 — Центральное, 14 — Есенеи, 15 — Лудомурское, 16 — Южно-Киевское, 17 — Сосновское, 18 — Лиственское, 19 — Мишкинское, 20 — Ножовское, 21 — Сушинское, 22 — Областовское, 23 — Люкское, 24 — Гремичинское, 25 — Архангельское, 26 — Юскинское, 27 — Ижевское, 28 — Яганское, 29 — Бурановское, 30 — Решетниковское, 31 — Граховское, 32 — Покровское, 33 — Ельниково, 34 — Вятское, 35 — Кыркмасское, 36 — Арланское, 37 — Соколовское, 38 — Сивинское, 39 — Неждановское, 40 — Верещагинское, 41 — Травнинское, 42 — Очерское, 43 — Черновское, 44 — Кокарское

никнуть в ловушку Соколовского месторождения, нефти должны были мигрировать на несколько большее расстояние, с чем, вероятно, и связано их некоторое отличие от нефтей Верещагинского вала.

В этом направлении происходит и обогащение нефтей легким изотопом углерода (до —38,7 ‰). Возможно, оно обусловлено не только миграцией, но и тем, что нефть Соколовского месторождения окислена. Как известно, окисление нефтей приводит также к облегчению изотопного состава углерода [1].

Предположение о направлении миграции с востока на запад подтвержда-

ется тем, что площадь распространения нефтематеринских толщ (НМТ) охватывает крайний восток исследуемой территории, а очаг наиболее интенсивной генерации и эмиграции углеводородов в верхнем венде располагается восточнее Верещагинского вала, на сравнительно небольшом расстоянии от зоны нефтенакпления. Кроме того, в направлении с востока на запад происходит подъем пластов, что также является благоприятным фактором для миграции УВ в этом направлении.

Коллекторские свойства верещагинской толщи венда, с которой связаны все известные в настоящее время скопления нефти в вендских отложениях, довольно изменчивы. К западу они заметно ухудшаются, что, возможно, является одной из причин отсутствия скоплений нефти в вендских отложениях центральной части впадины. Учитывая расположение очага генерации УВ по отношению к зонам нефтенакпления, можно предполагать, что расстояния, на которые происходила миграция нефти, составляли 70—100 км. Залежи нефти в вендских породах могут быть обнаружены вблизи очага интенсивной генерации и эмиграции УВ и на территории, прилегающей к нему с запада.

Изучение физико-химических свойств и изотопного состава нефти кыновско-пашийских отложений верхнего девона позволило выделить на исследуемой территории две группы нефти, различающихся между собой по ряду параметров: плотности, содержанию смол и асфальтенов, концентрации серы и, что самое существенное, по ее изотопному составу. Последнее обстоятельство позволяет заключить, что различия обусловлены главным образом не вторичными процессами (окислением, выветриванием и др.), а палеогидрохимическими особенностями нефтематеринского бассейна. К первой группе относятся нефти месторождений Нижнекамской системы дислокаций — НКСД (Граховское, Решетниковское, Покровское, Кокарское, Областовское), ко второй — нефти месторождений южной части Верхнекамской впадины (Еселейское, Ижевское). К этой же группе тяготеют нефти Архангельского месторождения. Формирование залежей

двух групп нефти, по-видимому, происходило в результате миграции из разных участков нефтематеринского бассейна, характеризовавшихся различными палеогидрохимическими условиями.

Нефти первой группы на отдельных площадях несколько различаются. Наблюдается тенденция изменения их характеристик от Граховского до Кокарского месторождений, т. е. с юга на север. В этом направлении увеличивается их плотность, уменьшается содержание бензиновых фракций (в нефтях Кокарского месторождения они практически отсутствуют), увеличивается количество смолисто-асфальтеновых компонентов. Указанные особенности, по-видимому, являются результатом формирования залежей по принципу дифференциального улавливания. Углеводороды могли поступать из Сарайлинской седловины или Мелекесской впадины, расположенных южнее. О возможности миграции УВ из Мелекесской впадины свидетельствует сходство этой группы нефти с нефтями Радаевского месторождения, приуроченного к этой впадине (высокая плотность, сернистость и большое количество смол и асфальтенов). Расстояние, на которое мигрировали УВ, составляет 60—70 км.

Нефти второй группы мало отличаются друг от друга как по физико-химическим свойствам, так и по изотопному составу углерода, что может свидетельствовать о поступлении УВ примерно из одной и той же (очевидно из южной) части впадины. Затем перемещение шло в двух направлениях — на северо-запад в сторону Немского свода и в сторону НКСД. Расстояния, на которые мигрировала нефть, были также не более 70 км.

Высказанные предположения о наличии двух источников нефти в отложениях терригенного девона подтверждаются распространением нефтепродуктирующей толщи, к которой отнесены породы кыновского горизонта, и характером палеонаклонов проводящих толщ от южной части ВКВ на север и северо-запад, а также с юго-запада в сторону НКСД.

По данным В. С. Ларской [2], НМТ терригенного девона встречена в южной и центральной части рассматрива-

емой территории. К юго-западу плотность эмиграции снижается. Подток УВ в зону НКСД, очевидно, осуществлялся с прилегающей территории ВКВ. Основным проводящим комплексом в отложениях терригенного девона является пашийский горизонт, в котором выделяется ряд пластов-коллекторов с высокими коллекторскими свойствами. В кыновско-саргаевских отложениях присутствует региональная покрывка, что обеспечивало аккумуляцию УВ.

Региональные наклоны проводящих толщ на исследуемой территории к началу массовой эмиграции составляли 7 м/км. Характер палеонаклонов свидетельствует о том, что формирование залежей нефти первой группы происходило, по-видимому, за счет источника, расположенного за пределами исследуемой территории, и лишь в незначительной степени за счет источника в южной части ВКВ. Залежи нефти второй группы образовались в результате миграции УВ из южной части впадины на север и в сторону НКСД (Архангельское месторождение).

Приведенные геохимические данные позволяют считать наиболее перспективным районом для поисков залежей кыновско-пашийских отложениях НКСД и южную часть ВКВ. Прослеживая пути латеральной миграции углеводородов в рассматриваемых отложениях из южной части ВКВ на север северо-запад, можно предположить наличие залежей на восточном склоне Немского свода.

На территории ВКВ из карбонатных отложений верхнего девона получены лишь непромышленные притоки нефти в Чутырском и Мишкинском месторождениях. Нефти их близки по свойствам и составу. Они сильно обводнены и практически представляют собой мульсию. Плотность, содержание смол, асфальтенов и серы высокие.

В девонской карбонатной толще, по данным Е. С. Ларской, выделяется высокопродуктивная саргаевско-фаменская НМТ, распространенная на всей территории. Основной очаг генерации располагается в зоне Камско-Кинельской системы прогибов (ККСП).

Несмотря на высокий генерационный потенциал НМТ карбонатного девона, сочетание геологических факторов в рассматриваемых отложениях

неблагоприятно для образования залежей углеводородов (отсутствуют коллекторы, породы окремнены).

Анализ изменения физико-химических свойств и изотопного состава нефти турнейских отложений нижнего карбона показал, что нефти из мелких залежей внутренних частей ККСП тяжелые, содержат много смол, асфальтенов, серы и незначительное количество легких фракций.

Нефти бортовых частей ККСП более легкие, в них больше бензиновых фракций, меньше смол, асфальтенов и серы. На Киенгопском валу, в бортовой части впадины, наблюдается следующая направленность в изменении физико-химических характеристик нефти: от Южно-Киенгопского месторождения на восток к Мишкинскому и на северо-запад к Чутырско-Киенгопскому месторождениям увеличиваются плотность, количество смолисто-асфальтеновых веществ, серы, уменьшается выход легких фракций.

В пределах Киенгопского вала наблюдаются незначительные изменения изотопного состава углерода от Еселейского месторождения ($\delta^{13}\text{C} - 29,8\text{‰}$) на восток к Мишкинскому ($\delta^{13}\text{C} - 29,1\text{‰}$) и на северо-запад к Чутырско-Киенгопскому ($\delta^{13}\text{C} - 29,2\text{‰}$) месторождениям, что может свидетельствовать об отсутствии дальней латеральной миграции. По всей вероятности, УВ поступали в турнейские отложения из внутренних частей ККСП.

По данным Е. С. Ларской, в рассматриваемых породах выделяется турнейская НМТ, занимающая одно из ведущих мест в разрезе ВКВ. Основным очагом генерации и эмиграции связан с ККСП.

Благодаря достаточно хорошим коллекторским свойствам пород турнейского яруса, в них присутствует ряд промышленных залежей. Качество коллекторов, однако, резко меняется по площади и разрезу, улучшаясь в зонах развития рифовых массивов вдоль бортов ККСП. Региональной покрывкой служат окремненные известняки кровли турнейского комплекса и глины малиновского и яснополянского надгорizontов.

На направление миграции могут указывать данные о степени заполне-

ния ловушек углеводородами. Были рассчитаны коэффициенты заполнения ловушек Киенгопского вала и рассмотрено изменение их величины в зависимости от удаления от предполагаемого источника углеводородов. Коэффициенты максимальны для ловушек Южно-Киенгопского месторождения, затем степень заполнения снижается на восток и северо-запад. Видимо, основной миграционный поток проходил в районе Южно-Киенгопского месторождения. Палеонаклоны проводящей толщи описываемого комплекса были направлены от осевой части ККСП к ее бортам, что подтверждает возможность латеральной миграции в этом направлении. Прослеживая пути миграции углеводородов в отложениях турнейского яруса, можно сделать заключение, что наиболее перспективными участками являются районы, связанные с внутренними и бортовыми частями ККСП.

Месторождения нефти яснополянского надгоризонта отчетливо подразделяются на две группы: внутренних частей ВКВ (Гремихинское, Ижевское, Бурановское, Яганское) и бортовых ее частей (Чутырско-Киенгопское, Южно-Киенгопское, Лиственское, Мишкинское). Нефти первой группы самые тяжелые (плотность 0,920—0,960 г/см³), содержание серы до 5,2 %, смол до 22 %, асфальтенов до 9,6 %. Характерен низкий выход бензиновых фракций (5—8 %). Состав и свойства нефтей первой группы колеблются незначительно, и какой-либо направленности в их изменении от залежи к залежи не наблюдается, что, вероятно, обусловлено поступлением нефти в каждую из этих залежей независимо друг от друга.

Повышенная плотность нефтей связана с тем, что все залежи внутренней части впадины мелкие и могли в значительной степени измениться за счет окисляющего воздействия пластовых вод. Нефти бортовой части более легкие, содержат больше бензиновых фракций, меньше смол, асфальтенов, серы. Их свойства и состав меняются в залежах Киенгопского вала. От центральной части вала (район Южно-Киенгопского месторождения) на восток и на северо-запад наблюдается увеличение плотности, количества

смола, асфальтенов, серы, уменьшение нефтей башкирского яруса позволил выхода легких фракций. выявить следующее. Максимальными

В этом же направлении отмечаются изменениями плотности, содержания селенденция к увеличению содержания, асфальтенов характеризуются нефизотопа $\delta^{13}\text{C}$, от Южно-Киевского месторождений, расположенных в месторождения ($-28,8\text{‰}$), к Мишкинских частях ККСП (Гремискому ($-27,0\text{‰}$) и Чутырско-Киевское, Ижевское), которые выделяютскому ($-28,3\text{‰}$). По-видимому, в отдельную группу. В пределах УВ поступали во внутреннюю и борту Киевского вала наблюдается изменение части впадины из близлежащих характеристик нефтей в направлении участков, а в пределах Киевского с северо-запада на юго-восток. вала залежи формировались по мере увеличения плотности, количества к типу дифференциального улавливания, асфальтенов и серы, уменьшает

Нефтематеринская толща терригея выход бензиновых фракций, утяжеленных отложений нижнего карбона раскрывает изотопный состав углерода пространена на всей исследуемой территории ($\delta^{13}\text{C}$ от $-27,8$ до $-26,9$ ‰). Основной очаг генерации связан с ККСР. Направленность изменения физико-химических свойств нефти и ее изотопных УВ в этих отложениях вполне достаточная для формирования в них зональной миграции нефтей с северо-запада на юго-восток и о формировании витой проводящей толщей, характерной для дифференциального залегания. Такое предположение подтверждается характером палеонакопления пластов-коллекторов, обладающих высокими фильтрационными свойствами, что обеспечило латеральную миграцию нефти. Она осуществлялась в основном из единого источника — осевой части ККСР. Изотопный состав углерода нефтей из верейских отложений аналогичен

В описываемой толще выделяется ряд непроницаемых глинистых пластов. Наиболее регионально выдержанной покрывшей являются глинистые карбонатно-глинистые породы верхней части тульского горизонта. Наличие надежной региональной покрывши способствовало образованию скопления нефти в терригенных отложениях нижнего карбона. Коэффициент запорения ловушек Кienгопского максимален на Южно-Кienгопском

месторождения и затем последовательно уменьшается на восток и северо-запад от 0,9 до 0,6, что, по-видимому, связано с их расположением на пути миграционного потока, который шел в наиболее погруженных частях впадины через Южно-Киенгопское месторождение на северо-запад и восток.

Залежи формировались в результате латеральной миграции из наиболее погруженных частей впадины к ее бокам. Расстояния миграции 60—80 км. Перспективы рассматриваемых отложений связываются в основном с боковыми и внутренними частями ККС. Вблизи предполагаемого источника поступления УВ ловушки не только заложены более легкой нефтью, но и имеют газовые шапки, что служит до-

Анализ изменения свойств и составом дополнительным подтверждением того,

что залежи формировались по принципу дифференциального улавливания.

Одинаковая направленность изменения состава нефтей и коэффициентов заполнения ловушек в отложениях башкирского яруса и верейского горизонта свидетельствует о тесной генетической связи нефтей этих двух комплексов, которая подтверждается тем, что в среднекаменноугольных отложениях была только одна нефтематеринская толща, приуроченная к верейским породам и распространенная в северной части территории.

Поиски залежей в карбонатных отложениях среднего карбона следует связывать в основном с районом севернее Киенгопского вала. Перспективы их увеличиваются за счет подтока УВ из ниже залегающих пород на локальных участках, где имеется гидродинамическая связь между этими комплексами. Южнее Киенгопского вала в зоне отсутствия верейских НМТ перспективы снижаются.

Таким образом, сделано заключение о том, что залежи нефти в различных стратиграфических комплексах формировались в результате латеральной миграции УВ из местных очагов генерации, расположенных на территории ВКВ. Ловушки заполнялись в основном путем дифференциального улавливания. Расстояния миграции не превышали несколько сот километров.

Направление миграции в различных комплексах было различно: в вендских отложениях с востока на запад, в терригенных отложениях девона для залежей НКСД с юго-запада на северо-восток, для залежей южной части ВКВ с юга на север и северо-запад, в турнейских породах из внутренних частей ККСР вдоль Киянгопского вала на восток и, видимо, северо-запад, в яснополянских отложениях нижнего карбона из внутренних частей ВКВ вдоль Киянгопского вала на восток и северо-запад, в башкирских и верейских — с северо-запада на юго-восток.

Неодинаковая направленность миграционных потоков в различных стратиграфических комплексах подтверждает заключение о самостоятельности и независимости формирования в них залежей [3]. Исключения составляют среднекаменноугольные породы, где некоторую роль играли процессы вер-

тикальной миграции из нижнекаменноугольных отложений.

Сопоставление данных геохимических исследований и особенностей геологического строения позволяет выделить участки, перспективные для проведения поисково-разведочных работ в различных стратиграфических комплексах: в вендских — северо-восточную часть ВКВ; в терригенных отложениях верхнего девона — район НКВД и южную часть ВКВ; в турнейских — северный борт и центральные участки ККСР; в терригенно-карбонатных отложениях нижнего карбона — центральную и северную часть ВКВ; в карбонатных отложениях среднего карбона — северную часть ВКВ. В указанных стратиграфических комплексах представляют интерес малоамплитудные антиклинальные и литолого-стратиграфические ловушки (зоны выклинивания песчаников подводных бере-

говых склонов, линзовидные песчаные тела). Вероятно, нетрадиционные типы ловушек, которые до сих пор не были объектом поисков в пределах Верхнекамской впадины и прилегающих территорий, могут содержать промышленные запасы нефти и газа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ботнева Т. А., Мюллер П., Маас И. Об изотопном составе углерода нефти и их фракций. — Геология нефти и газа, 1969, № 3, с. 33—38.
2. Ларская Е. С. Диагностика и методы извлечения нефтегазоматеринских толщ. М., Недра, 1983.
3. Максимов С. П., Панкина Р. Г., Шкуник Е. Н. Условия формирования залежей нефти и газа в северных районах Волго-Уральской провинции. — Сов. геология, 1981, № 7, с. 18—26.
4. Стабильные изотопы в геохимии нефти. Н. А. Еременко, Т. А. Ботнева, С. П. Максимов и др. М., Недра, 1974.

УДК 553.93:551.21(574)

Ю. Я. ЧЕРНЕНКО (ВНИГРИУголь)

Роль вулканизма и пирокластического материала в формировании Экибастузского угольного бассейна

По устоявшимся представлениям [2, 3 и др.], Экибастузский бассейн сложен нормальными осадочными породами, залегающими в грабенообразной структуре на эффузивно-пирокластической толще жарсорской свиты (D_{1-2}). Вместе с тем в последнее десятилетие многие исследователи [1, 9, 10] обращали внимание на то, что продукты вулканизма в виде пирокластического материала и газовых эманаций влияют на среду осадконакопления, в том числе углеобразования. С 1980 г. коллектив ВНИГРИУголь под руководством Н. И. Погребнова начал изучать роль тектоники и вулканизма в процессах углеобразования и формирования угольных бассейнов и месторождений. Полевые исследования в юго-западном и северо-восточном бортах Экибастузского бассейна и в угольном разрезе «Богатырь» (рис. 1, точки соответственно 44—52, 53—61 и 40—43), а также анализ фондовых и опубликованных работ позволили нам на примере этого бассейна в порядке поста-

новки вопроса сделать предположение о ведущей роли вулканизма и пирокластического материала в формировании его угленосных отложений.

Так, в бортах бассейна прослеживаются единичные небольшие выходы эффузивно-пирокластических образований жарсорской свиты, а интрузивных пород. Карьер по добыче бутового камня (см. рис. 1) вскрывает порфировые породы (таблица, пробы 44, 45) по составу и структуре занимающие промежуточное положение между диоритами с субафировой структурой дацитовыми порфирами. В наиболее глубокой части карьера в них наблюдаются полосы и неправильной формы пятна наложенной калишпатизации. Отдельные порфириобласты калишпатизации достигают 1—2 см, при этом порода приобретает розовато-серый цвет. К юго-востоку от карьера на расстоянии 1,5—2 км вдоль борта бассейна обнаружены лейкократовые порфиры, полнокристаллической основной массой. Более мелкие выходы и щебе-

аналогичных по составу и структуре пород отмечаются и в северо-восточном борту бассейна, в районе северной откаточной выемки. Вдоль отдельных выходов магматических пород, в полосе развития предполагаемых фаменских отложений шириной 0,6—0,8 км в юго-восточном, юго-западном и северо-восточном бортах бассейна отмечаются крупные (до 2—3 м) глыбы светло-серых окварцованных пород, которые участками образуют значительные по площади (100 м² и более) крупноглыбовые развалы. Здесь же среди рыхлых отложений иногда в виде полос и неправильных пятен встречаются мелкие обломки и щебенка гранит-порфиров и кварцевых порфиров.

Ранее в работе [2] породы развалов были отнесены к песчаникам нижнего фамена. Микроскопическое изучение и силикатный анализ (см. таблицу, пр. 48) показали, что эти породы представляют собой монокарциты, развитые по алевритовым и алеврит-псаммитовым кристалло-литокластическим туфам и эффузивам кислого состава типа кварцевых и фельзитовых порфиров. Обломки зерен и зерна плагиоклаза и калишпата в них полностью замещены агрегатом тонкозернистого кварца с примесью каолина. Основная масса сложена этим же агрегатом. Обломочная структура пород отчетливо выражена лишь в проходящем свете, а в скрещенных николях неразличима. Для вторичных кварцитов, развитых по эффузивам, в отличие от пирокластических пород, характерны комковатая-полосчатая текстура и фельзитовидная структура основной массы, среди которой сохраняются мелкие реликтовые вкрапленники аксессуарных минералов. Примечательная особенность кварцитов — присутствие в них редких остроугольных (до 1,5 см) обломков черных кремнистых пород, аналогичных широко развитым в верхнефаменских отложениях бассейна.

В северо-восточном борту откаточная выемка (см. рис. 1, точки 53—61) вскрывает практически весь разрез отложений бассейна, который приведен на левой стороне обобщенной стратиграфической колонки по данным [2] (рис. 2). Нами были отобраны образцы, шлифы и пробы и показана возможная доля участия пирокластиче-

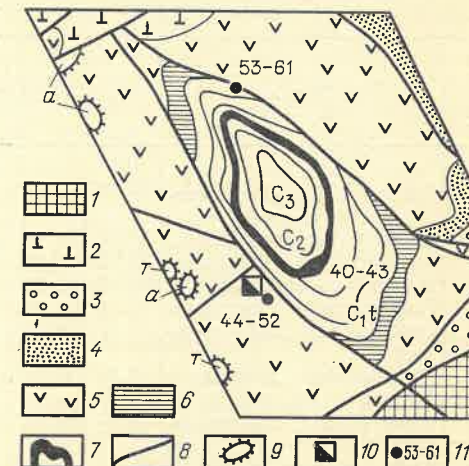


Рис. 1. Геологическая карта Экибастузского угольного бассейна (Р. М. Антонюк и др., 1978 г.)

1 — позднепривертевские магматические образования (БПР₃); 2 — кендыктинская свита (O_{knd}) — базальто-вые порфиры, туфы, туфиты, кремнистые алевриты; 3 — ангресорская свита (O_{anr}) — песчаники, алевриты, конгломераты, известняки; 4 — нерасчлененные отложения раннего силура — песчаники, алевриты, редко конгломераты; 5 — жарсорская свита (D_{1-2}) — вулканы среднего состава; 6 — фаменские отложения (D_{3fm}); 7 — карагандинская свита $C_{1v,3srp-krg}$; 8 — тектонические нарушения; 9 — субвулканические тела: а — андезитов, т — трахитов предположительно карбонового возраста; 10 — карьер по добыче бутового камня; 11 — место отбора образцов, шлифов, проб и их номера

ских пород в разрезе бассейна. Так, среди фаменских отложений преобладают темно-серые до черных кремнистые известняки (см. рис. 2, шлиф 59), в которых встречаются одиночные крупные кораллы или их сростки, а также спикеры, полностью замещенные радиально-лучистым халцедоном. Основная масса в них кремнистая крипто-, тонкозернистая.

В залегающем выше кассинском горизонте ($C_{1t,ks}$) нами отобран образец 58 так называемых белых мергелистых известняков с редкой фауной. Под микроскопом установлено, что это пелитовые кристалло-витрокластические туфы или тефроида, полностью замещенные тонкозернистым кварцем с примесью каолина. Обломочная (пирокластическая) природа их обнаруживается в проходящем свете, в скрещенных николях грани между обломками и основной массой стираются. Аксессуарные минералы представлены лейкоксеном, сфеном, редко цирконом. Обломки фауны частично или полностью замещены тонкозернистым кварцем с примесью каолина. Силикатный анализ (см. таблицу, пр. 58)

Состав золы углей и пород Экибастузского бассейна, %

№ пробы, угольного пласта	Порода	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MgO	CaO	P ₂ O ₅	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	П.п.п.
44	Дацитовый порфир зеленовато-серый	65,57	16,38	4,06	0,57	2,19	4,37	0,16	3,71	1,73	0,06	0,78
45	То же, вишнево-серый	65,07	16,78	4,75	0,43	1,64	3,34	0,24	4,38	2,26	0,05	1,50
A	Андезит (по Р. Дэли)	59,59	17,31	3,33	0,77	2,75	5,80	—	3,58	2,04	—	1,26
D	Дацит (по Р. Дэли)	65,68	16,25	2,38	0,57	1,41	3,46	—	3,97	2,67	—	1,50
55	Псаммитовый кристаллолитокластический туф-фит	73,40	14,70	1,58	0,43	3,34	1,26	0,25	5,11	0,96	0,06	1,49
56	Алевритовый тефроид с фауной	48,96	9,14	4,40	0,32	1,23	17,15	1,88	2,13	0,44	0,17	14,09
58	Пелитовый кристалло-витрокластический тефроид	94,52	2,89	0,28	0,11	0,15	0,43	—	0,18	0,17	0,07	1,31
48	Вторичный монокварцит, развитый по риолитовым эффузивам	95,01	0,59	1,31	1,00	0,20	0,25	—	0,04	0,02	0,34	0,94
41	Пелитовый тефроид светло-серый	70,19	13,96	3,50	0,17	0,40	2,73	1,46	0,07	0,24	0,13	6,68
40	То же, буровато-серый	44,41	10,36	23,42	0,17	2,32	1,30	0,49	0,07	0,14	0,04	17,45
	Товарный уголь со средней зольностью по пласту											
п-1	30,7	65,40	26,00	4,20	—	0,50	1,20	—	0,35	0,50	—	—
п-2	29,7	61,20	30,40	4,80	—	0,20	1,20	—	0,24	0,10	—	—
п-3	35,2	61,10	29,50	2,40	—	0,20	1,00	—	0,13	—	—	—
п-4	39,2	60,40	30,80	3,20	—	0,30	1,80	—	—	—	—	—
п-1	Отходы плотностью > 1,8 г/см ³	63,00	30,30	1,00	—	0,40	1,10	—	0,14	0,52	—	—
п-2	То же	57,70	38,60	1,10	—	0,30	1,20	—	0,14	—	—	—
п-3	»	58,30	37,80	0,90	—	0,10	0,80	—	0,13	—	—	—
п-1	Концентрат плотностью < 1,8 г/см ³	67,30	22,70	5,90	—	0,60	1,30	—	0,51	0,48	—	—
п-2	То же	63,50	25,20	7,10	—	0,20	1,30	—	0,30	0,12	—	—
п-3	»	64,90	26,90	2,70	—	0,50	1,30	—	0,13	—	—	—

Примечания. 1. Название пород приведено в соответствии с классификацией Е. Ф. Малеева [8].
2. Данные по товарному углю, концентратам и отходам взяты из работы [2].
3. Анализы проб 40, 41, 44, 45, 48, 55 и 56 выполнены в химической лаборатории ПГО «Донбассгеология».

подтверждает петрографическое определение породы. Петрографическое исследование песчаника из контактовой части с глинистым известняком в русаковском горизонте (C₁t₂rs) показало, что это алевритовый кристалло-витрокластический туф-фит или тефроид с псаммитовой примесью известковистых раковин или их обломков (см. рис. 2, шлиф 57). Пирокластические обломки и основная масса частично или полностью замещены тонкозернистым кварцем с примесью каолина.

В основании первой пачки углистых пород ашлярической свиты (C₁v₁₋₂ash) залегает мелко-, среднезернистый песчаник мощностью до 0,8 м, который под микроскопом определен как алев-

рит-псаммитовый кристалло-литокластический туф или тефроид (см. рис. 2, шлиф 56). По составу обломков и цементирующей массы породы аналогичны образцу 57. В основании второй пачки углистых пород с угольным пластом 6 прослеживается мелко-, среднезернистый серый со слабо-зеленоватым оттенком песчаник [2]. Внешне он близок породам, описанным в шлифе 55. Последний взят из прослоя мощностью до 1 м, сложенного крупнозернистым песчаником, залегающим в основании угольного пласта 5 (см. рис. 2, т. 55). Микроскопическое изучение показало, что это туф-фит, обломочный материал которого представлен в различной степени измененными

андезитовыми и дацитовыми порфири-тами, зернами плагиоклаза и кварца, редко тонкозернистым кварцем с примесью каолина. Промежутки между обломками заполнены цементом порового типа — тонкозернистой кремнисто-гидрослюдистой массой с сохранившейся пепловой структурой. Количество псаммитового материала колеблется от 70 до 90 %.

В разрезе карагандинской свиты (C₁v₃srp—krp) преобладают серые песчаники и алевриты, аналогичные породам ашлярической свиты [2]. Макроскопически породы не отличаются от ашлярической свиты (образцы 55 и 56), поэтому на стратиграфической колонке (см. рис. 2) они условно отнесены нами к алевритовым и псаммитовым туф-фитам или тефроидам.

В мощных пачках углистых пород и сверхмощных угольных пластах 1—3 карагандинской свиты довольно часто отмечаются маломощные (5—15, редко 40—50 см), но выдержанные по простиранию прослои светло-серых пород, отнесенные рядом исследователей [4, 5, 11, 13] к тонштейнам, т. е. измененным вулканогенным породам, которые характерны для углей и угленосных пород многих палеозойских угольных бассейнов. Наиболее мощный (40—50 см) прослой залегает в кровле угольного пласта 1 и перекрывается угленосными породами надкарагандинской свиты (C₂ndk). Он вскрывается угольными разрезами и

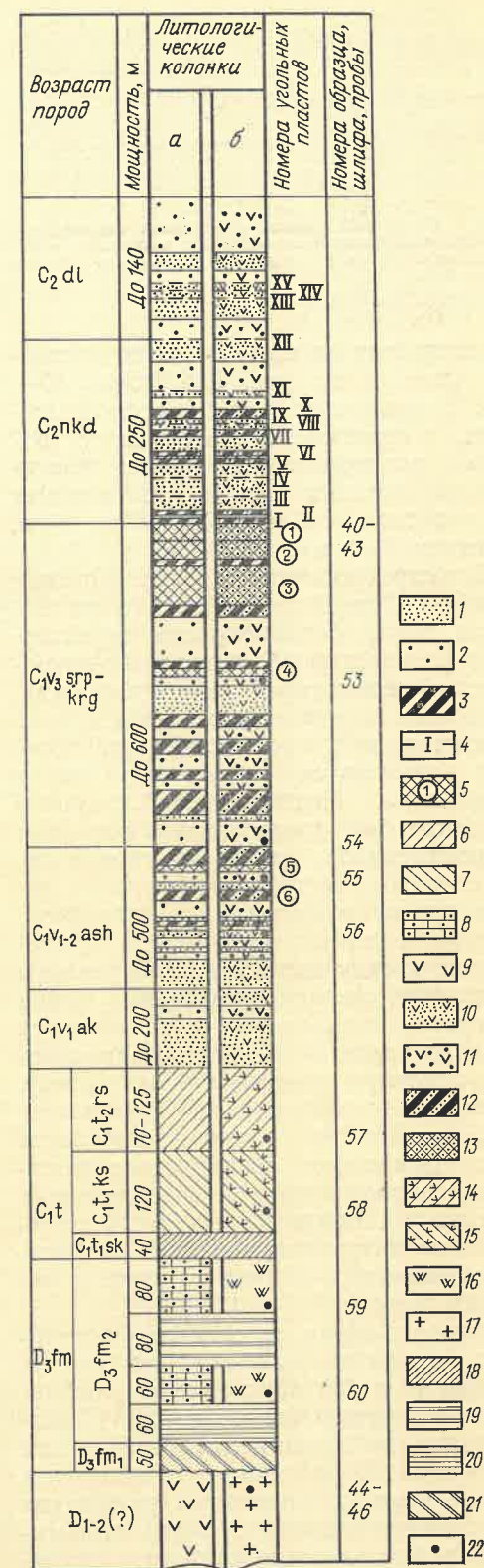


Рис. 2. Стратиграфическая колонка отложений Экибастузского угольного бассейна

Литологический состав: а) по данным предыдущих исследователей: 1 — алевриты; 2 — песчаники; 3 — углистые породы; 4 — угольные пласты вне масштаба и их номера; 5 — мощные угольные пласты и их номера; 6 — песчаники, песчано-глинистые породы, мергели, известняки русаковского слоя; 7 — известковисто-глинистые сланцы и песчаники, нормальные и кремнистые известняки каспийского слоя; 8 — кремнистые известняки; 9 — андезитовые эффузивы жарсорской свиты; б) по данным автора: 10 — переслаивание измененных пелитовых тефроидов; 11 — переслаивание измененных алевритовых и псаммитовых тефроидов; 12 — углистые породы с измененным пелито-алевритовым пирокластическим материалом; 13 — мощные угольные пласты с прослоями измененных пелито-алевритовых тефроидов; 14 — переслаивание измененных пелитовых, алевритовых и псаммитовых тефроидов с обломками известковистой фауны; 15 — переслаивание пелитовых, алевритовых, реже псаммитовых измененных тефроидов с обломками фауны и кремнистых пород; 16 — кремнистые породы с редкой фауной, замещенной халцедоном; 17 — субвулканические дациты, участками андезито-дациты; 18 — известковистые песчаники; 19 — известняково-сланцевый горизонт; 20 — песчано-сланцевый горизонт; 21 — песчаники, алевриты, глинистые сланцы, известняки; 22 — место отбора образца, шлифа, пробы

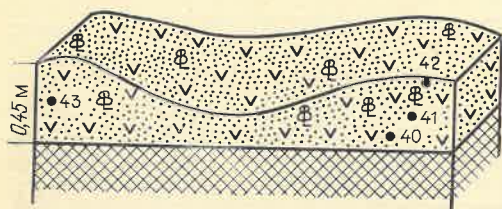


Рис. 3. Пелитовый прослой измененных тефроидов с углефицированными растительными остатками, перекрывающий угольный пласт 1 в угольном разрезе «Богатырь»

Усл. обозн. см. рис. 2

простирается на всей площади бассейна (рис. 3; см. рис. 1, 2, точки 40—43). В различных частях прослоя, особенно в середине, широко распространены разноориентированные растительные остатки в виде уплощенных тел черного цвета длиной от 1 до 10 см, сечением 1—8 мм.

Петрографическое исследование шлифов 41 и 42 показало, что светло-серая, почти белая окраска характерна для пелитового кристалло-витрокластического туфа или тефроида, полностью замещенного тонкозернистым кварцем и каолином, среди которых встречаются единичные зерна глауконита. Первичный обломочный материал был представлен в основном витрокластикой, редко плагиоклазом, измененными чешуйками биотита и акцессорными минералами (апатитом, редко сфеном и цирконом). В промежутках между пирокластикой развиты единичные мелкие шестоватые зерна сидерита, которые местами сливаются в мелкозернистые агрегаты, замещающие основную цементирующую массу. Количество сидерита не превышает 1—2 %. Крайне редко встречается диспергированное органическое вещество, сосредоточенное в нитевидных прослоях. Большая его часть представлена витринизированным веществом, меньшая — семивитринитом и семифюзинитом.

Буровато-серая со слабым фиолетовым оттенком окраска (см. рис. 3, шлифы 40 и 43) обусловлена неравномерно развитым (от 60 до 90 %) сидеритом по измененным туфам или тефроидам. В ассоциации с сидеритом в виде хорошо ограненных ромбоидов встречаются единичные зерна доломита. В реликтах тонкозернистого кварц-каолинового агрегата присутствуют редкие мелкие зерна глауконита.

В шлифе 43 хорошо виден остаток крупного (до 1,5 см) фитерала с четкой структурой растительной ткани. В его периферической части наблюдается мелкоячеистая коровая ткань, в центральной — крупные неправильные клетки паренхимы. Коровая ткань представлена семифюзинитом, паренхимная — семивитринитом. Клеточные полости на 90 % заполнены тонкозернистым кварцем и каолином, в редких случаях сидеритом. Среди основной кварц-каолин-сидеритовой массы вблизи растительного остатка наблюдаются рассеянные октаэдрические вкрапления пирита.

Нижняя часть надкарагандинской свиты сложена часто переслаивающимися алевролитами и аргиллитами, реже песчаниками и углистыми породами, среди которых размещаются относительно маломощные угольные пласты I—X [2]. Вверх по разрезу в долинской свите (C_{2dl}) переслаивание сменяется чередованием алевролитов и серых с зеленоватым оттенком песчаников, среди которых залегают угольные пласты XI—XV (см. рис. 2). По внешнему виду алевролиты и особенно песчаники близки породам ашлярикской и карагандинской свит (образцы 54 и 55). Исходя из этого на рис. 2 нами они показаны как алевролитовые и псаммитовые туффиты или тефроиды.

Сравнение результатов силикатных анализов (см. таблицу) показывает, что зола товарного угля из основных угольных пластов 1—4, концентрата и отходов плотностью соответственно менее 1,8 и более 1,8 г/см³ по содержанию основных породообразующих окислов, особенно сумме щелочей, железа, магния и кальция, близка пелитовым туффитам или тефроидам (пробы 40 и 41). Исключение составляет глинозем, содержание которого в два и более раза выше, чем в измененных пелитовых породах, образующих прослой в угольных пластах. Это, очевидно, связано с обогащением углей и их сжиганием. Минеральная часть экибастузских углей представлена преимущественно каолином [2, 3]. Таким образом, зола в угольных пластах, концентратах и отходах близка по составу прослоям пелитовых туффитов, замещенных кварц-каолиновой мине-

ральной ассоциацией с тем или иным количеством наложенной магнезиально-железистой минерализации. Следовательно, высокая зольность в угольных пластах, а также минеральная составляющая в угленосных породах ашлярикской, карагандинской, надкарагандинской и долинской свит в основном обусловлена измененными пирокластическими продуктами. Отложения Экибастузского бассейна, как видно из вышеизложенного, также формировались за счет поступления в область седиментации преимущественно рыхлого пирокластического материала (тефры).

В заключение нами рассмотрены особенности формирования Экибастузского бассейна и угленосных отложений, которые не учитывались предыдущими исследователями.

После развития так называемых эффузивов жарсорской свиты среднего состава, по всей вероятности, представляет собой крупный субвулканический батолит, сложенный андезитодацитовыми и дацитовыми породами, в сво- довой части которого в предфаменское время образовалась вулканическая кальдера, приуроченная к жерловым фациям риолитовых порфиров. Активная ее деятельность, видимо, продолжалась в фаменское и более позднее время. Об этом свидетельствуют наличие в бортах кальдеры (бассейна) эффузивно-пирокластических риолитовых пород, измененных до фации вторичных монокварцитов и содержащих обломки фаменских черных кремнистых пород, а также калишпатизация в дацитах, возникающая, вероятно, под влиянием залегающих ниже субщелочных и щелочных гранитоидов. Кроме того, широкое развитие пирокластического материала в углях, углистых породах и отложениях бассейна указывает на то, что во время их формирования по периферии кальдеры, в смежных областях поднятий, периодически происходила активная субаэральная вулканическая деятельность, в результате которой на поверхность поступала рыхлая пирокластика (тефра). Ранее автором [12] на основании анализа фоновых материалов предполагалось, что изучаемый бассейн в период формирования представлял собой вулканическую депрессию или кальдеру с

пассивным денудационно-вулканическим типом рельефа.

На ранних этапах развития кальдеры обрушения (бассейна) осадконакопление происходило в субмаринных условиях. В отлагавшихся донных осадках разложение тонкого пирокластического материала осуществлялось, судя по данным [1], в кислой среде, с выносом и растворением в морской воде щелочей, кальция, магния и железа. В результате донные осадки превращались в кремнисто-каолиновую породу (образцы 56 и 58).

На более поздних этапах развития бассейна, начиная со второй половины ашлярикского времени, накопление биомассы и образование углей, углистых пород и угленосных отложений происходило в континентальных озерно-болотных и наземных, часто безводных условиях. При этом наиболее благоприятными факторами для мощного углеобразования были длительно существовавшие режимы компенсированного прогибания с озерно-болотными условиями осадконакопления в проточной воде и умеренным поступлением в бассейн седиментации пирокластического материала. Разложение последнего создавало кислую среду в торфяниках с переменными кислородными потенциалами. Это способствовало, с одной стороны, выносу растворенных минеральных соединений проточной водой и образованию семивитринита и семифюзинита в ассоциации с кремнисто-каолиновым тонкозернистым агрегатом, а с другой — бурному росту биомассы в верхних слоях торфяника под влиянием растворенных в воде щелочных металлов, фосфора и других микрокомпонентов. Очевидно, именно этим объясняется образование мощных и сверхмощных угольных пластов в карагандинское время.

Ряд исследователей [15], изучавших кластические дайки на шахтах в районах городов Пльзень и Кладно, пришли к выводу о возможности быстрой углефикации растительного вещества на небольшой глубине при низких давлениях и невысокой температуре. Они считают, что происходили сингенетичные и особенно постседиментационные размыты именно угольных пластов, а не торфяников. Подобные размыты характерны не только для

чешских бассейнов, но и практически для бассейнов различного возраста, по крайней мере, на территории СССР. Вследствие быстрого и обильного поступления пирокластического материала в торфяной бассейн с проточной водой прекращался рост биомассы. Происходило разложение обводненных пирокластических осадков, вынос из них щелочей, кальция, магния и железа и превращение их в тонкозернистый кварц-каолиновый минеральный агрегат (тонштейн).

Наиболее раннее и сравнительно слабое углеобразование в разрезе бассейна приурочено к периоду перехода субмаринных условий осадконакопления в субаэральные, т. е. к средней части ашлярической свиты. Смена условий осадконакопления характеризуется частым чередованием углистых пород болотной фации и фации наземных существенно пирокластических пород от пелитовой до псаммитовой размерности. В карагандинское время углеобразование неоднократно, хотя и ненадолго, прерывалось обильным поступлением пирокластического материала (видимо, тефры), который формировал так называемые тонштейновые прослои в угольных пластах и угленосных породах. В надкарагандинское и долинское время сравнительно кратковременные благоприятные компенсированные озерно-болотные условия осадконакопления чередовались с периодами обильного поступления пирокластического материала в недокомпенсированный прогибании бассейна с прилегающих поднятий, где в это время проявлялась активная вулканическая деятельность. В результате отлагались наземные фации слабо измененных существенно пирокластических отложений с подчиненными маломощными пластами высокозольных углей и углистых пород.

Каждый цикл углеобразования в той или иной свите начинается с накопления относительно грубозернистых (от алевритовой до псаммитовой размерности) туффитов или тефроидов, которые вверх по разрезу сменяются угленосными породами или высокозольными углями. Последние, в свою очередь, сменяются либо тонкозернистыми измененными пелито-алевритовыми тефроидами, либо относительно грубой

пирокластикой. Такой ритм накопления характерен для нижней части каг. Ясикора [14] и др., рыхлый пирокластический материал размерностью части залегает мощная пачка грубоболее 0,1 мм (тефра) выпадал на зернистых пирокластических породах (сметров) расстоянии от действующих вулканов. Обычно за короткий срок мощными угольными пластами с дождевыми и временными водотоками 2 и 1. Средняя зольность в них ввертефра переносится в зависимости от по разрезу уменьшается (см. таблицу рельефа на значительные расстояния п-1, п-2, п-3 и п-4). Одновременно об отлагается в бассейнах седиментаруживается тенденция к снижению. Поэтому мы считаем, что рыхлый количества глинозема и увеличения пирокластический и вулканический содержания кремнезема. В результате материал в углях, углистых породах и неоднократно и непродолжительно угленосных отложениях Экибастузско-прерывания в пластах процесса угле бассейна следует относить с учетом образования возникали светло-серого однородного состава к перемещению прослои тонштейнов. При увеличении тефры. Породы, сложенные этим притока тонкой пирокластики в бассейнах, согласно классификации сейн торфонакопления формировались Г. С. Дзюценидзе [7] и Е. Ф. Малеева [8], необходимо рассматривать как пелитовые, алевритовые, алеврит-псаммитовые, алеврит-псаммитовые (кристаллокластические и водненном бассейне в отличие от субкристалло-витрокластические) и вулканические (от псаммитовой до более озерно-болотных фаций с проточной крупной размерности) тефроиды. В таковой не приводило к значительном случае источники тефры, т. е. изменению пирокластики, особенно вулканы, действовавшие на протяжении алеврит-псаммитовой и более крупной фации формирования угленосных отложений. Так, в основании угольных, должны были находиться в угольного пласта 5 залегает слой туффитовых поднятий, прилегающих к мощностью около 1 м (см. рис. Экибастузскому бассейну на расстоянии 55), пирокластика которых и из первых десятков, возможно, сотен метров до хлоритовой фации пропяти километров.

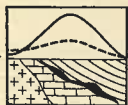
При этом в разных обломках о. Дальнейшее изучение тектонических, них и тех же по составу андезитовых вулканических и интрузивных факторов и дацитовых пород степей на примере других угольных бассейнов вторичного изменения различна. Эпейнов и месторождений СССР может свидетельствует, с одной стороны, привести к существенным изменениям том, что до захоронения обломки наших представлений об условиях их род испытали различной интенсивности образования и закономерностях развития вторичные изменения, а с другой стороны, а также к выявлению дополнения том, что после захоронения в неополненных или периодически слабо оных уникальных по компактности и заводненных осадках не происходило сасам бассейнов и месторождений. шественного изменения, за исключением наложенного вторичного кварца в виде единичных тонких прожилков.

Повышенные содержания железа тефроидных (тонштейновых) прослоев основных угольных пластов и углистых пород, а также в золе товарного угля концентратах и отходах обусловлены наложенной, преимущественно сидеритовой минерализацией на более поздних стадиях преобразования осадков претерпевших изменения еще в период осадконакопления.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аверьянов И. П., Храмов Г. Г. Геологическое положение и особенности литологического состава кратерно-озерных отложений. — В кн.: Вулканические фации Камчатки. М., 1969, с. 78—90.

2. Бегман Я. В., Бегман А. О., Аксенова Г. Г. Экибастузский каменноугольный бассейн. — В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 5, кн. 1. М., 1973, с. 508—658.
3. Бутова Е. П. Литологическая характеристика и условия образования угленосной толщи Экибастузского каменноугольного месторождения. — Тр. Лаб. геологии угля АН СССР, 1954, вып. 2, с. 271—281.
4. Ван А. В. Вулканический пепел в угленосных отложениях верхнего палеозоя Средней Сибири. — Литология и полезные ископаемые, 1971, № 1, с. 40—51.
5. Волкова И. Б. Тонштейны в угольных пластах Минусинского бассейна. — В кн.: Тез. докл. VI Всесоюз. угольного совещ. Ч. 1. Львов, 1980, с. 121—122.
6. Гущенко И. И. Пеплы Северной Камчатки и условия их образования. М., Наука, 1965.
7. Дзюценидзе Г. С., Хворова И. В. Основные принципы разработки рациональной систематики и номенклатуры вулканогенно-осадочных пород. — В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси, 1970, с. 31—56.
8. Малеев Е. Ф. Вулканы. М., Недра, 1980.
9. Погребнов Н. И. Структурное размещение месторождений угля и горючих сланцев на территории СССР. Объяснительная записка к геологической карте размещения месторождений угля и горючих сланцев СССР, м-б 1:5 000 000. Ростов-на-Дону, 1980.
10. Погребнов Н. И., Редичкин Н. А. Состояние и пути дальнейшего развития фундаментальных исследований в области углегеологии. — В кн.: Тез. докл. VII Всесоюз. угольного совещ. Ч. 1. Ростов-на-Дону, 1981, с. 10—13.
11. Ренгартен Н. В. Роль пирокластического материала в карагандинской свите Карагандинского бассейна. — Докл. АН СССР, 1957, т. 115, № 5, с. 995—998.
12. Черненко Ю. Я. Тектоно-магматические критерии поисков карбоновых угольных месторождений в Центральном Казахстане. — В кн.: Тез. докл. VII Всесоюз. совещ. Ч. 2. Ростов-на-Дону, 1981, с. 80—81.
13. Черновьянц М. Г. Корреляция среднекаменноугольных отложений Донбасса по тонштейнам и туффогенным прослоям. — Сов. геология, 1976, № 12, с. 87—97.
14. Yasuhiro T., Kiyoshi T., Yuichi Y. Detection of volcanic smoke and Ash-Fall area volcano ASO, from Landsat MSS date. — Pap. Meteorol. and Geophys., 1981, v. 32, No 4, p. 275—290.
15. Erosion and clastic dikes coal seams of the Central Bohemian Basins and their significance for the determination of plant substance coalification. — Folia Mus. rerum. natur. Bohem. occident. Geol., 1978, No 12, p. 34.



УДК 543.27:621.375.826

П. А. БРОДСКИЙ (НПО «Союзпромгеофизика»),
Г. А. ГАБРИЭЛЯНЦ (НПО «Нефтегеофизика»), О. А. ГОЛУБЕВ (МИФИ),
Я. Д. САЙЧУК (Львовский политех. ин-т),
В. В. ЧЕБУКИН (НПО «Союзпромгеофизика»)

Перспективы применения лазерного газового анализа для выделения нефтегазонасыщенных пластов

Важным фактором ускорения научно-технического прогресса в геологоразведочной отрасли и повышения эффективности геологических исследований является широкое внедрение в производство научных разработок в области теоретической и экспериментальной физики.

Доказана возможность эффективно использования лазерных газоанализаторов (ЛГА), разработанных в МИФИ, для газовой съемки и предложено применить лазерный газовый анализ для определения концентрации углеводородных газов промысловой жидкости непосредственно в стволе скважины [4]. Решена задача раздельного анализа лазерными датчиками метана и суммы тяжелых углеводородов и разработан первый дистанционно управляемый лазерный прибор, предназначенный для исследований в условиях скважины. Это позволяет значительно расширить использование лазерных газоанализаторов для прямых поисков эпигенетических газовых углеводородных аномалий и впервые определять содержание и состав углеводородов непосредственно в стволе скважины.

Ниже дается оценка возможностей использования лазерных газоанализаторов и перспектив создания новых скважинных вариантов лазерных анализаторов для решения следующих задач:

— прямых геохимических поисков углеводородных залежей;

— определения содержания углеводородов в промысловых жидкостях непосредственно в стволе скважины;

— исследования концентраций и состава углеводородов в пробах, отобранных из коллекторов опробованных пластов на кабеле, в скважинных условиях.

Практика разработки оптико-электронных приборов показывает взаимосвязь таких технических характеристик устройств, как габариты, чувствительность, точность, избирательность, надежность. Требуемые же метрологические параметры лазерных газоанализаторов и условия их применения для решения различных геологических задач различны. Поэтому представляется целесообразной разработка ряда анализаторов для решения самостоятельных геологических задач.

Прямые геохимические поиски нефти и газа. При газовой съемке только по метану в приповерхностном воздухе, как показано в работе [4], не используются в полной мере возможности ЛГА. Съемка обеспечивает оценку лишь площадных аномалий, «ложные» аномалии не отделяются от эпигенетических, поэтому для повышения эффективности прямых поисков нефти и газа с использованием кюветных лазерных датчиков рекомендуется проводить газовую съемку по метану и сумме тяжелых углеводородов (ТУ) на трех уровнях: в приповерхностном воздухе; в подпочвенном слое; в верхней части разреза (зоне аэрации), из

чаемой с помощью бурения геохимических скважин с высокочувствительным (до 10^{-5} % УВ [1]) разрешением по метану и сумме ТУ.

Необходимы газоанализаторы с весьма высокой чувствительностью, способные измерять содержание углеводородов в воздухе вплоть до их естественного фона в атмосфере, т. е. на уровне $2 \cdot 10^{-4}$ % для метана и $1 \cdot 10^{-5}$ — 10^{-6} % для ТУ. Это достаточно жесткие, но, как показывает опыт, достижимые для лазерных газоанализаторов требования. При эксплуатации таких приборов на поверхности земли, наоборот, требования к габаритам приборов не столь жесткие, что существенно облегчает их создание.

В настоящее время задача может быть в определенной мере решена с помощью разработанных в МИФИ лазерных газоанализаторов «Искатель-2» [6] и МАК-1 [3].

«Искатель-2» предназначен для непрерывного измерения суммарного содержания углеводородов в воздухе при его закачке внутрь прибора. Принцип действия прибора описан в [4] и основан на двухлучевом методе сравнения потоков поглощающего в углеводородах излучения одноволнового He-Ne лазера, прошедших через кювету с анализируемым воздухом и эталонную кювету. Чувствительность прибора $3 \cdot 10^{-5}$ % при погрешности измерений не более 10 %. Быстродействие определяется длиной пробозаборных трактов и составляет обычно 10—20 с.

Анализатор МАК-1 предназначен для непрерывного измерения содержания метана в воздухе. Его принцип действия аналогичен таковому в трассовом анализаторе метана «Луч-2» [2] и основан на методе дифференциального поглощения с использованием двух линий генерации двухволнового He-Ne лазера, которые практически одинаково поглощаются высшими углеводородами и такими нерезонансно поглощающими средами, как пыль, пары и т. д., а поглощение метаном этих линий отличается на порядок. Если в трассовом анализаторе «Луч-2» высокая чувствительность достигается за счет большой измерительной базы, то в анализаторе МАК-1 в результате технических усовершенствований [3] такая же чувствительность ($5 \cdot 10^{-5}$ %)

достигнута при длине измерительной кюветы, меньшей на два порядка. Быстродействие анализатора и его габариты примерно такие же, как у «Искателя-2».

Совместное использование двух указанных анализаторов позволяет в принципе решать задачу раздельного анализа метана и суммы ТУ. Однако более высокая чувствительность по ТУ и лучшая разрешающая способность по метану и сумме ТУ может быть достигнута, согласно [5, 7], за счет использования He-He лазера.

Газовая съемка по метану и сумме ТУ на трех уровнях с помощью ЛГА с использованием He-Ne и He-He лазеров позволит определить динамику нарастания газоносности по глубине и некоторые геохимические показатели — критерии генезиса аномалий УВ.

Определение содержания углеводородов в промысловых жидкостях непосредственно в стволе скважины. Оперативно выделять нефтегазосодержащие пласты (НГП) и интервалы поглощения можно методом газового каротажа после бурения (ГКПБ) [8]. Однако данные ГКПБ не позволяют достаточно эффективно оценивать характер насыщения пластов, что обусловлено интенсивным разбавлением газа промысловой жидкостью (ПЖ) на забое скважины в дегазаторе и потерей газа при выходе ее на дневную поверхность.

С целью расширения методических возможностей ГКПБ и метода опробования пластов приборами на кабеле в области исследования ПЖ во ВНИГКе, МИФИ и ЛОЛПИ совместно создан новый дистанционно управляемый скважинный ЛГА «Недра-1». Он предназначен для погружного прибора, обеспечивающего многократный отбор проб промысловой жидкости или пластового флюида за одну спуско-подъемную операцию. Датчик является первым прибором, в котором лазерный газоанализатор должен работать в условиях скважины. Поэтому основной задачей было создание лазерного газоанализатора, работоспособного в условиях погружного прибора, т. е. малогабаритного, легко управляемого, не чувствительного к вибрациям, надежного. На первом этапе не ставилась задача достижения

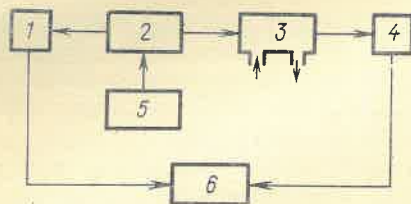


Схема газоанализатора «Недра-1»

1 — опорный фотоприемник, 2 — лазер, 3 — измерительная кювета, 4 — измерительный фотоприемник, 5 — блок питания лазера, 6 — электронный блок

максимальной чувствительности и проведения раздельного анализа метана и суммы ТУ, что позволило существенно упростить оптическую и электронную схемы прибора.

«Недра-1» предназначен для определения содержания углеводородов в пробе ПЖ, отобранной скважинным прибором непосредственно в стволе, вскрывшем потенциально продуктивный нефтегазоносный пласт, после ее дегазации и технологической подготовки.

Излучение одноволнового He-Ne лазера 2 (рисунок) модулируется путем модуляции тока разряда с помощью блока питания 5 и контролируется опорным фотоприемником 1. Излучение с другой стороны лазера проходит через измерительную кювету 3, сквозь которую прокачивается исследуемый газ, и регистрируется измерительным фотоприемником 4. При отсутствии поглощающего газа схема настраивается таким образом, чтобы сигналы на фотоприемниках 1 и 4 были равны, и соответственно их разностный сигнал, измеряемый электронным блоком 6, был равен нулю. Тогда при наличии поглощающего газа в кювете 3 в блоке 6 регистрируется разностный сигнал, величина которого определяется концентрацией углеводородов в составе пробы газа.

Стендовые испытания прибора показали, что его чувствительность $1 \times 10^{-1} \%$ при погрешности не больше 50 %; быстродействие определяется временем достаточно глубокой дегазации пробы и составляет не более 5 мин; вибропрочность датчика равна 15 g; диапазон рабочих температур от 30 до 60 °C.

Линейное построение оптической схемы датчика, а также значительное ее упрощение позволили существенно

уменьшить поперечные размеры прибора, что важно для скважинной аппаратуры. В результате оптическая и электронная части анализатора имеют габариты не более $100 \times 100 \times 150$ мм.

Датчик «Недра-1» встроен в новый пробоотборник, который предназначен для отбора до 10 проб ПЖ за одну спуско-подъемную операцию и работоспособен до глубин 1,5 км. Прибор обеспечивает герметизацию каждой пробы от ствола, последующую ее дегазацию термовакuumным методом, технологическую подготовку и подачу анализируемой пробы газа в измерительную кювету ЛГА, передачу информации о количестве УВ по кабелю на поверхность, утилизацию проанализированного газа, выброс отобранной пробы ПЖ в ствол, подготовку к взятию следующей пробы и перемещение на следующий горизонт с повторением цикла.

«Недра-1» предназначен для работы на трехжильном каротажном кабеле в комплексе с серийным промысловым геофизическим оборудованием. В нем применено дистанционное электро-механическое управление скважинным прибором. Длина прибора 6 м, он может работать в скважинах диаметром 150 мм и более. Эта аппаратура будет использована для экспериментов в скважинных условиях, на основании которых в дальнейшем можно будет провести оптимизацию конструкции, одновременно обеспечив повышение термо-, баростойкости и количества отобранных проб за один рейс в скважину.

Использование пробоотборников ПЖ со встроенными лазерными датчиками позволит в процессе одной спуско-подъемной операции оценить газонасыщенность значительной части вскрытого разреза непосредственно в скважинных условиях и выполнить сравнительную оценку нефтегазоперспективности интервалов пластов. Применение данных оперативного лазерного газового каротажа непосредственно в стволе скважины даст возможность объективно корректировать объем опробования пластов приборами в кабеле, исключив малоперспективные и бесперспективные объекты.

Оперативное опробование пород коллекторов на нефтегазонасыщенность

Существующие приборы типа ОПК позволяют отбирать за один рейс в скважину только одну представительную пробу. Часто эта проба в тонкослоистых разрезах относится к водоносному пласту, что приводит к большим затратам средств и простою скважин. Приборы типа ГДК позволяют многократно исследовать последовательно несколько пластов-коллекторов на гидродинамические параметры за одну спуско-подъемную операцию.

Введение дистанционного анализа проб с помощью лазерных датчиков углеводородов «Недра-1» в составе аппаратуры типа ГДК позволило бы кроме гидродинамических характеристик коллекторов дать прогнозную оценку насыщения пласта и тем самым обеспечить последующий отбор и детальный анализ на поверхности приборами типа ОПК проб, соответствующих продуктивным пластам-коллекторам.

Разработка метода и аппаратуры скважинного ЛГА, представляющая сложную научно-техническую проблему, даст возможность решить принципиально новые задачи, обеспечив детальное и высокопроизводительное прямое определение нефтегазонасыщения пород в значительном интервале разреза с исследованием их гидродинамических характеристик.

Необходимо изучение эксплуатационных и метрологических характеристик ЛГА в широком температурном диапазоне и при значительной изменчивости состава и концентрации УВ, а также решение сложных научно-технических задач многократного отбора, подготовки проб для анализа и их удаления, обеспечения необходимой виброустойчивости, ударопрочности аппаратуры и др.

Разработка и внедрение в практику лазерных адсорбционных датчиков позволит:

— повысить качество и эффективность прямых геохимических поисков углеводородных залежей;

— обеспечить увеличение эффективности опробования при общем сокращении времени и затрат на этот вид исследования;

— рационализировать оценку нефтегазонасыщенности разрезов скважин и снизить себестоимость опробования.

Эффективность использования лазерных газоанализаторов в нефтегазовой геологии по сравнению с традиционными физико-химическими датчиками определяется высокой степенью избирательности, отсутствием расходуемых реагентов, малой инерционностью, хорошей приспособленностью для работы в автоматическом режиме и т. д.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геофизические методы исследования нефтяных и газовых скважин/Л. И. Померанц, М. Т. Бондаренко, Ю. А. Гулин и др. М., Недра, 1981.
2. Геохимические поиски газонефтяных залежей методом дистанционной лазерной спектроскопии метана в приземном воздухе/В. П. Бирюлин, О. А. Голубев, В. Д. Мионов и др. — Геология нефти и газа, 1979, № 4, с. 27—31.
3. Голубев О. А., Рыжов В. В. Определение микроконцентраций метана на коротких измерительных базах. — В кн.: Лазерные адсорбционные методы анализа микроконцентраций газов. М., Энергоатомиздат, 1984, с. 29—34.
4. Использование методов лазерного газоанализа для решения ряда геологических и промысловых задач/П. Я. Антропов, Г. А. Габриэлянц, И. П. Жабров и др. — Сов. геология, 1979, № 10, с. 92—98.
5. Кирсанов А. В., Попов А. И., Садчихин А. В. Исследование зависимости выходной мощности He-Ne лазера с $\lambda = 3,3676$ мкм от параметров активной среды. — Журнал прикладной спектроскопии, 1982, т. 36, № 1, с. 148—150.
6. Лазерные анализаторы углеводородов в воздухе/В. А. Балакин, Л. А. Баллод, В. П. Бирюлин и др. — Приборы и техника эксперимента, 1981, № 2, с. 263.
7. Попов А. И., Садчихин А. В. Исследование возможности использования некоторых переходов He-Ne и He-Xe лазеров для анализа окиси азота, двуокиси серы и высших углеводородов. — Журнал прикладной спектроскопии, 1982, т. 36, № 5, с. 727—730.
8. Юровский Ю. М. Методика интерпретации результатов газового каротажа. М., Недра, 1977.



РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

УДК 553.07:553.32(470.5)

Б. М. МИХАЙЛОВ, В. С. РОГОВ (ВСЕГЕИ)

Геологические предпосылки прогнозирования марганцевых месторождений на Урале

Уральский подвижный пояс, охватывающий территорию Уральских гор, Мугоджар, Пай-Хоя, островов Вайгач и Новая Земля, — это сложное полициклическое геологическое сооружение. Отдельные его части в течение длительных отрезков геологического времени развивались самостоятельно и на первый взгляд независимо друг от друга. Однако при более детальных исследованиях, как правило, удается установить прямую зависимость осадконакопления и металлогении всех стратиграфических уровней. Именно это позволяет рассматривать Уральский подвижный пояс как единую геологическую структуру и проводить аналогии при оценке перспектив рудности отдельных возрастных толщ.

На Урале известно много мелких месторождений, а еще больше рудопроявлений марганца. Часть месторождений эксплуатировалась, но впоследствии была либо отработана, либо оставлена в связи с нерентабельностью добычи бедных плохо обогащаемых руд. С начала 60-х годов на Урале практически прекращены поисковые работы на марганец.

Проведенный нами анализ геологических материалов как по общерегиональному изучению Урала, так и по оценке найденных за последние годы рудопроявлений в Магнитогорском синклинории, на Новой Земле и Пай-Хое показывает, что перспективы марганценосности рассматриваемого региона до конца не выяснены. Здесь можно ожидать обнаружения промышленных месторождений не только карбонатных, но и качественных окисных руд марганца.

Характерными особенностями металлогении марганца на Урале являются, с одной стороны, строгая приуроченность всех его проявлений к определенным стратиграфическим уровням, а

с другой — отчетливо наблюдаемая эволюция процесса промышленного марганценоакпления, согласующаяся с общим развитием подвижного пояса.

В Уральском подвижном поясе установлено шесть эпох марганценоакпления: силурийская, среднедевонская, позднедевонская, раннекаменноугольная, пермская, меловая и палеогеновая. Продуктивность эпох, а главное, перспективы обнаружения промышленных месторождений марганца существенно различны. Силурийская и среднедевонская эпохи характеризуются развитием на Урале эвгеосинклинальных прогибов, заполнявшихся кремнистыми и вулканогенными осадками. Марганцевое оруденение приурочено только к этому типу осадков и локализуется преимущественно в основании вулканогенно-кремнистых толщ.

Силурийские рудопроявления марганца известны в Мугоджарах, на Южном Урале в пределах полосы развития спилит-кератофировой формации — Кос-Истекское, Харьковское, Карагалинское месторождения и на Среднем Урале — Сапальское, Липовское, Казанское (рисунок). Почти все месторождения и рудопроявления локализованы в прослоях сургучных яшм, переслаивающихся с базальтами, порфиридами, их туфами и туффитами. Марганцевые руды представлены либо уплотненными конкрециями размером 1—30 см, либо линзами и тонкими прослоями мощностью до 20 см. Руды преимущественно манганитовые, реже с гаусманитом, браунитом, биксбиитом (таблица). Все месторождения марганца в вулканогенно-кремнистых отложениях силура мелкие, содержат бедные руды и, очевидно, не представляют практического интереса.

Особое место в отложениях силурийской эпохи марганценоакпления занимает Сапальское месторождение

Руды здесь приурочены к вулканогенно-карбонатным породам туринской свиты, локализованы в мраморизованных марганцовистых (более 0,5 % Mn) известняках лебяжинского горизонта верхнего силура — нижнего девона [4, 5, 16, 17]. Вулканогенные породы, представленные трахиандезитами, бескварцевыми порфирами и их туфами, обрамляют месторождение и переслаиваются с марганценоносными известняками рудного горизонта. Рудные тела сложены карбонатами и окислами марганца и образуют линзы, слабо секущие вмещающие породы либо согласные с ними. Содержание марганца в отдельных пробах до 41 % (см. таблицу) при среднем по месторождению 25 %.

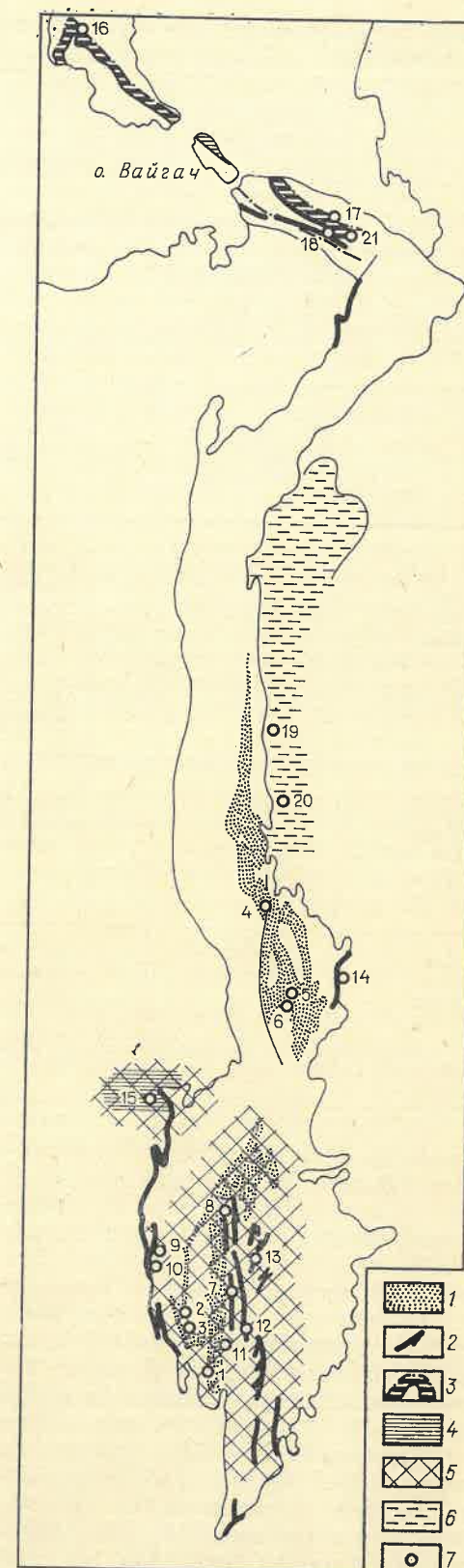
По результатам разведки 1964—1968 гг. запасы руд месторождения оцениваются в 1—1,5 млн. т, возможен некоторый прирост их за счет разведки флангов и глубоких горизонтов.

К толще переслаивания кремнистых ланцев и эффузивов позднесилурийского возраста приурочено большинство известных на Урале месторождений родонита (орлеца). Родонитовые тела линзовидной, пластообразной и гнездовой форм залегают, как правило, согласно с вмещающими породами и находятся либо вблизи (Малоседельниковское месторождение), либо непосредственно в зоне контакта (Афанасьевское) кислых интрузий и осадочных пород (см. рисунок). Рудные тела имеют небольшие размеры: мощность в среднем 1—4 м, протяженность по простиранию не превышает 15 м [6]. Родонитовые руды используются как ценный поделочный камень; для целей черной металлургии не применяются.

Среднедевонские рудопроявления и мелкие месторождения марганца по

схема размещения марганценоносных формаций в Уральском подвижном поясе

1 — марганценоносные формации: 1 — вулканогенно-кремнистая (S—D₂), 2 — кремнисто-карбонатная (D₂—D₃); 3 — глинистая (P₁), 4 — сульфатно-карбонатная (K); 5 — кора выветривания (K); 6 — глинисто-песчаная (P₁); 7 — месторождения и рудопроявления: 1 — Кос-Истекское, 2 — Харьковское, 3 — Карагалинское, 4 — Сапальское, Липовское, Казанское, 5 — Малоседельниковское, 6 — Афанасьевское, 7 — Файзулинское, 8 — Кусимовское, 9 — Щигрышское, 10 — Зичуринское, 11 — Аккермановское, 12 — Белоглинское, Кульминское, 13 — Моховое, 14 — Клевакинское, 15 — Улутеляк, 16 — Ленинградское, 17 — Юбилейное, 18 — Едунейское, 19 — Полуночное, 20 — Марсятское, 21 — Нядейское



Характеристика марганцевых руд месторождений и проявлений Уральского подвижного пояса

№ п/п	Район	Месторождение, рудопроявление	Возраст	Формация	Тип руды	MnO	ΣMn ₂ O	SiO ₂	P ₂ O ₅
1	Северные Мугоджары	Карагалинское	S	Вулканогенно-кремнистая	Окисный	0,71	30,93	45,21	0,08
2	Южный Урал	Кос-Истекское	S	«	«	1,36	57,38	25,71	0,08
3	Средний Урал	Сапальское	S	«	Карбонатный	41,97	—	0,95	Сл.
4	Южный Урал	Рахметовское	D ₂	Кремнисто-вулканогенная	Окисный	26,38	38,86	22,14	0,05
5		Мамиланское	D ₂		«	10,10	52,64	19,43	—
6		Файзулинское	D ₃		Карбонатный	50,37	2,00	24,45	—
7	Южный Урал	Кипчакское	C _{1v}	Кремнисто-карбонатная	Карбонатный	34,67	—	7,48	8,68
8	Средний Урал	Клевакинское	D ₃ —C ₁	Сланцево-кремнистая	«	35,39	2,11	33,89	0,03
9	Южный Урал	Аккермановское	C _{1t}	То же	Окисный	38,50	—	49,70	0,06
10	Пай-Хой	Нядейское	D _{3fm}	Карбонатно-кремнистая	Окисленный Карбонатный	8,46 10,40	54,15 —	— Не опр.	0,05
11	Средний Урал	Улутеляк	P _{1k}	Гипсово-известковая	Карбонатный	6,10	—	—	—
12	Пай-Хой	Юбилейное	P _{1a-s}	Глинистая	«	12,74	—	Не опр.	0,21
13	Новая Земля	Ленинградское	P _{1a-k}	«	«	17,98	—	40,00	—
14	Северный Урал	Полуночное	P	Глинисто-песчаная	Окисный	—	31,0	25,28	0,08

Примечание. Использованы данные: образцы 1, 2, 4, 5, 6, 8 — А. А. Гаврилова; 3 — В. В. Килина; 9 — А. Г. Бетехтина; 11 — А. А. Макушина; 13 — Л. Г. Павлова; 14 — С. Д. Рабинович; 7, 12 — авторов.

природе во многом сходны с силурийскими. Правда, сама среднедевонская эпоха марганценоаккумуляции на Урале характеризуется более интенсивным рудообразованием (см. рисунок). Все известные месторождения и проявления марганцевых руд локализируются главным образом в южной части Магнитогорского синклинория в пределах полосы вулканогенно-кремнистых пород шириной 15—20 км, протягивающейся от г. Баймака на юге до с. Уразово на севере [1, 2]. Марганценоносная формация сложена базальтами, их туфами, туффитами и яшмами [15]. Марганцевые руды в виде линзовидных пластов мощностью до 1,5 м приурочены ис-

ключительно к яшмам. Руды преимущественно окисные — браунитовые, родонит-браунитовые, и лишь на некоторых месторождениях, например в Файзулинском (см. рисунок), встречаются родохрозитовые разности. Среднедевонские месторождения разведаны — Зиянчуринское и Щигрышское (см. рисунок). В последние годы геологами Башкирии здесь установлено еще несколько проявлений марганцевых руд (марганцевых шпал), поэтому сведения о строении разреза, не подвергавшегося вариветированию, весьма скудные. По мнению, в которой известны Аккермановский, Белолинский, Кульминский, Клевакинский и другие мелкие месторождения и проявления руд.

чередованием в рудном горизонте слоев мощностью от долей до 15 см браунит-родонитовых и браунитовых руд с яшмами. Содержание двуокиси марганца в неветренных прослойках руд обычно колеблется в пределах 30—50 % (см. таблицу).

Марганцевые руды вулканогенно-кремнистых формаций силура и среднего девона повсеместно дислоцированы и подверглись процессам динамометаморфизма, что, вероятно, обусловило преимущественно браунит-родонитовый состав их. Ряд косвенных наблюдений позволяет уверенно предполагать, что эти руды являются первично-окисными гидротермально-осадочными образованиями. Накопление их происходило в геосинклинальных трещах при непосредственном участии гидротермальных растворов, приносивших основную массу рудного вещества.

Позднедевон-раннекаменноугольная эпоха марганценоаккумуляции на Урале проявилась относительно слабо. Она более характерна для районов Центрального Казахстана, где с отложениями этого возраста связан ряд промышленных месторождений марганца. Марганцевые руды в Казахстане повсеместно ассоциируют с железными и свинцово-цинковыми (так называемый атасуйский тип) и входят в состав углито-кремнисто-карбонатной формации.

На Урале марганценоносные формации позднедевон-раннекаменноугольной эпохи протягиваются в виде двух узких полос вдоль западного и восточного бортов Магнитогорского синклинория [1, 18]. Западная полоса, так называемый сергульский горизонт (C_{1t}—v), сложена кремнистыми сланцами и яшмовидными породами и протягивается почти на 100 км. В пределах горизонта известно два небольших месторождения — карбонатно-окисных руд — Зиянчуринское и Щигрышское (см. рисунок). В последние годы геологами Башкирии здесь установлено еще несколько проявлений марганцевых руд. На восточном борту Магнитогорского синклинория развита кремнисто-карбонатная марганценоносная формация, в которой известны Аккермановское, Белолинское, Кульминское, Клевакинское и другие мелкие месторождения и проявления руд.

В 1976—1977 гг. в Магнитогорском синклинории в районе пос. Обручевка было открыто проявление карбонатных и окисленных марганцевых руд среди сильно дислоцированных кремнисто-карбонатных отложений, выполняющих Моховую депрессию (см. рисунок). Руды залегают среди окремненных битуминозных органогенных известняков кипчакского горизонта среднего визе. Изучение керн скважин позволило установить интересную особенность разреза: рудный пласт по простиранию фациально замещается пачкой ритмично чередующихся прослоев сургучно-красных яшм, серозеленых туфов основного состава и гематитизированных кремнистых известняков. Такие взаимоотношения в рудоносном горизонте указывают на тесную генетическую связь пород и руд. В пределах разбуренной части рудопроявления марганцевые руды образуют интенсивно дислоцированный, но, по всей вероятности, выдержанный пласт мощностью до 5 м. Руды, составляющие его, — тонкополосчатые, что обусловлено чередованием слоев (2—20 см) карбонатной марганцевой руды, пиритовых ритмитов и кремнистых известняков. Карбонатные минералы марганца представлены в основном олигонитом и родохрозитом (см. таблицу).

Обращает внимание присутствие в разрезе марганценоносного горизонта прослоев пиритовых ритмитов, содержащих повышенные количества свинца и цинка. Как известно, пиритовые ритмиты со сфалеритом и галенитом являются характернейшим типом пород на промышленных месторождениях свинца, цинка и марганца в Атасуйском районе Центрального Казахстана [3].

Рудопроявление в Моховой депрессии не представляет практического интереса (руды бедные; залегают на значительной глубине; запасы их невелики; перспективы прироста ограничены размерами депрессии), но сам факт присутствия на Урале аналогов промышленных месторождений Центрального Казахстана весьма важен. Он заставляет иначе смотреть на известные практически вдоль всего Урала (см. рисунок) рудопроявления в отложениях D₃—C₁. При этом следует обратить

особое внимание на широко распространенную марганцевую минерализацию слабо изученных районов Полярного Урала и Пай-Хоя (рудопрооявления Едуней, Нядейское, Варкашорское и т. д.). Характерной чертой известных рудопрооявлений является их приуроченность к зонам брекчирования в яшмах и яшмовидных сланцах, образующих крупные пласты среди карбонатно-кремнистых толщ D_3-C_1 . Практически рудопрооявления представляют собой легко обнаруживаемые при полевых маршрутах марганцевые шляпы над зонами более молодого высачивания марганецсодержащих растворов. Подобные руды обычно имеют брекчиевую текстуру, сложены псиломеланом и быстро выклиниваются на глубину. Опробование марганцевых шляп, как правило, приводит к отрицательным результатам.

Нам же представляется необходимой постановка работ на поиски в кремнисто-углисто-карбонатных отложениях D_3-C_1 коренного карбонатного либо окисного оруденения атасуйского промышленного типа, где марганец входит в состав браунитовых, гаусманитовых или родохрозитовых руд и, возможно, ассоциирует со сфалеритом и галенитом. Такие руды в свежем сколе подчас трудно узнаваемы и вполне могут быть пропущены при маршрутных геологосъемочных работах.

Рассмотрим локальные критерии прогнозной оценки территорий на этот тип руд, вытекающие из условий их образования как гидротермально-осадочных.

Литолого-фациальный критерий выражается в специфической ассоциации: марганцевые руды, яшмы, яшмоиды, лидиты, фтаниты, кремнистые известняки, которые могут подстилаться, переслаиваться или фациально замещаться вулканогенными породами (эффузивами, туфами, туффитами). Вулканогенные образования относятся к щелочному или субщелочному ряду и по составу варьируют от базальтов до риолитов. Марганцевые руды формируются на стыке разноглубинных фаций, указывающих на сильно расчлененный рельеф дна.

Стратиграфический критерий — закономерное тяготение марганцевых

месторождений, проявлений и марганецсодержащих пород к вулканогенно-кремнистым и кремнисто-карбонатным зонам. Рудные горизонты характеризуются ритмичным формациями S_1 , D_2 , D_3-C_1 .

Палеотектонический критерий — приуроченность марганценоаккумуляции к времени перестройки тектонического плана региона. Это обуславливается началом региональных трансгрессий, всплеск вулканизма и активизации гидротермальных систем, перемещение блоков фундамента, образование компенсированных конседиментационных впадин. Кроме того, характерно наличие зон глубинных долгоживущих разломов, вдоль которых протягивается цепочка месторождений. Наиболее благоприятны для накопления марганца линзы массивных псиломелан-пиевых руд места пересечения зон разломов различной ориентировки. Отметим, иногда окисленные руды цементируется перспективность на марганцевую тектоническую брекчию.

Содержание марганца в карбонатных рудах 3—34 %, среднее 15 %, в окисленных достигает 40,5 % (см. табл. 1).

В 1981 г. В. С. Рогов, изучая нижнепермские отложения на северо-востоке Уфимского амфитеатра, обнаружил карбонатные марганцевые руды и проследил их по простиранию на 5,5—6 км. Руденение является возрастным, формирующимся и генетическим аналогом при резком дефиците марганцевых руд Новой Земли. Нам здесь велась разведка зоны окисленных руд. Проблема использования марганцевого бассейна раннепермского возраста, возможно являющегося частью обширной области накопления марганца на севере подвижной платформы, пока не решена.

Севернее в районе устья р. Усть-Ижма в нижнепермских отложениях, протягивающихся вдоль западного склона Урала от г. Орска до северо-западного окончания Пай-Хоя, известны только марганцевые руды [9].

Другой перспективный и принципиально новый район развития марганцевых проявлений [9]. Определенные перспективы имеют лишь отложения недавно открыт на острове Лемвинской зоны Северного и Полярного Урала, сходные по составу и мощности с марганцевыми рудами Новой Земли.

Марганценоносная формация на острове Лемвинской зоны Северного и Полярного Урала, сходные по составу и мощности с марганцевыми рудами Новой Земли. В основании ее присутствуют прослои фтанитов и известняков [13, 15]. Выявлены три района распространения марганцевых руд [12]. В продуктивных районах Урала, следует указать, части разреза выделяется до шести отмечавшаяся для силура, девона рудоносных горизонтов, содержащих марганец.

Марганцевых проявлений с продуктами гидротермальной и вулканической деятельности в перми практически отсутствовало. Особенно это относится к прогнозной оценке на марганец сульфатно-карбонатных толщ западных склонов Южного Урала. Здесь основными локальными критериями марганцевого оруденения могут являться лишь литолого-фациальный и палеотектонический.

Меловая эпоха марганценоаккумуляции знаменует начало принципиально нового, платформенного этапа формирования рудных месторождений, и в первую очередь месторождений кор выветривания.

Поведение марганца в корях выветривания чрезвычайно своеобразно. В общем плане геохимических преобразований при формировании элювия марганец выносятся из кор выветривания, постоянно имея отрицательный баланс привноса — выноса [7, 11]. Однако в случаях высокого содержания марганца в субстрате преобладает процесс его накопления в элювии. При этом окисные соединения марганца (вад, псиломелан, вернадит и реже манганит) образуют крупные конкреционные стяжения, жилы и послойные обособления преимущественно в средней части разреза коры выветривания. Следовательно, промышленные месторождения марганца в корях выветривания могут возникать только в случаях наличия в субстрате либо коренных месторождений марганца, либо крупных тел, сложенных породами с резко повышенными содержаниями марганца (1 % и более).

Подобные обстановки возможны только на Южном и Среднем Урале, где широко развиты мезозойские, главным образом меловые, коры выветривания на породах разного состава, в том числе и на марганценоносных кремнисто-вулканогенных толщах силура, девона и карбона. Марганцевистые коры выветривания в зависимости от субстрата и геологической обстановки имеют разнообразное строение и состав. Наиболее широко на Южном Урале развиты зоны окисления на выходах марганцевых руд кремнисто-вулканогенной формации среднего девона в Магнитогорском синклинории (см. рисунок). Мощность зоны окисления

(марганцевой шляпы) обычно колеблется от 5—6 до 30 м. В разрезе ее выделяются два горизонта. Нижний представлен трещиноватыми слабо гидратированными туфогенными породами и яшмами. По трещинам наблюдаются омарганцевание и ожелезнение, но основные прослои браунитовых и браунит-родонитовых руд еще не подвергаются разложению, лишь родонитовые скопления растрескиваются и покрываются черными пленками гидроокислов марганца. Верхний горизонт мощностью до 3—5 м представлен окисленной марганцевой рудой вад-псиломеланового состава. Именно этот горизонт марганцевых шляп во время Отечественной войны интенсивно эксплуатировался. Содержание Mn в нем колеблется в значительных пределах: при ручной разборке из него может быть получен высококачественный концентрат (48—52 % Mn).

Другой тип марганценосного гипергенного оруденения встречается на днищах карстовых воронок, развитых в контакте карбонатных и вулканогенных пород различного возраста [10]. Марганценосные отложения образуют прерывистый пласт, сложенный черно-коричневыми марганцевисто-железистыми глинами и сажистыми рыхлыми железисто-марганцевыми рудами с включениями плотных манганитовых стяжений. Руды образуют слои мощностью до 2 м, содержание марганца в них 5—25 % [10].

Наконец, третий тип гипергенных накоплений марганца характеризуется развитием марганцовистых стяжений и узловатых прослоев внутри каолиновых кор выветривания на сланцево-карбонатных интенсивно дислоцированных марганценосных отложениях нижнего карбона. Именно к нему относится рудопроявление в Моховой депрессии (см. рисунок). Обнаружение крупных промышленных месторождений марганца в корях выветривания Урала вряд ли возможно, поскольку все они довольно хорошо обнажены и изучены. В то же время мелкие месторождения могут быть встречены в депрессиях, расположенных над марганценосными осадками девона и карбона.

Палеогеновая эпоха марганценонакопления весьма продуктивна на восточ-

ных склонах Северного Урала. Здесь формаций — марганценосные уже в Зауралье известна полоса раоли геосинклинального этапа развития прибрежно-песчаных отложений.

палеоцена, заключающих ряд руд. Анализ имеющихся геологических проявлений и два месторождения окислительных позволяет уверенно прогнозировать промышленные месторождения марганца среди отложений где песчаные отложения палеоцена — C_1 и P_1 севера Уральского подвой трансгрессии непосредственно нижнего пояса. Для южных и западных рекрывают складчатые сооружения его районов необходимы дополнения Урала, являвшиеся источником рудельные геологические материалы, каго материала (см. рисунок). Далее, следующие глубинного строения Магнито-северу граница палеоценовой трапезного синклинория, вещественно-грессии отклоняется к востоку, в рао состава нижнепермских отложений, он развития юрских и меловых поросложения депрессий, выполненных кар-Бесперспективны также палеоценовонатно - терригенными отложениями отложения и к югу от известных ма, характера распределения палеогеганцевых месторождений, поскольку прибрежно-морских осадков в там палеоценовое море не доходило Зауралье. Уральских гор.

В общем перспективы палеогеновых отложений Восточного Зауралья (западе палеогеновые отложения отступают) невелики и связаны исключительно с более детальным поиском полос прибрежно-морских глинисто-песчаных осадков палеогенового (в первую очередь палеоценового) ряда.

Итак, марганцевые руды возникают на протяжении всей геологической истории развития Уральского подвижного пояса. В период его геосинклинального развития вплоть до перми оруденение локализовалось исключительно в морских бассейнах. При этом наблюдается последовательное ослабление связи рудопроявлений с гидротермальными процессами: если для силурита и среднего девона наиболее характерны вулканогенно-кремнистые марганценосные формации с резким преобладанием в их составе вулканогенных и вулканогенных пород, то в позднем девоне — раннем карбоне особенно ранней перми максимальные развиваются кремнисто-карбонатные, сульфатно-карбонатные и глинистые марганценосные формации, в которых отчетливо проявлены признаки гидротермально-осадочного генезиса марганцевых руд.

Для посторогенного, платформенного этапа развития Уральского подвижного пояса характерны марганцевые формации кор выветривания прибрежно - морская глинисто-песчаная. Источник рудного вещества

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бетехтин А. Г. Промышленные марганцевые руды СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1946.
2. Гаврилов А. А. Эксталяционно-осадочное рудонакопление марганца. М., Недра, 1972.
3. Геология и металлогения Успенской тектонической зоны. Алма-Ата, Наука, 1967.
4. Геология СССР. Т. XII. Кн. 2, ч. I. М., Недра, 1973.
5. Калинин В. В. Сапальское месторождение марганца. — В кн.: Марганцевые месторождения складчатых областей. М., 1980, с. 177—184.
6. Кожевников К. Е. Месторождение родонита (орлеца) на Среднем Урале. — Труды Горно-геол. ин-та Уф АН СССР, 1960, вып. 35, с. 291—296.

ДК 553.44/3/9:551.24(574.42)

М. РУДЕНКО (ИГН АН КазССР), Ю. Ф. ОЛЕЙНИК, А. МОХОВ (Ленинградская геологоразвед. эксп.)

Геолого-структурные условия проявления полиметаллического оруденения в Ленинградском районе Рудного Алтая

Закономерности размещения и перспективы полиметаллического оруденения в Ленинградском районе Рудного Алтая могут быть рассмотрены с позиций волнового механизма формирования магмо-рудоконтролирующих структур. Аналогичный анализ был проведен в соседнем Зырянском районе [7], в Иртышской зоне, Калба-Нарыме, Чарской и других структурно-формационных зонах [1, 2, 5, 6, 8].

7. Лисицына Н. А. Некоторые данные о геохимии коры выветривания основных пород гумидной зоны. — Докл. АН СССР, 1965, т. 163, № 2, с. 475—478.
8. Макушин А. А. О генезисе марганцевого оруденения среди отложений нижнепермской галогенной формации Башкирии. — Докл. АН СССР. 1972, т. 206, № 3, с. 683—686.
9. Мизенс Г. А. Рудопроявление марганца в нижнепермских отложениях Среднего Урала. — Литология и пол. ископ., 1979, № 5, с. 155—156.
10. Михайлов Б. М., Колокольцев В. Г., Воробьев Ю. М. Марганцевые руды в корях выветривания Южного Урала и Казахстана. — В кн.: Проблемы рудообразования, 1974, с. 82—89.
11. Михайлов Б. М., Куликова Г. В. Фациальный анализ кор выветривания. Л., Недра, 1977.
12. Новая Земля — новая марганценосная провинция/С. К. Вояковский, В. Ф. Ильин, Л. Г. Павлов и др. — В кн.: Марганцевое рудообразование на территории СССР. М., Наука, 1984, с. 174—177.
13. Пермские отложения Новой Земли. Под ред. В. И. Устрицкого. Л., Наука, 1981.
14. Рабинович С. Д. Северо-Уральский марганцеворудный бассейн. М., Недра, 1971.
15. Соколова Е. А. Марганценосность вулканогенно-осадочных формаций. — Тр. ГИН АН СССР, 1982, вып. 360.
16. Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала. Под ред. М. Г. Брейвель, Г. Н. Папулова, А. М. Ходалева. Свердловск, 1978.
17. Шадрин И. С. Новые данные о марганценосности Тагил-Кушвинского рудного района. — В кн.: Материалы к первой Уральской конференции молодых геологов и специалистов. Свердловск, 1967, с. 130—132.
18. Шатский Н. С. Избранные труды. Т. III. М., Наука, 1965.

Установлено, что размещение магматитов и парагенетически связанного с ними полиметаллического, медного и другого оруденения определяют так называемые выпуклые изгибы тектонических структур — участки их максимального растяжения и мобильности*. В сопряженных с ними вогнутых

* Имеются в виду выпуклые изгибы структур в объемном выражении (в плане, по падению и в продольном направлении).

изгибах, являющихся участками относительного сжатия, рудообразование и близкие к нему по времени метасоматические и магматические образования либо выражены слабо, либо отсутствуют [2].

Положение и морфология рудных залежей и сопряженных с ними во времени и пространстве интрузивных тел определяются внутренним строением изгибов — участков растяжения и сжатия. Подобные закономерности замечены нами и в Лениногорском районе. Полученные в последние годы новые данные дополняют и во многом корректируют существующие представления о закономерностях размещения и перспективности полиметаллического оруденения этого района.

В структурном отношении Лениногорский район приурочен в основном к Синюшинскому антиклинорию, граничащему на юго-западе с Быструшинским и на северо-востоке с Белоубинским синклинориями (рисунок).

Синюшинский антиклинорий — основная структура района — вытянут в северо-западном направлении. Осевая его плоскость круто падает на северо-восток, а структуры юго-западного крыла имеют крутое опрокинутое залегание. По простиранию шарнир антиклинория ундулирует с образованием узких синклиналей-прогибов (Правоубинской на северо-западе и Лениногорской — на юго-востоке) и широких антиклиналей (Синюшинской в центре описываемого региона и Ивановско-Березовской на крайнем юго-востоке). Наиболее крупная из них Синюшинская антиклиналь, по периферии которой расположены основные полиметаллические месторождения и рудопроявления.

Синюшинская антиклиналь занимает центральную часть антиклинория. В ее ядерной части выходят интрузивные массивы предположительно тельбесского и калбинского комплексов, прорывающие условно нижнепалеозойские метаморфизованные осадочные породы. Крылья сложены крутопадающими среднедевонскими вулканогенно-осадочными образованиями. Антиклиналь вытянута в северо-западном направлении и осложнена складками различных порядков (выпуклыми и вогнутыми изгибами). Выпуклые изги-

бы, являясь участками наибольшего растяжения и разуплотнения пород, фиксируются выступами Синюшинского интрузивного массива. Таких выступов по его периферии шесть: один на северо-западном выклинивании, три на юго-восточном фланге и по одному на северо-восточном и юго-западном контактах. Размещение, морфология, размеры выступов различны, что свидетельствует о разной напряженности («активности») магмоконтролирующей структуры по ее периферии. Тектонически наиболее напряженной была установка на юго-восточном фланге (погружении) Синюшинской антиклинали, являющейся северо-западным крылом Лениногорской синклинали. Здесь находятся три выступа гранитоидов — Центральный, Северо-Восточный и Западный. На каждом из них широко проявлены дайковые образования, свидетельствующие о мобильности этих участков гранитоидов и в более позднее время. Протектор Центрального выступа расположен собственно Лениногорское рудное поле.

Лениногорская синклиналь ограничена с севера Северным надвигом, юга — Обручевским (Ивановским) взбросом и ориентирована в восток-северо-восточном направлении. Она сложена полого залегающими вулканогенными образованиями среднего девона и перекрывающимися их терригенными образованиями средне-верхнедевонского возраста. Синклиналь осложнена продольными субширотными структурами второго порядка — Северной и Южной антиклиналями и разделяющей их Центральной синклиналью. В результате следующей деформации образовались своеобразные поперечные поднятия — прогибы северо-западного простирания — структуры третьего порядка, среди которых выделяются Осевая, Громотушинская и Успенская антиклинали. Первая находится в центре, вторая — на западе, третья — на северо-востоке Лениногорской синклинали. Они располагаются в створе с отложенными выступами Синюшинского массива (зонами наибольшего растяжения и магмопроницаемости).

К области пересечения Осевой и Северной антиклиналей приурочен Лениногорский купол с Риддер-Соко-

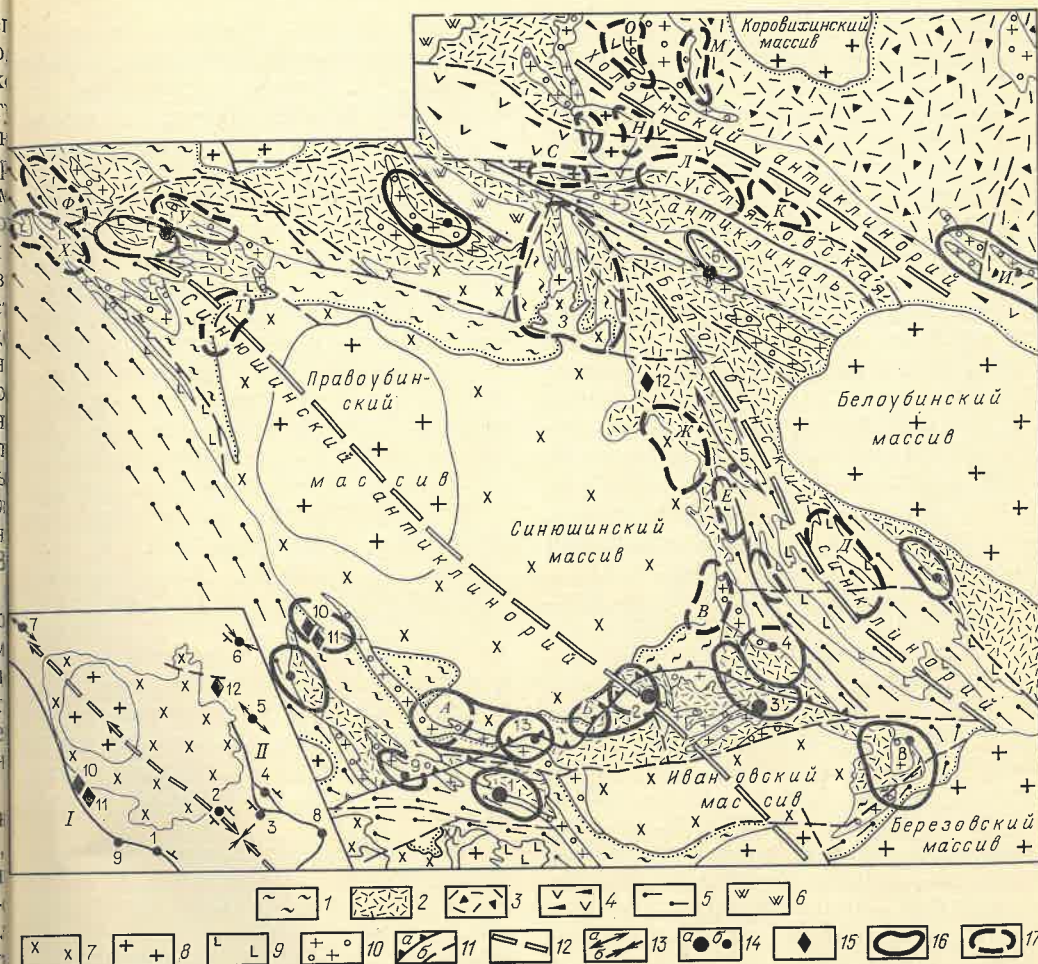


Схема расположения Кедровско-Бутахинской (I) и Успенско-Карелинской (II) зон смятия

1 — альбит-актинолит-эпидот-кварц-хлоритовые породы нижнего палеозоя; 2 — вулканогенно-осадочные образования эмского и эйфельского ярусов среднего девона (лениногорская, крюковская, ильинская, сокольская и усенская свиты); 3 — вулканогенно-осадочные образования хайдунской свиты эйфельского яруса; 4 — известковистые алевролиты и песчаники, лавы и туфы базальтовых и андезитовых порфиров хайдунской свиты; 5 — терригенные образования маломощными прослоями туфогенных пород эйфельского и живетского ярусов среднего и верхнего девона (белоубинская, шипуновская, алейская свиты) и нижнекаменноугольные образования; 6 — вторичные кварциты; 7 — гранитоиды тельбесского и лениногорского комплексов; 8 — граниты и гранодиориты калбинского комплекса; 9 — габбро-диабазы, диабазы, порфириды нижнекаменноугольного возраста; 10 — субвулканитические интрузии среднего-верхнего девона (альбитофиты, кварцевые альбитофиты и их эруптивные брекчи, андезито-дацитовые и дацитовые порфириды); 11 — тектонические нарушения (а — надвиги, б — сдвиги, сбросы и др.); 12 — оси антиклинорий и синклинорий; 13 — оси антиклиналей (а) и синклиналей (б); 14 — месторождения (а) и рудопроявления (б) колчеданно-полиметаллических, полиметаллических и медных руд (1 — Тишинское, 2 — Риддер-Сокольное, 3 — Ново-Лениногорское, 4 — Шубинское, 5 — Стрежанское, 6 — Чекар, 7 — Юбилейно-Снегирихинское, 8 — Выше-Ивановское, 9 — Габриэлевское); 15 — проявления железных руд (10 — Таловское, 11 — Архиповское, 12 — Чесноковское, 13 — рудопроявление скв. 994); 16 — перспективные рудные поля с известными месторождениями и рудопроявлениями (А, Б и др.); 17 — перспективные участки, на которых прогнозируются рудные проявления (В, Д, Е, Ж, З, И, К, Л, М, Н, О, Т, У, Ф, Х).

месторождением. Структура его прорвана сложно построенными субвулканитическими телами и дайками кислого и основного состава средне-верхнедевонского и верхнекарбонно-нижнепермского возраста. К области пересечения Южной и Успенской антиклиналей в восточной части Лениногорской синклинали (соответствующей структурам Лениногорского рудного

поля) приурочено Ново-Лениногорское месторождение. Структура его прорвана сложно построенными субвулканитическими телами и дайками кислого и основного состава средне-верхнедевонского и верхнекарбонно-нижнепермского возраста. К области пересечения Южной и Успенской антиклиналей в восточной части Лениногорской синклинали (соответствующей структурам Лениногорского рудного

поля) приурочено Ново-Лениногорское месторождение.

Правоубинская синклиналь находится на северо-западном погружении Синюшинской антиклинали. Ось ее ориентирована на северо-восток. В центральной части она осложнена продольной Снегирихинской антиклиналью второго порядка, на крыльях которой имеются выпуклые и вогнутые

изгибы. Сложена антиклиналь средне-девонскими вулканитами успешской свиты и средне-верхнедевонскими терригенными образованиями белобинской. Породы складки прорваны дайками кислого и основного состава средне-верхнедевонского возраста.

Кедровско-Бутахихинская зона смятия расположена на юго-западном крыле Синюшинского антиклинория. Она фиксируется зонами расланцевания, интрузиями (главным образом порфиоровыми телами средне-верхнедевонского возраста), гидротермально измененными породами, сопровождающимися геофизическими и геохимическими аномалиями, а также проявлениями сульфидной минерализации. Ориентированная в северо-западном направлении, она по простиранию волнообразно изогнута и состоит из трех крупных изгибов, два из которых обращены в сторону оси Синюшинского, а один в сторону Быструшинского синклинория. По амплитуде и морфологии они отличаются друг от друга. Наиболее резко выражен (с большей стрелой изгиба) Южный изгиб, обращенный в сторону Лениногорской синклинали. К экстремальной его части приурочено Тишинское месторождение. Вмещающие вулканогенно-осадочные породы среднего и средне-верхнедевонского возраста имеют здесь крутое залегание, опрокинутое на северо-восток. Рассматриваемый изгиб представляет собой поперечную антиклинальную складку (выпуклый изгиб), в замковой части которой широко проявлены сложные по морфологии субвулканические тела порфиров, складчатые и разрывные нарушения, а также гидротермальные изменения и рудные образования.

Северо-западнее расположен Центральный вогнутый изгиб, сопряженный с Южным и имеющий юго-западную ориентировку. Поэтому в нем слабее проявлены магматиты и поля гидротермального изменения пород.

По простиранию в северо-западном направлении Центральный изгиб сменяется слабо выраженным Северным с осью северо-восточного простирания. Экстремальная часть его находится в створе с центральной частью Правобинской синклинали. Здесь в Кедровско-Бутахихинской зоне смятия,

как и в районе Южного ее изгиба широко (но менее интенсивно) развиты дайки и сложно построенные тела кварцевых альбитофинов, габбро-диабазов и диабазовых порфиров, также разрывные нарушения и гидротермально измененные породы. Рудных проявлений не обнаружено.

Успенско-Карелинская зона смятия расположена на северо-восточном крыле Синюшинского антиклинория так же, как и Кедровско-Бутахихинская, фиксируется многочисленными мелкими зонами дробления, расланцевания, интрузивными телами андзит-базальтового и липарит-дацитового состава. В ней известны многочисленные проявления сульфидной минерализации, рудопроявления и месторождения, а также геофизические и геохимические аномалии. Породы зоны характеризуются северо-западным до субмеридионального простирания и крутым северо-восточным падением. В пределах зоны развита изоклинальная складчатость, которая значительно затухает региональным динамометаморфизмом и блоковой тектоникой.

Зона осложнена двумя изгибами юго-западной ориентировкой и тремя — с северо-восточной. На крайнем юго-восточном фланге на участке Выше-Ивановского рудопроявления породы испытывают резкий изгиб (выпуклостью обращенный в сторону более молодых пород) со сменой простирания с северо-западного на северо-восточное и падением на восток. В ядерной части этой антиклинальной складки, имеющей протяженность простирания около 6—7 км, фиксируется большое количество магматитов кислого, среднего и основного состава. В полосе развития успешской свиты и приурочено к участку ее поперечного осложнения — выпуклого изгиба. Падение вмещающих среднедевонских пород и рудных тел здесь четкой минерализации, которая в отдельных участках образует богатый восток. Такое залегание прослежено рудные концентрации, вскрытые до глубины 1200 м. Максимальное развитие изверженных пород и наибольший ореол гидротермальных изменений наблюдаются в центральной части изгиба, осложненного как в плане, так и по падению более мелкими изгибами, среди которых выпуклые являются рудолокализирующими. Мощ-

По направлению на северо-запад Выше-Ивановский изгиб сменяется Успенско-Шубинским, имеющим юго-западную ориентировку выпуклостью

подобно Тишинскому) в сторону оси Лениногорского прогиба, что обусловлено влиянием субширотного прогиба. В направлении на северо-запад выявлены еще три изгиба (см. рисунок): Бархотский (В), Чесноковский (Ж) и Кондрашихинский (З), ориентированные с северо-восток от оси Синюшинского антиклинория. Наиболее четко выражен Кондрашихинский изгиб, ядерная часть антиклинальной структуры которого сложена нижнепалеозойскими образованиями. В последних встречаются протяженные зоны рассеянной сульфидной, существенно цинковой минерализации.

Чесноковский изгиб слабо выражен и характеризуется плавными очертаниями. В его выпуклой части, сложенной среднедевонскими породами, известен ряд участков рассеянной сульфидной минерализации, фиксируемых геофизическими аномалиями. Бархотский изгиб характеризуется недернием в среднедевонские отложения большого количества тел липаритовых порфиров и габброидов, многочисленных даек андезитовых порфиров, а также локальными проявлениями полиметаллического оруденения. Расстояния между центрами перечисленных изгибов колеблются от 11 до 15 км, в среднем 13 км.

С целью выяснения закономерностей локализации и распределения полиметаллического оруденения и оценки перспектив Лениногорского рудного района охарактеризуем ряд известных, хорошо изученных месторождений и рудопроявлений.

Тишинское месторождение залегает в Кедровско-Бутахихинской зоне смятия. В полосе развития успешской свиты и приурочено к участку ее поперечного осложнения — выпуклого изгиба. Падение вмещающих среднедевонских пород и рудных тел здесь четкой минерализации, которая в отдельных участках образует богатый восток. Такое залегание прослежено рудные концентрации, вскрытые до глубины 1200 м. Максимальное развитие изверженных пород и наибольший ореол гидротермальных изменений наблюдаются в центральной части изгиба, осложненного как в плане, так и по падению более мелкими изгибами, среди которых выпуклые являются рудолокализирующими. Мощ-

ность рудных тел на таких участках намного больше, чем в соединяющих их вогнутых изгибах. Ориентированы они, как и основной изгиб, на северо-восток. В параллельных сближенных рудоконтролирующих структурах изгибы находятся друг от друга на расстоянии от 300 до 500 м, образуя в совокупности своеобразные полого склоняющиеся на юго-запад рудные «столбы». Расстояние между ними 200—400 м, мощность «столбов» и содержание полезных компонентов в них с глубиной уменьшаются. По направлению на северо-запад от Тишинского месторождения, на участке северо-западного крыла рассмотренного выпуклого изгиба известен ряд полиметаллических проявлений и зон рассеянной свинцово-цинково-медной минерализации, сопровождающихся геофизическими и геохимическими аномалиями (Острушинский участок). Относительно крупное среди них Габриэлевское месторождение.

По мере перехода Кедровско-Бутахихинской зоны в ее вогнутый изгиб интенсивность полиметаллической минерализации падает. Лишь на Черемшанском участке имеется ряд проявлений жильного и гнездово-вкрапленного сульфидного оруденения; относительно крупное среди них Черемшанское. Вполне возможно, что аномальные проявления полиметаллической минерализации к северо-западу от Тишинского месторождения связаны с более мелкими выпуклыми изгибами, осложняющими северо-западное крыло Тишинского рудолокализирующего изгиба. На юго-восточном его крыле рудной минерализации пока не встречено.

Шубинское месторождение расположено в центральной части Успенско-Карелинской зоны смятия. Вулканогенно-осадочные образования успешской и терригенные отложения белобинской свит простираются здесь в северо-западном направлении с падением на северо-восток и слагают поперечную антиклинальную складку сундучного типа. Ядро ее в свою очередь осложнено более мелкой волнообразной складчатостью. К ядерным частям мелких антиклинальных структур приурочены богатые и мощные столбо- и лентообразные рудные тела.

Риддер-Сокольное месторождение приурочено к Лениногорскому куполу, сложенному слабо метаморфизованными породами условно нижнепалеозойского возраста, вулканитами нижнего и среднего девона*, а также терригенными образованиями среднего и верхнего девона. Купол вытянут в северо-восточном направлении и сложен волнообразными поперечными антиклинальными и синклиналиными складками (выпуклыми и вогнутыми изгибами) различных порядков [4]. Осложняющие положительные складчатые структуры в совокупности слагают своеобразные выступы — «гребни», сходящиеся в вершине и веерообразно расходящиеся к периферии. Сложность этих структур нарастает по мере приближения к центральной части, где широко развиты дорудные субвулканические тела порфиоров средне-верхнедевонского возраста.

Полиметаллическое оруденение накладывается как на породы нижнего палеозоя, так и на вулканиты нижнего и среднего девона. Оно представлено залежами, приуроченными к волнообразным поперечным складкам («гребням»), сконцентрированными в центральной части купола — на участке наибольшего разуплотнения и растяжения пород к моменту рудообразования. По мере удаления от этого участка оруденение затухает и в смежных синклиналях практически отсутствует. Рудолокализирующими структурами служат главным образом межслоевые трещинные зоны, сопровождающиеся рядом оперяющих трещин, осложненных волнообразными изгибами, в выпуклых частях которых мощность рудных тел и прожилков наибольшая.

В размещении оруденения установлена этажность. Верхний этаж (высотой до 400 м) экранируется так называемыми «сланцами всячего бока» крюковской свиты верхнего эмса. Он сложен барит-полиметаллическими и полиметаллическими рудами, с глубинной переходящими в медно-цинковые. Оруденение нижнего этажа сосредоточено главным образом в зоне контактовой полосы нижнепалеозойских

образований и ниже-среднедевонских вулканитов. Руды полиметаллические (существенно свинцово-цинковые) связаны с разрывными нарушениями, интенсивность пликтивных деформаций верхнему этажу контур его оруденения несколько смещен к северо-востоку и амплитуда более мелких структур рудолокализирующими выпуклыми изгибами пород (поперечными антиклинальными складками) отмечается на нескольких залежах, имеющих определенный шаг — от 200 до 500 м. Малые расстояния (или шаги) характерны для вершинной части Лениногорского купола, большие — для его периферии.

Выше-Ивановское рудопроявление приурочено к северному крылу хороших залежей. Мощность рудной выработанной крупного одноименного выпуклого изгиба пород, сложенного среднедевонскими вулканитами или частями брахиантклиналин, вмещающих рудные залежи. Месторождение Чекмарь приурочено к поперечной антиклинальной складке, образует ряд мелких тел, связанной северо-восточное крыло с тектоническими ослабленными зонами северо-западного простирания, сопровождающимися проявлением гидротермального метаморфизма и Холзунского антиклинория на юго-востоке. Рудовмещающими структурами являются вулканогенно-осадочные образования успенской свиты, перекрывающие участок рудопроявления успенской свиты, перекрывающие (к западу от месторождения) в доизучении. Особенно интрузивными белобинской. Простирания участки, приуроченные к вулканическим на юге рассматриваемого участка северо-западное 300°, токовых поверхностей) штока кварцевых альбитофиоров средне-верхнедевонского возраста к юго-востоку от рудных проявлений.

Ново-Лениногорское месторождение расположено к востоку от Риддер-Сокольного. В результате наложения Поперечная Чекмарская антиклинальная складка (выпуклый изгиб) северо-западного простирания на более ранние северо-восточные образования (брахиформными и изоклинальными складками) и разрывными нарушениями (30—60°) крыльями, большими телами кварцевых альбитофиоров и рудными телами. Максимум оруденения в Лениногорской свите, сложенной из эффузивных липаритовых порфиритов и их брекчий. Размерной складки, где вулканогенные отложения претерпели наибольшие деформации. Крылья складки осложнены волнообразными изгибами более высоких порядков. В выпуклых изгибах рудных залежей составляет 300 м. По мере приближения к юго-западу мощность рудных тел намного больше,

чем в соединяющих их вогнутых. Осложненность тектоно-магмо-рудолокализирующих структур отмечается не только в плане, но и по падению. В близпараллельных сближенных структурах они в совокупности составляют, как и на Тишинском месторождении, рудные пологопадающие «столбы».

Рудолокализирующей структурой на месторождении Чекмарь является изогнутое юго-западное крыло брахиантклиналиной складки, шарнир которой испытывает ундуляцию в северо-западном и юго-восточном направлениях под углами 60—80°. По простиранию Чекмарская поперечная магморудоконтролирующая структура сменяется слабо выраженными поперечными синклиналями (вогнутыми изгибами), а последние — небольшими поперечными антиклиналями. К северо-западной из них приурочено полиметаллическое месторождение Гусляковское, а к юго-восточной — рудопроявление Звездное. В более крупном плане они располагаются на крыльях поперечной Чекмарской антиклинали.

Таким образом, пространственное положение основной массы полиметаллического оруденения Лениногорского района в общем случае контролируется волнообразным рисунком тектонической деформации расслоенных толщ вулканических, вулканогенно-осадочных и осадочных пород девона. Волнообразный рисунок деформации пород состоит из двух структурных элементов — выпуклых и вогнутых изгибов, чередующихся в латеральном (в плане) и вертикальном (в разрезе) направлениях. Выпуклые изгибы деформации характеризуются относительно большей степенью разуплотнения и растяжения пород, меньшим всесторонним сжатием, а вогнутые — наоборот. Отсюда очевидно, что выпуклые изгибы, к которым относятся «антиклинали», «купола» и т. д., наиболее благоприятны для локализации рудных и магматических образований.

Краткая характеристика геологических условий локализации отдельных месторождений позволяет рассчитывать на обнаружение новых скрытых промышленных концентраций оруденения в рамках известных рудоносных участков.

* По данным Т. Ф. Трубачевой, Н. М. Фрида, Б. М. Руденко, среди вулканитов широко развиты пизолитовые туфы андезитового состава.



ИТОГИ РАБОТЫ XXVII МГК

К 553.6.061.3

С. ФИЛЬКО, Л. С. СОНКИН (Мингео СССР)

Неметаллические полезные ископаемые

С позиции волнового характера размещения оруденения в рассматриваемом районе можно выделить ряд новых перспективных участков. В районе Риддер-Сокольного месторождения такие участки (В и А) расположены на продолжении Северо-Восточного и Западного выступов гранитоидов Синюшинского массива. На одном из них обнаружено еще не достаточно оцененное колчеданно-полиметаллическое рудопроявление, вскрытое скважиной 994. Другим перспективным, недостаточно пока изученным участком представляется экзоконтакт выступа гранитоидов на северо-восточной границе Синюшинского массива, далеко вдающегося во вмещающие вулканогенно-осадочные образования ниже-среднепалеозойского и среднедевонского возраста (Кондрашихинский участок). Известные здесь гидротермальные изменения и прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация, возможно, являются индикаторами полиметаллического оруденения на глубине.

Заслуживает внимания и поперечная антиклинальная складка, осложняющая северное крыло Гусляковской антиклинали (участки Л и К). Геологоструктурная обстановка здесь идентична месторождению Чекмарь. Определенный интерес представляют участки выпуклых изгибов контактов штокообразной порфировой интрузии среднего девона, прорывающей вулканы Крюковской свиты к западу от Коровихинского гранитного массива (участки М, О, П).

Перспективными представляются площади на северо-западном продолжении Синюшинского массива (участок Т) в Правоубинской синклинали (участок У), а также и в других районах рассматриваемой территории. Известны они и в соседнем Прииртышском районе [4].

Причина возникновения волнообразных (сигмаподобных) структур в крупном плане (Алтай, Урало-Тянь-Шаньский пояс), по мнению В. Я. Кошкина [3], заключается в многократном проявлении продольно-сдвиговой деформации, выражающейся в сдавливании ранее образованных структур по

их простирацию. Главный фактор разования волнового рисунка деформации в рамках рудных полей, узлов районов и зон, по мнению А. К. Каюпова (1984 г.), заключается в чередовании по латерали относительно поднятых и опущенных блоков осадочных, а проявление его по вертикали — в характере распределения статической нагрузки в породах висячих и лежащих блоков зон деформации. Учет волнового характера деформаций геологических тел может, наряду с выявлением закономерностей размещения эпигенетического оруденения, оказать положительное влияние на эффективное направление поисковых работ как в Лениногорском, так и в других районах Рудного Алтая.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Закономерности размещения золотого оруденения в центральной части Юго-Западного Калбы/А. К. Каюпов, Б. М. Руденко, П. В. Иншин, Ю. И. Казанин. — Изв. КазССР. Сер. геол., 1973, № 1, с. 13—20.
2. Каюпов А. К., Руденко Б. М., Казанин Ю. И. Некоторые закономерности размещения догенного оруденения в металлогенических зонах. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1974, № 2, с. 10—20.
3. Кошкин В. Я. Роль продольного сдавливания в образовании тектонических структур земного шара. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 9, с. 69—85.
4. О волновом характере размещения полиметаллического оруденения в Лениногорском рудном поле/Ю. Ф. Олейник, В. А. Мохов, Б. М. Руденко, В. В. Богацкий. — В кн.: Тезисы X Всесоюз. металлоген. совещания. Металлогения Урало-Монгольского складчатого пояса. Т. IV. Алма-Ата, 1983, с. 68—70.
5. Полянский Н. В., Ермолов П. В. Новые данные о геологическом строении Белоусовского колчеданно-полиметаллического месторождения на Рудном Алтае. — Изв. КазССР. Сер. геол., 1983, № 1, с. 21—25.
6. Руденко Б. М. Закономерности размещения и перспективность редкометального и сульфидного оруденения в юго-западном кластере Нарымского массива (Алтай). — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1978, № 2, с. 53—56.
7. Рудоконтролирующее значение зон растяжения на примере Зыряновского района/А. К. Каюпов, А. М. Марьин, Б. М. Руденко и др. — В кн.: Информ. сборник ИГН АН КазССР. Алма-Ата, 1975, с. 88—90.
8. Хаматов И. С., Хорсов А. А., Руденко Б. М. Рудоконтролирующие структуры и глубинное строение Юго-Западного Предкавказья. — В кн.: Геология. Вып. VII. Алма-Ата, 1971, с. 83—89.

ену, из водного раствора в форме фосфатных модулей в связи с деятельностью бактерий.

По мнению П. Дж. Кука, теория фосфогенеза разработана недостаточно и требует дальнейших исследований, в том числе на основе теории тектоники литосферных плит. Автором предложены две модели фосфогенеза: модель «А» — для широтно и модель «Б» — для меридионально вытянутых океанических бассейнов с такой последовательностью геологических процессов: 1) континентальное осадконакопление; 2) рифтинг по широтно (или меридионально) ориентированным разломам; 3) формирование эвапоритов по границам плит в начальную стадию их разъединения; 4) полное разъединение плит, приводящее к образованию динамического апвеллинга и накоплению фосфоритов на участках бассейна с высокой биопродуктивностью; 5) продолжение спрединга и, как следствие этого, расширение бассейнов, ослабление апвеллинга и затухание процессов фосфогенеза.

На основе опытов по синтезу апатита Ж. Люка и Л. Прево (Франция) предложили новую модель генезиса осадочных фосфоритов, учитывающую переход фосфора из органической формы в неорганическую в процессе бактериального разложения органического вещества. По их мнению, неизменными условиями для формирования фосфатных отложений являются: интенсивная биологическая активность в областях апвеллинга; морская среда, благоприятная для развития устойчивого планктона, бедного карбонатными микроорганизмами; наличие литологической ловушки для сохранности организмов и спокойная среда для развития деятельности бактерий ниже границы раздела вода — осадок.

Вопросы фосфогенеза и закономерностей локализации фосфоритов рас-

смотрены также во многих работах, посвященных отдельным периодам фосфатообразования или частным регионам с фосфатной минерализацией. С. Р. Риггс (США), раскрывая процесс миоценовой седиментации фосфоритов на континентальной окраине юга США, показал ее циклический характер, закономерность изменения литологического состава пород в связи с колебаниями уровня моря. Подмечены генетическая связь фосфоритов с терригенными осадками и их закономерное «выклинивание» в сторону карбонатных; обсуждена временная связь фосфатонакопления с периодами оледенений. Р. Н. Саутгейт (Австралия) при рассмотрении генезиса среднекембрийских фосфоритов бассейна Джорджина основное внимание уделил апвеллингу и «синхронному» выветриванию фосфатонесущих карбонатных пород — основных поставщиков фосфатного материала в бассейны седиментации.

В докладе Э. Льянзуна (КНР), посвященном закономерностям размещения фосфоритовых месторождений в Китае, подчеркнута связь между фосфатоосадконакоплением и мелководьем, обеспечивающим активную гидродинамику среды. Месторождения обычно приурочены к основаниям трансгрессивных серий осадков. Следует отметить, что из 18 стратиграфических уровней фосфатонакопления промышленные скопления приурочены только к нижнекембрийскому и верхнесинийскому, принадлежащих к литологическим ассоциациям океанических платформ и редко — к геосинклинальным. Механическое обогащение, синхронное с седиментацией, явилось решающим фактором при формировании промышленных пластов фосфоритов.

Специфика фосфоритов о. Науру, образовавшихся фильтрационно-метасоматическим путем, рассмотрена в докладе Д. З. Пайпера и В. Дж. Лобнера (США). Осаждение происходило из фосфатонесущих вод на известковом барьере при выходе из внутренней лагуны древнего атолла в океан при понижении уровня последнего. В докладе Нгуен Данг Кхоа и Тран Кван Тинх приведена петрологическая характеристика терригенно-карбонатной

апатитонесущей формации, а также карстово-инфильтрационных и осадочных гуано-фосфоритов Вьетнама.

Проблема древнего фосфатонакопления — крупнейшего по объему осадочных фосфатов, освещена в докладе А. Л. Яншина, А. В. Ильина и Э. Еганова (СССР). Как известно, к новым регионам их развития относятся бассейны — Каратау, Хубсугульский и Дэкординский; провинции — Падно-Африканская, Восточно-Бразильская, Низких Гималаев в Индии, Непале и Пакистане, Юньнань-Сычуаньская на платформе Янцзы и Характерной особенностью древних фосфоритов является нахождение в одной, часто сложно построенной продуктивной пачке и малая ширина зоны фосфатонакопления. Спутники фосфоритов служат доломиты и чистые сланцы с повышенным количеством органического углерода, а также кремни. При этом органическое вещество в значительных количествах накапливается в более глубоководных фациях, чем фосфориты.

Палеогеографическое положение древних фосфоритов определяется приуроченностью к типично морским отложениям, но тяготеющим к участкам относительных поднятий морского дна. Массовое накопление фосфоритов в самом конце докембрия — начале кембрия совпало с бурным расцветом органического мира, или с так называемой «кембрийской радиацией». К этому времени относится начало биологической транспортировки фосфора из приповерхностных частей водоемов к придонным. Климат в областях фосфатонакопления был жарким и сухим, способствовавшим накоплению эвапоритов и выпадению в осадок фосфора и магния при смене доломитов известняками. Допускается возможность более высоких концентраций фосфатов в воде древних морей и океанов по сравнению с современными.

О тесной парагенетической связи фосфоритонесущих толщ с углеродистыми сланцевыми отложениями свидетельствуют материалы, представленные в докладе Н. И. Юдина и И. Боровской (СССР). Ими указывается на смену геотектонических позиций фосфорсодержащих площадей во время

от протоплатформенных в раннем протерозое к геосинклинальным в палеозое и венде, миогеосинклинальным в раннем кембрии, платформенным в среднем и позднем кембрии, а также в перми.

А. С. Соколов (СССР), соглашаясь с характерными предпосылками формирования богатых промышленных фосфоритов, которыми являются мелководные шлейфы с активными гидродинамическими обстановками, рассматривает их в первую очередь как условия, благоприятные для химической и механической переработки бедных первичных морских фосфоритов, облагораживания за счет выноса минерально-кремнистого материала и других вредных примесей. Вслед за А. Л. Яншиным он отрицает существование в прошлом глобальных эпох фосфатонакопления, как и мировых трансгрессий и регрессий. По А. С. Соколову, максимумы фосфатонакопления в отдельные периоды, как правило, территориально строго обособлены и связаны с регрессивными стадиями крупных трансгрессивных эпох проливно- и заливообразных бассейнов. Н. А. Красильникова, А. М. Тулина и А. И. Наливкина (СССР) отдают большую роль в процессах формирования фосфоритовых руд катагенезу осадков, их последующему перерыву и выветриванию, а также ограниченной терригенной седиментации. Н. Г. Батурин (СССР) обосновывает невозможность современного хемогенного осадочного фосфоритования (0,07 мг/л) фосфора, находящегося в устойчивых фосфатно-карбонатно-кальциевых комплексах. Оно происходит при обмене вещества и энергии в системе атмосфера — гидросфера — биосфера — литосфера, в первую очередь в окраинных зонах океана. Современные и дочетвертичные фосфориты схожи с более древними и также представлены зернами, желваками, глыбами, капролитами и костями детритом, что свидетельствует в пользу единообразия их генезиса.

В докладе В. С. Бойко, Ш. Жураева (СССР) дана характеристика среднемиоценовых отложений Средней Азии, включающих три типа фосфоритов: зернистые, желваковые и галечничко-

желваковые, представленные конкрециями в глауконито-кварцевых песках, выше — зернистые, сложенные фосфатными зернами (биоморфозы по остаткам планктонной фауны, костных обломков и оолитов) в глинисто-карбонатных или кремнистых отложениях; на участках палеоподнятий зернистые фосфориты замещаются галечниковыми.

Закономерности формирования месторождений апатита приведены лишь в докладах советских исследователей (В. В. Проскуряков, О. Б. Дудкин, Г. М. Вировлянский, В. И. Ноздря и др.), в основном на примере Хибинской группы. Отмечены тесная генетическая связь апатит-нефелиновых руд с уртитам, наличие вертикальной зональности, радиальных и конических разломов, осложняющих строение интрузива и отдельных месторождений, наибольшая перспективность на средних эрозионных срезках. Выявление карбонатитовой интрузии, секущей массив щелочных нефелиновых сиенитов на его восточном фланге, позволило установить геохимическую и генетическую близость месторождений апатита карбонатитового и апатит-нефелинового типов, наблюдавшуюся ранее в других районах.

Отдельные вопросы геологического строения бассейнов и месторождений фосфоритов, характеристика их вещественного состава и влияния последнего на обогатимость сырья были освещены в докладах Н. Д. К. Наира, А. К. Джайна (Индия), А. М. Абеда (Иордания), Дж. Райта, У. Т. Холсера (США), Ж. Бямба (МНР); Л. А. К. Рао, С. Х. Расула, Д. М. Банержи, Дж. Д. Арнета (Индия), В. З. Блисковского, Ю. Н. Занина, Д. А. Минеева (СССР).

Месторождениям самородной серы, литологии сероносных отложений и биогеохимии серы в современных осадках были посвящены доклады У. К. Гуссоу (Канада), В. С. Знаменского (СССР), И. Ниека (ПНР), С. К. Кропачевой, А. Ю. Леин и М. В. Иванова (СССР).

У. К. Гуссоу на фоне общего геохимического цикла серы в земной коре (сульфидной, сульфатной и преобразования ее в самородное состояние) рассмотрел вопрос о возможности

формирования скоплений жидкой серы на глубинах 3000 м и более, где температура среды превышает 112,8 °С. Сера здесь тяжелее воды и мигрирует в более глубокие части осадочного бассейна, где концентрируется в виде крупных скоплений. По сообщению У. К. Гуссоу, фирма «Филлипс» сумела получить 51 т серы в день с глубины 6000 м, но жидкая сера затвердевает в трубах.

Поиски жидкой серы в СССР возможны в нефетегазоносных областях геофизическими методами. Потенциально сероносные участки характеризуются повышением или снижением энергии отражения (методы «ярких» и «темных» пятен).

Общепринятая модель формирования сероносных метасоматических известняков представлена на примере серных месторождений ПНР (И. Ниек) и СССР (С. К. Кропачева). Структурно-текстурные особенности метасоматических сероносных известняков в значительной мере предопределяются вторичными, наложенными процессами: перекристаллизацией, выщелачиванием, заполнением трещин серой, замещением ее битумами, карстованием вмещающих пород и выветриванием серы. Проведено сопоставление различных признаков строения и закономерностей размещения галогенных формаций, включающих месторождения самородной серы СССР; осуществлен палеогеографический анализ накопления сульфатоносных пород в пределах верхнеказанской, очинской, гаурдакской, тортонской, месинской и нижнефарской сероносных формаций; выделены литолого-текстурные типы сульфатоносных пород продуктивных толщ серных месторождений.

В. С. Знаменским (СССР) рассмотрен вопрос генезиса самородной серы и сопутствующих минералов в современном гидротермальном процессе на примере Курило-Камчатской сероносной области СССР. Залежи самородной серы здесь связываются с конкретными типами вулканических построек: вулканотектоническими депрессиями, эффузивными конусами и др. Делается вывод о наложении во времени и пространстве различных типов построек в результате эволюции

вулканизма на фоне геотектонического развития Камчатки и Курильских островов. При этом ранее сформировавшиеся залежи серы могут быть поглощены продуктами последующего вулканизма, что затрудняет их поиски. В этих условиях важным поисковым признаком является химический состав современных термопроявлений. Изотопный состав серы в минеральных газах, растворах позволил сделать вывод о корово-мантийном источнике серы на известных месторождениях.

В докладе А. Ю. Леин и М. В. Инонова (СССР) освещен литолого-химический аспект биогеохимических процессов круговорота серы в современных осадках. Установлено, что в диагенезе осадков в океанах ежегодно захороняется около 126 млн. т серы со средней величиной $\delta^{34}\text{S} = -2$ ‰. Это представляет интерес при анализе генезиса ее месторождений.

Проблемы образования эвапоритовых формаций рассмотрены в многочисленных докладах советских и зарубежных исследователей. По мнению В. И. Седлецкого, А. А. Байкова, Н. И. Бойко (СССР), состав и строение галогенных формаций не позволяют однозначного объяснения как в допущении нормально-осадочного накопления, так и возможного эвапоритового источника солей. Соленаконные рифовые формации, отличающиеся большой протяженностью и мощностью галогенных отложений, не имеют высокой калиеносности, повышенного содержания терригенного и вулканогенного материала и металлов, связываются с эндогенными факторами. Для них характерны отсутствие рифовых построек и трансгрессивный тип разреза, где красноцветные терригенные породы сменяются соленосной толщей и затем морскими карбонатными отложениями. Для формаций платформенных прогибов (изометричных впадин и синеклиз) обычны регрессивный тип разреза, циклическое строение, отсутствие вулканического вещества, высокая калиеносность, наличие рифовых построек и сложный состав солей. Ведущим фактором в соленаконном является климатический.

М. А. Жарков (СССР) отмечает связь эвапоритового осадконакопления с карбонатной седиментацией, осад-

нением органического вещества, эволюцией гидросферы и атмосферы Земли. От протерозоя до кайнозоя смена осадков идет в направлении все большего их разнообразия — от гипсов до калийно-сульфатных, натриево-сульфатных и хлоридно-карбонатных.

Экспозиционно-осадочный процесс объясняет отложение солей на дне морских и континентальных бассейнов в растворах высокоминерализованных гидротерм, поступающих в бассейны морского типа вне связи с аридным климатом.

Характеризуя физико-химические условия галогенной седиментации по результатам изучения включений в минералах солей, Г. А. Московский, К. М. Ириштин, Ф. И. Ковальский (СССР) констатируют, что галит в кунгурских галогенных отложениях Прикаспийской синеклизы отлагался из частично метаморфизованной рапы сульфатного состава. Она содержала к началу осадки ионы калия + магния и сульфата в количестве 5,22 и 12 г/л соответственно. Температура соленаконения превышала 30—35 °С, глубина бассейна — 70—90 м; при садке калийных солей она повышалась до 50—70 °С при снижении глубины солеродного бассейна до 20 м. На примере геологического строения Непского калиеносного бассейна Э. И. Чечель, М. Г. Машович, А. В. Синцов (СССР) отметили, что карналлитовая часть разреза соответствует мелководным частям бассейна, а сильвинитовая — погруженным; на бортах развиты гипсовые валы.

Сходная модель солеобразования приведена в докладе Лиу Кун, Ксу Ченминга и др. (КНР), выделивших зону соляного мелководья (гипс и галит) и центральную солеобразующую зону с галитом, калиевыми и магниевыми солями. Оригинальная модель доэвапоритовой стадии бассейна предложена Т. Перитом (ПНР), выделившим два конечных этапа: высокого морского уровня, соответствующего распаду ледников Гондваны, и низкого уровня, отвечающего расширению ледникового покрова.

В докладе Юссеф Эль-С. Н., А. М. Хамел (Египет) приведены результаты стратиграфического изучения среднеми-

ценовых эвапоритов Синайского полуострова, имеющих в своем составе кристаллические вторичные гипсы, белый порошкообразный ангидрид, мергели, доломиты карбонатные и битуминозные глинистые породы. Сходный разрез эвапоритовых отложений, не содержащих калиевых и магниевых солей, приводится С. Трашлиевым (Ирак) для Африканско-Арабской платформы и геосинклинали Загрос. Они представлены карбонатными и гипсо-ангидритовыми породами, а также каменной солью.

Результаты изучения строения месторождений цехштейнового седиментационного бассейна и эволюции кальцит-сульфат-галитовых и калийно-соляных пород изложены в докладах З. Вернера (ПНР), Г. Занкера, А. Ульриха (ГДР). В докладах К. Миера и Д. П. Уилсона (США) отмечается наличие пространственной и генетической связи месторождений нефти с эвапоритами, которые могут служить источником углеводородов и их коллекторами, а также свинцово-цинковой минерализации в карбонатных отложениях эвапоритовых толщ.

Особый интерес представил доклад К. Рекаи, О. Орхана (Турция) об уникальном месторождении природной соды, расположенном к западу от Анкары. Здесь пласты троны мощностью от 3 до 30 м залегают на глубинах 170—330 м и подстилаются лигнитами. На связь эволюции галогенеза и химического состава поверхностных вод обращено внимание в докладе Ю. В. Баталина, Е. Ф. Станкевича, В. Г. Чайкина (СССР). Авторы считают, что появление содовых вод датируется ранним палеогеном, хлоридных — поздним мелом, сульфатно-натриевых — ранней пермью.

В докладе С. Ордонеза, Ю. Мендуина и др. (Испания) дается характеристика месторождений сульфата натрия в третичных бассейнах. В бассейне «Мадрид» эвапоритовая формация имеет мощность до 1000 м, а пласты солей представлены глауберитом, полигалитом, тенардитом, ангидритом и магнезитом. Оработка тенардит-глауберитовых пластов мощностью 5—8 м производится путем выщелачивания с осаждением сульфата натрия. Как новое месторождение комплексного

сырья охарактеризованы осадки и рассолы озера Жа-Буйе в Тибете в докладе Женг Мианпинга, Лиу Венгао, Ксианг Чжуна (КНР). В рассолах установлены высокие содержания бора, калия, лития, рубидия, цезия, фтора; из минералов в осадках присутствуют сильвин, бораты, мирабилит, трона.

Проблема происхождения гранитных пегматитов имеет большое практическое значение для изучения закономерностей формирования мусковита, керамического и оптического сырья, а также связанных с ними редких металлов. А. И. Гинзбург (СССР) выделил следующие основные формации пегматитов: хрусталеносных относительно малых глубин (2—3 км), редкометалльных средних глубин (3—8 км), слюдоносных больших глубин (7—10 км) и керамических (более 10 км), характеризующихся соответствующими фациями метаморфизма вмещающих пород (зеленых сланцев, амфиболитовой и гранулитовой, соответственно) и процессами метасоматоза. Раскрывая характер взаимоотношения пегматитов с гранитами, автор подчеркнул, что в одних районах для слюдоносных пегматитов она отсутствует, в других — довольно тесная с пегматоидными плагиогранитами, занимающими значительные площади. При этом пегматоидные граниты нередко переходят в пегматиты. Отмечается большая роль вмещающих пород при образовании слюдоносных пегматитов, приуроченных обычно к высокоглинозистым плагиоклазовым гнейсам, обогащенным кианитом.

Постоянство связи слюдоносных пегматитов с определенными магматическими и метаморфическими комплексами вмещающих пород — гранитами-анатектитами и дистеновыми гнейсами — подтверждает Г. Г. Родионов (СССР), указывая на их кристаллизацию при низких температурах в сравнении с пегматитами других формаций. Б. М. Шмакин (СССР) на основе экспериментальных данных показал, что образование мусковитовых пегматитов может происходить при первоначальном давлении 700—800 МПа (на глубине 6—8 км). Высокие давления обусловили повышенные содержания бария в первичном

калиевом полевопшпате мусковитовой минерализацией, посвящен доклад В. В. Архангельской, А. И. Гинзбурга и др. (СССР). Эти породы приурочены к зонам региональных разломов без «видимой» связи с магматическими образованиями и развиты по мусковитовых пегматитов Восточной Сибири, Карелии, Индии, США содержат кристаллическим сланцам в виде выделений поперечно-зональных тел с высоким содержанием фтора и щелочных элементов. Минеральный состав руд — кварц, мусковит, микроклин, альбит, щелочные минералы, эгирин, криолит. Содержание фтора достигает здесь 8 %. Характеристика условий формирования промышленных месторождений флогопита и вермикулита дана в докладе М. А. Лицарева и П. П. Токмакова (СССР). Месторождения флогопита, связанные с ультраабиссальными, тектонитов и агрегатов парии гранито-гнейсовыми комплексами, приурочены к полям интенсивной гравитационной метасоматической модификации докембрийских метаморфических толщ, включающих доломитовые и магнезитовые мраморы. Образование промышленного флогопита обусловлено контактово-реакционным взаимодействием магнезиально-карбонатных и алюмосиликатных пород в условиях существования высокотемпературных растворов, соответствующих поздней щелочной стадии скарнового процесса и переходному этапу к кинеритовой стадии. Вермикулиты образуются в результате наложения древнейших флогопитов и маложелезистые слюды обычно в ультраосновных — в биотитовых и основных интрузивно-метаморфических комплексах. Наиболее легко переходят в вермикулит слабожелезистые слюды в умеренножелезистой среде, образуя магнезиевую разновидность; кальциевая и натриевая разновидности обычно здесь редки.

Новый геолого-промышленный район флюоритовых месторождений освещен монгольскими исследователями Б. Тумэнбаяром и Ж. Лхампином Аг, приведен в докладе Ксу Курэном. На различных месторождениях они выделяют магматический, пегматитовый, карбонатитовый, скарновый, пневматолит-гидротермальный и эпitherмальный типы минерализации со свойствами им элементами-примесями в флюорите и в флюидных включениях. Ранние генерации флюо-

рита сопровождаются максимальным числом сопутствующих минералов. Изучение состава флюидных включений раскрывает характер эволюции минералообразующих систем, порождающих ряды рудных формаций.

Для месторождений комплексных барий-фтор-железо-редкоземельных руд, связанных с вулканоплутоническими комплексами базальтоидно-щелочных пород калиевой серии, Э. Р. Онтосев (СССР) устанавливает мантийный источник минерализации. Они локализованы в зонах глубинных разломов и сопровождаются значительными содержаниями в рудах фосфатов (монацита, апатита).

В ряде докладов получили освещение вопросы борного рудообразования. В работе А. А. Озола (СССР) по осадочному и вулканогенно-осадочному рудогенезу бора указано на массовую садку боратов с образованием крупных промышленных месторождений в пермский и неогеновый периоды. Специфической особенностью бора в процессе садки является его способность концентрироваться в количествах, в 10 тыс. раз превышающих кларковые. Рудоотложение бора происходило в аридных зонах окраинно-континентальных орогенных вулканических поясов или вблизи них.

Эволюция эндогенного рудообразования бора на примерах бороносных скарнов рассмотрена в докладе А. Е. Лисицына и С. В. Малинко (СССР). В раннем протерозое при региональной гранитизации земной коры в абиссальных условиях сформировались крупные магнезиально-скарновые месторождения; позднее, в докембрийскую эру фанерозоя в связи с затуханием гранитизации земной коры — лишь мелкие магнезиально- и известково-скарновые месторождения, связанные с гранит-батолитовой, габбро-гранитной и габбро-диорит-сиенитовой формациями. Альпийская активизация мезозойско-кайнозойских структур привела к образованию гипабиссальных известково-скарновых месторождений кальциевых боросиликатов, причем наиболее крупные из них сформировались в палеогене в пределах Тихоокеанского и Альпийско-Гималайского складчатых поясов. Предполагается, что источник вещества для

боратов коровый в магнезиальных скарнах и мантийный — в известковых. Для последних это подтверждается низкими значениями отношения $^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$. Мантийный источник бора предполагается А. В. Чернышевым (СССР) и для скарнового месторождения датолита, связанного с комплексом малых интрузий щелочно-калевой серии глубинного происхождения.

Условия формирования боратового месторождения Эмет детально освещены в докладе Гелвачи Кахит (Турция). Здесь пласты боратов, преимущественно колеманита с примесью улексита, гидроборацита и мейергофферита, переслаиваются с туфами, глиной, мергелем и подстилаются известняками. В качестве источника бора рассматриваются как поверхностные, так и термальные воды; последними наряду с бором привносились стронций, мышьяк и сера. Содержание бора в лавах колеблется от 800 до 1200 г/т, в туфах 600—900 г/т, что может служить хорошим поисковым критерием для аналогичных обстановок. Мышьяк как индикатор физико-химических условий рудообразования приведен в докладе Г. Р. Колонина с соавторами (СССР); по наличию арсенопирита, самородного мышьяка, реалгара и аурипигмента можно судить о кислотности растворов и температуре процессов рудообразования.

Интересные данные о составе озерных отложений, располагающихся в краевой части области развития плутоно-вулканических комплексов, приведены в докладе Женг Мианпинга, Лиу Венгао, Ксианг Чжуна (КНР). Здесь в донных осадках озера тектонического происхождения наряду с бурой, галитом, мирабилитом и тронной присутствуют глазерит, сильвинит, литиевые карбонаты, а в рассолах — бор, фтор, мышьяк, калий, литий, рубидий и цезий; установлены бактерии, выделяющие натрий с одновременным поглощением калия.

Генезису, минералогии, практическому использованию глин и каолинов на конгрессе было уделено также значительное внимание и по ряду вопросов состоялась оживленная и весьма содержательная дискуссия.

Х. Х. Мурреем и Дж. Джексоном

(США) приведены результаты исследований изотопов кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) гидротермальных, элювиальных, каолинита, что может отразиться на технологических свойствах сырья. Тао Вейпинг, Янг Яксиу, Чен Куининг, Жен Жи, Лу Дорен среди каолиновых месторождений КНР выделяют восемь генетических групп, образовавшихся: 1) по тонкозернистым кислым породам; 2) по граптоидам; 3) по туфам; 4) по туфам, выполняющим карбонатный карст; 5) по аркозам; 6) по различным заполнителям карбонатного карста; 7) в садках терригенных и 8) угленосных формаций. Зачастую месторождения каолинов пространственно контролируются туфосодержащими формациями древних островных дуг (Восточный Китай), хотя основные каолиновые объекты находятся в южной и юго-восточной частях КНР. Месторождение у деревни Каолинг с 1000-летней историей эксплуатации в настоящее время вырабатано. Для каолиновых месторождений КНР характерна четко выраженная вертикальная зональность преобладанием гидрослюд, галлуазитов, смектитов в промежуточных зонах тонкодисперсном меловом каолиноносном слое выветривания в зависимости от минерального состава материнской породы, условий дренажа, геохимии атмосферных вод и повышенное содержание редких земель в тонкодисперсных фракциях.

Вопрос об использовании тория в истории эксплуатации в настоящее время выработано. Для каолиновых месторождений КНР характерна четко выраженная вертикальная зональность преобладанием гидрослюд, галлуазитов, смектитов в промежуточных зонах тонкодисперсном меловом каолиноносном слое выветривания в зависимости от минерального состава материнской породы, условий дренажа, геохимии атмосферных вод и повышенное содержание редких земель в тонкодисперсных фракциях.

В. И. Филько, С. С. Чекин и Н. Самотоин (СССР) считают, что каолинит элювиальных месторождений образовался в микротрещинах и породах протоминералов (полевых шпатов, слюд) путем их последовательного растворения водой; при определенных геохимических условиях это образование последующую кристаллизацию каолинита на их поверхности. Мечено чрезвычайно большое разнообразие зародышевых кристаллов каолинита, вызванное своеобразным развитием моноэдров (110), ($\bar{1}\bar{1}0$), ($1\bar{1}0$) и др., а также развитие кристаллов по спирально-слоистому механизму, который авторы считают основным в формировании каолинита в процессе выветривания. Указанный авторами механизм формирования каолинита в породах различного характера полостей растрескивания у полевых шпатов и слюд (боромусковита, смешаннослойных минералов и кальцита. Присутствие по-

ны у первых и тончайшие полости у последних, по мнению автора, подтвер-

ждает главную причину каолинизации — воздействие на исходные породы карбонатных термальных вод.

И. Краус, М. Кужварт изложили соображения о возрасте и генезисе каолинов ЧССР. Так, месторождения Западных Карпат связываются с выветриванием порфировидных гранитоидов, серицит-хлоритовых филлитов в позднемиоценовое время; в центральной части страны (Седлец, Зетлиц) в палеогене каолинизации подверглись фельзиты, биотитовые и лейкократовые граниты, несущие следы гидротермальной обработки. В их кровле с незначительным перерывом залегает пласт переотложенных (вторичных) каолинов.

М. Кужварт показал, что ЧССР, обладая сравнительно незначительными запасами каолина, занимает четвертое место в мире по производству высокосортных концентратов и экспортирует сырье в Австрию, ФРГ, Египет, Швейцарию, Аргентину, Иран и другие страны. В ЧССР все геологоразведочные работы ведутся на основе технологического картирования с глубоким изучением состава и свойств каолинита, а также сопутствующих минералов, в основном смешаннослойных, что достигается широким применением новейшей аппаратуры — сканирующих электронных микроскопов, микроанализаторов и т. д. Это позволяет планировать последующее глубокое обогащение сырья (магнитная сепарация, химическое отбеливание, сочетание обоих методов), получать каолин с заданными свойствами, строго соответствующими установленному в ЧССР каолиновому стандарту.

Советскими геологами (Л. С. Сонкин, Н. М. Фоканова, А. И. Вербицкая) представлено крупнейшее в СССР Великогадоминское месторождение каолина с запасами более 300 млн. т руды при содержании основного полезного компонента 40—60 %. Качество каолинового сырья характеризуется его природной белизной, низким содержанием красящих окислов, высокой дисперсностью и возможностью получать при обогащении высококачественный продукт, пригодный для использования в большинстве отраслей промышленности. Доказана приуроченность месторождения к

линейно вытянутой зоне трещиноватости кристаллических пород (магматитов), где мощность каолинов достигает 90 м. Для месторождения характерно широкое развитие прожилкового (эпигенетического) каолинита, монтмориллонита, пеликанита. Последний состоит из агрегатов каолинита, альфа-тридимита и альфа-кristобалита. Представляет несомненный интерес положительная корреляционная зависимость белизны обогащенного каолина от содержания окиси железа, двуокиси титана, а также микроэлементов, суммарные концентрации которых составляют до 30 % от содержаний основных красящих окислов.

М. Тот (ВНР) определила, что степень кристалличности венгерских каолинитов является функцией роста расстояния от гидротермального центра минерала. Следует отметить, что в подобных геологических условиях в СССР залегают не каолиниты, а дикииты. М. Тот, в принципе, не отрицает возможности наличия дикиитов и в Венгрии.

Бардхан, Мисс Банани на примере огнеупорных глин Гондваны и третичных бассейнов Индии показали, что высокая кристалличность каолинита является положительным технологическим фактором. Мелкие проявления каолинов в Нубийской пустыне, описанные Н. Анваром, М. А. Аскари, О. Р. Эль-махди (Египет), содержат в основном высококристаллизованный каолинит.

Г. Анатасов, А. Горанов, Д. Стефанов (НРБ), И. Синделар (ЧССР) рассмотрели в своих докладах условия формирования бентонитов. Среди палеогеновых бентонитовых глин Восточных Родоп выделяются гидротермальный, катагенетический и осадочный типы. Глины первого типа, являясь наиболее важными в практическом отношении, связаны с андезит-лентитовыми и риолит-риодацитовыми лавами; они образовались при температуре воздействующих растворов 100—110 °С. На месторождениях бентонитов по преобладающим минералам прослежена четкая горизонтальная зональность: каолинит—галлуазит—бейделлит — монтмориллонит — исходная порода. Бентониты миоцена северо-западной части Богемии сфор-

мировались в результате изменения щелочных базальтов на дне мелких озер.

Значительное число докладов было посвящено нетрадиционному и новому нерудному сырью, использование которого может заменить дефицитные его виды. В. П. Петров (СССР) среди них отметил фарфоровые камни, глино-гипсы, сынныриты, цеолиты, привел примеры взаимозаменяемости некоторых видов сырья. Из сырьевых материалов будущего М. Кужварт (ЧССР) назвал небокситовые источники алюминия, магнезиты как присадки к керамическим массам, фосфориты как источники фтора. По его расчетам, обычных алюмосиликатных пород (гранодиоритов) возможно будет извлекать алюминий, железо, титан, хром, ванадий, медь, свинец и др. Этой позиции придерживается М. Д. Железнякова-Панаитова (НРБ), предлагая ультрабазитовые породы для извлечения форстеритовых огнеупоров, магнезиальных удобрений, а также получение таких металлов, как Mg, Fe, Al, Ni, Co.

Б. М. Ваканяцем, М. Иличем (СФРЮ) к новым нерудным видам сырья отнесены кальциты в качестве ультратонких заполнителей и переработанные продукты выветривания гранитов для стекла и керамики, баритовые сланцы, кианиты, тремолиты, волластониты, магнезиты.

В. С. Коренбаум (СССР) привел характеристику фарфоровых камней, приуроченных к верхнемеловым вулканитам кислого и среднего состава представленных гидротермально-метасоматически измененными породами типа вторичных кварцитов. По минералогическому-петрографическому признаку они делятся на каолиновые (дикиитовые), калишпатовые, пиропиллитовые и гидрослюдастые разновидности, являющиеся высокосортным сырьем для тонкой керамики. А. С. Пекки (СССР) в этих же целях рекомендует использовать геллефлинты (метаморфизованные кварцевые порфиры, туфы и туфиты), залегающие во вскрышных породах Костомукшского железорудного месторождения.

В докладах Н. Тагхизадеха (Иран), И. Велинова, М. Велиновой, С. Ас-

нян (НРБ) охарактеризованы алуиниты, образовавшиеся в ходе процессов кислотного выщелачивания или гидротермально-метасоматического замещения, которые они предлагают в качестве сырья комплексного назначения (алюминий, калий). А. Я. Жидков и С. А. Смыслов (СССР) рекомендуют использовать для этих же целей кальсилитовые породы — сынныриты и якутиты, содержащие до 40 % окислов алюминия и калия ($Al_2O_3 + K_2O$). При их переделе в смесях с карбонатами получают продукты для цемента, керамики, стекла и кальцинированная сода.

Из новых видов сырья самым популярным во многих странах стали цеолиты — породы с высоким содержанием минералов, относящихся к карбонатным алюмосиликатам с шестью молекулами воды. Л. Райес и др. (Куба), А. Буйара, К. Радуга (СРР), Н. Ф. Челищева (СССР), Е. Донат Песци (ВНР) в своих докладах показали различные направления их использования вместо синтетических веществ, обладающих высокими сорбционными и ионно-обменными свойствами. Подчеркивается их «селективность» при сорбции и катионных обменах. Цеолиты (клиноптилолит, морденит, эрионит, гейландит, филлипсит и др.) находят применение для очистки соков, вин, жидких стоков, отходящих газов на металлургических заводах и ТЭЦ, питьевых вод; в качестве добавок для подкормки птицы и животных, а также шихты для высококачественных цементов. В. И. Копорулина, Н. И. Схиртладзе и др. (СССР), А. Брито, Д. Коутина (Куба), М. Н. Гондэгду, Г. Атама (Турция) охарактеризовали основные особенности генезиса цеолитов и закономерности геологического строения месторождений. Установлено, что аутигенные цеолиты формируются на различных стадиях литогенеза в процессе преобразования алюмосиликатных гелей, вулканического стекла, полевых шпатов и глинистых минералов; в Румынии отмечена связь вулканических туфов с миоценовыми массивами. Цеолиты Закавказья образовались в результате диагенеза средних и кислых витроклатических пород в слабощелочной среде мелководного бассейна, а турецкие — в озерной вул-

каногенно-осадочной формации, несущей боратовое оруденение.

В докладе В. В. Наседкина (СССР) рассмотрены базальтовые и риолитовые стекла, условия их формирования и применения в промышленности. Подчеркнуто, что базальтовые разновидности являются хорошо пористыми в естественном виде и не требуют термообработки, а риолитовые — применяются в виде вспученного перлита (исключая пемзу). Месторождения водосодержащего стекла образуются при эксплозивном и эффузивном вулканизме на окраинах континента, в пределах островных дуг, встречаются в зонах внутриконтинентальной вулканической деятельности. С. А. Попова (НРБ) сообщила о новой крупной сырьевой базе перлита в Родопах, где выявлено несколько пластообразных тел среди кислых эффузивов.

История кремнеаккумуляции в мезокайнозойе с выделением глобальных эпох для платформенных и геосинклинальных морей изложена в докладе У. Г. Дистанова (СССР). В первом случае максимумы осаждения кремней приурочены к сантонскому и кампанскому векам (верхний мел), палеоцену и эоцену; во втором — к раннему и среднему миоцену — плиоцену. В сообщении В. В. Крапивенцевой и Е. В. Краснова (СССР) показаны палеогеографические условия формирования на Дальнем Востоке карбонатно-кремнистых толщ фанерозоя преимущественно биогенной природы.

Осадочные баритовые месторождения имеют значительное развитие в Китае и Индии, стратиформные — в СССР. Чен Хуанпей и Гао Чжиан (КНР) охарактеризовали баритовое оруденение в черных углеродистых глинисто-кремнистых сланцах, с которыми связаны марганец, фосфор, медь, никель и, возможно, субмаринные вулканические образования. В. Кандарпа (Индия) описал барит в виде обломочного вулкано-кластического материала в туфах раннедокембрийского бассейна, возникший предположительно за счет переноса ранее сформировавшегося гидротермального барита. Л. А. Мирошниченко с соавторами (СССР) охарактеризовали накопление барита в тектонических структурах двух типов — ортоструктурах миогео-

синклинального типа и парагеосинклиналях. Примеры образования барита в неконсолидированных пиритизированных туфах колчеданных вулканических месторождений привели в своих докладах С. И. Калогеропулос (Греция) и С. Д. Скотт (Канада). Выпадение барита из гидротермальных, богатых барием растворов происходит при смешивании их с холодной морской водой.

Некоторые закономерности образования месторождений графита изложены в докладах Р. В. Лобзовой, М. А. Лицарева (СССР); Л. Дж. Гербера (США); Л. С. Галецкого и др. (СССР). По Л. Дж. Герберу, они сформировались при низкой степени регионального метаморфизма углеродсодержащих сланцев. Р. В. Лобзова считает, что положительную роль играли гидротермальные процессы. Наиболее богатые крупночешуйчатые графитовые руды на Украинском щите приурочены к зонам тектоно-магматической активизации.

Закономерности размещения месторождений хризотил-асбеста, их генетические и формационные типы рассмотрены К. К. Золоевым (СССР). Он отмечает приуроченность четырех подтипов (баженовского, лабинского, карачаевского и печенгского) из пяти к ультраосновным породам различных формаций, а пятого — аспагашского — к магнезиальным карбонатным породам. Наиболее крупные месторождения баженовского подтипа развиты в эвгеосинклинальных зонах фанерозойских и докембрийских складчатых областей. В целом формационные различия вмещающих пород обуславливают тектонические, литологические и другие различия при асбестообразовании. Этот же фактор пространственной и генетической связи с вмещающими породами подчеркивает для амфиболовых асбестов О. Б. Бейсеев (СССР). С осадочной формацией связаны родусит- и тремолит-асбесты; с осадочно-метаморфизованной — крокидолит- и амозит-асбесты; с вулканической — актинолит-асбест; с интрузивной — режикит, тремолит-, антофиллит- и актинолит-асбесты. О мало распространенном косоволокнистом хризотил-асбесте, представленном клинохризолитом и ортохризолитом, его

минералогии и промышленном использовании сообщили Джиаанг Шаоинг и Ван Гуодонг (КНР).

Большое место в докладах было отведено принципам прогнозирования, условиям образования и методам оценки драгоценных и поделочных камней. Разнообразие геологической обстановки, определяемое геотектонической позицией и формационной принадлежностью, при формировании самоцветов подчеркнуто в докладе В. П. Дроздова и А. П. Туринге (СССР). Наиболее благоприятны антиклинальные зоны и срединные массивы складчатых областей, а также древние щиты платформ, претерпевшие автономную активизацию. На принципах связи месторождений с определенными геологическими формациями Е. Я. Киевленко (СССР) выделяет основные критерии их прогнозирования: магнезиальные скарны, слюдиты и плагиоклазиты щитов и срединных массивов — для рубина, шпинели, лазурита, изумруда; миароловые гранитные пегматиты — для берилла, топаза, турмалина, горного хрусталя; кимберлиты и траппы эффузивно-осадочных пород древних платформ — для алмаза, пирропа, аметиста, агата; офиолитовые и эффузивные комплексы — для жадеита, нефрита, хризолита, демантоида, родонита и агата. В древних кораллах выветривания часты опал, малахит, бирюза.

Доминирующую роль процесса метаморфизма при образовании драгоценных камней подчеркнул Е. Г. Зойса (Шри Ланка). Основная их масса (корунд, хризоберилл, шпинель, топаз, лунный камень, турмалин) добывается из россыпей. В докладе М. Саханбинского (ПНР) также указывается на связь с серпентинитами месторождений хризопраза, образовавшихся при метаморфизме мафических и ультрамафических пород. И. М. Пожаревски (НРБ) указывает на приуроченность промышленного оруденения цветных разновидностей кремнезема — аметиста и аметист-мориона — к кварцево-сульфидным гидротермальным жилам среди андезитовых покровов.

Результаты работы XXVII сессии МГК подтвердили высокий уровень научных исследований неметаллических

полезных ископаемых в различных аспектах. В ходе обсуждения докладов по рассматриваемым проблемам выявлены дополнительные данные, которые окажут определенную помощь при теоретических разработках и в практике геологоразведочных работ. Вероятно, наиболее важными из них

являются вопросы генезиса и прогнозирования неметаллических полезных ископаемых, глубокого изучения их вещественного состава и технологических свойств, условий локализации месторождений применительно к конкретным геологическим обстановкам.



СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

УДК 551.763.022:551.34(51)

Г. Г. МАТИНСОН (Ин-т озероведения АН СССР)

Корреляция меловых континентальных отложений Азии

На огромной территории Азиатского материка широко распространены меловые континентальные отложения озерного, болотного и аллювиального генезиса. Ими сложены обширные межгорные и внутригорные впадины, опущенные участки платформ и приморские равнины. Корреляция указанных континентальных толщ затруднена вследствие разобщенности бассейнов седиментации, разнофациального состава отложений и отсутствия в них четких маркирующих горизонтов.

Накопление осадочного материала в разнотипных озерных бассейнах происходило неодинаково и определялось структурными особенностями озерных котловин, рельефом их дна, характером прибрежных склонов, динамикой водных систем и интенсивностью процесса осадкообразования. Отчетливо выделяются в континентальных водоемах глубоководные фации, фации мелководного шельфа, заливов и бухт, а также речных дельт. Такая пестрота фаций сильно усложняет корреляцию осадочных толщ разнотипных озер.

Наблюдается зависимость осадконакопления и от климатической обстановки в определенных зонах на обширной территории континентов. В гумидной зоне, как известно, формируются сероцветные, часто угленосные толщи, а в аридной — красноцветные и пестроцветные.

Неоднократная смена фаций в континентальных условиях, отражающая

ритмичность в осадконакоплении, непосредственно связана с изменением режима водной среды. Такая ритмичность часто повторяется в течение длительного отрезка времени и приурочена к разным рубежам геологической истории. Сопоставление ритмов вызывает определенные трудности. В качестве примера достаточно привести процесс углеобразования в различных впадинах Забайкалья и Монголии.

Установлено, что в юрско-меловых впадинах Восточной Азии угольные пласты встречаются на разных уровнях континентального разреза. Это объясняется постепенным «старением» озер. Мелководные водоемы со временем заполняются терригенным материалом, мелеют, зарастают водной растительностью и превращаются в торфяные болота. Так создаются благоприятные условия для углеобразования. Под воздействием тектонических подвижек происходит опускание дна котловины, в результате чего водная акватория вновь расширяется, затопляя торфяные залежи, и наступает очередной ритм в осадконакоплении, завершающийся накоплением углстого материала, но уже на ином временном уровне. Однако не во всех впадинах указанный процесс седиментации протекает однозначно, иногда ритм первого порядка заканчивается углеобразованием без повторения очередного цикла. В таких случаях ошибочно относить все угольные пласты к од-

ному возрасту, не учитывая ритмичность осадков.

При изучении стратиграфии континентальных толщ, распространенных в разрозненных впадинах, литологические признаки и вещественный состав пород, конечно, имеют первостепенное значение, но для сопоставления их в региональном масштабе необходимо применение специальных методов исследований. Для детальной корреляции разрезов континентальных отложений решающее значение имеет биостратиграфия, позволяющая на основании смены комплексов ископаемых организмов проводить расчленение и сопоставление разнофациальных осадочных образований. В Стратиграфическом кодексе СССР четко сказано, что «... для фанерозоя ведущим методом установления общих подразделений является биостратиграфический метод, поскольку эволюция органического мира, отражая в какой-то мере изменения в развитии различных оболочек Земли, обладает ясно выраженной необратимостью и более или менее четкой этапностью» [4, с. 20].

Таким образом, важность применения биостратиграфического метода для расчленения и корреляции осадочных толщ не вызывает сомнения. Вместе с тем развитие и захоронение континентальной фауны имеет известную специфику. Неясны, например, вопросы о ее широких миграционных способностях и геохронологическом положении пресноводной фауны материков. На них следует остановиться более подробно.

В состав наиболее важных в биостратиграфическом отношении фаунистических комплексов, встречающихся в меловых континентальных отложениях, входят: моллюски, остракоды, конхостраки, насекомые, рыбы, амфибии, рептилии и ранние млекопитающие. Не меньшее значение имеют харовые водоросли, спорово-пыльцевые спектры и отпечатки растений. В течение ряда лет считалось, что пресноводные организмы, обитавшие в разрозненных озерных бассейнах, в различных фациальных условиях, образуют часто эндемичные формы и не могут якобы служить основой для установления широких региональных биостратиграфических подразделений, яв-

ляясь формами сугубо местного значения.

В настоящее время благодаря широким геологоразведочным и поисковым работам, проведенным как в СССР, так и за рубежом, накопился большой палеонтологический материал по континентальным органическим остаткам, опровергающий такое ошибочное представление. Установлено, что в течение мелового периода озерные бассейны неоднократно распространялись на широкие территории, образуя целые озерные районы, тесно связанные между собой речным стоком. По этим водным системам осуществлялась широкая миграция лимнобионтов. Наблюдался и пассивный перенос отдельных организмов, их яиц, цеклодок и личинок сильными ветрами и бурями, а также путем прикрепления к водным и земноводным животным — рыбам, птицам и другим позвоночным, которые переносили этих беспозвоночных в отдаленные районы. Одновременно происходил необратимый эволюционный процесс, характеризующий соответствующий этап развития континентальной биоты.

Помимо водной фауны беспозвоночных, массовое развитие получили в мелу и позвоночные, в том числе рыбы, черепахи, крокодилы, многочисленные динозавры и ранние млекопитающие, типичные для озерных и сухопутных условий. Естественно, что обитатели суши не были тесно связаны с развитием гидрографической сети и, являясь активно передвигающимися особями, легко преодолевали большие расстояния. Препградой для них были лишь морские акватории и высокие горные массивы. Механизм миграции пресноводной фауны пока еще слабо изучен, но несомненно, что генетически близкие формы широко представлены на обширных территориях континентов. Это позволяет наметить характерные комплексы организмов для расчленения и корреляции континентальных отложений на региональном уровне.

Изучая стратиграфию континентальных отложений, следует иметь в виду, что в пределах материков существуют внутриконтинентальные и приморские (или окраинные) зоны с соответствующей пресноводной и наземной

фауной. Для установления их геохронологического положения наиболее показательны комплексы ископаемых организмов, заключенные в переслаивающихся морских и континентальных толщах. В таких случаях континентальная фауна либо «зажата» между морскими осадками с хорошо привязанными к ярусной шкале морскими формами, либо содержится в континентальных слоях, подстилающих или перекрывающих морские отложения. Родство фаунистических комплексов приморской зоны с комплексами внутриконтинентальных территорий способствует установлению их геохронологического положения. Районы, в которых развиты переслаивающиеся толщи, известны в Ферганской и Таджикской депрессиях, Кызылкумах, Восточном и Северо-Восточном Приарале, Ленском бассейне, советском Приморье и в Северо-Восточном Китае.

В какой-то мере такие сопоставления и привязка к морским отложениям относятся и к растительным комплексам, но наблюдается их зависимость не столько от характера распространения водных бассейнов, сколько от ландшафтной и климатической обстановки. Правда, как правило, захоронение спорово-пыльцевых зерен и отпечатков листьев растений осуществляется в условиях водной среды. Однако это касается лишь их фоссилизации, но не процесса эволюционного развития. Для определения геохронологического положения континентальных толщ и возраста содержащихся в них органических остатков применяются также и данные об абсолютном возрасте, полученные путем радиоизотопных исследований.

Таким образом, сейчас убедительно доказано, что смена комплексов континентальной фауны и флоры отражает эволюционный процесс органического мира в региональном масштабе и позволяет решить насущные вопросы по детальному расчленению и корреляции разнофациальных континентальных отложений. В Стратиграфическом кодексе СССР рекомендуется выделение зональных биостратиграфических подразделений для установления биостратиграфических зон. Эти зоны по своему содержанию мо-

гут быть разного порядка, но наиболее употребительны биозоны, комплексные зоны и экозоны [4].

В качестве вспомогательного биостратиграфического подразделения часто принято употреблять «слои с фауной». Эти слои обособливаются по характерным для соответствующего геохронологического подразделения органическим остаткам. Следует отметить, что употребляемый термин «слои с фауной» достаточно часто используется для представителей морской фауны (аммонитов, брахиопод, двустворчатых моллюсков, фораминифер), среди которых отмечается достаточно четкая для разрезов смена семейств, родов и даже видов. В континентальных же разрезах в силу их специфики выделение отдельных руководящих форм весьма затруднено. Палеонтологи пользуются характерными комплексами фауны и флоры, в состав которых входят как проходящие, унаследованные формы, так и более быстро эволюционирующие, развитие которых приурочено к узкому интервалу геологического времени.

На разных геохронологических уровнях эти комплексы меняются, причем на определенных участках региона в зависимости от фациальных и иных условий общий комплекс может быть и не полностью выдержан, но отдельные прогрессивные формы сохраняют в нем доминирующее положение. Учитывая такую специфику распространения континентальных комплексов в обширных регионах материков, наиболее целесообразным представляется выделение региональных биостратиграфических горизонтов, достаточно четко отражающих смену фауны и флоры во времени и пространстве. В Стратиграфическом кодексе СССР отмечено: «Горизонт — основная таксономическая единица региональных стратиграфических подразделений, который устанавливается на основании комплекса признаков, однако для фанерозоя главными при его установлении обычно являются палеонтологические признаки» [4, с. 24].

При изучении стратиграфии континентальных отложений в разрозненных впадинах, как правило, выделяются местные свиты, вследствие чего возни-

кает огромное количество разноименных свит, трудно сопоставимых между собой. Поэтому наиболее эффективным является метод выделения упомянутых региональных биостратиграфических горизонтов. С его помощью можно сопоставить эти разнофациальные отложения.

В озерно-континентальных толщах, как уже отмечалось, встречаются представители самых разнообразных групп органического мира, однако далеко не во всех разрезах сохраняются ископаемые остатки всех этих животных. В одних из них доминируют пресноводные моллюски, в других — остракоды или конхостраки. Наконец, встречаются мощные осадочные толщи, содержащие лишь одни зерна спор и пылцы. В таких случаях требуется широкая консультация между специалистами, которая даст возможность сделать однозначные выводы по расчленению и корреляции осадочных толщ.

Благоприятны для сопоставления разнофациальных меловых континентальных отложений по установленным биостратиграфическим горизонтам обширные регионы Азии. Соответствующие биогоризонты выделены здесь по комплексам ископаемых пресноводных моллюсков, остракод, конхострак, харовых водорослей и остаткам позвоночных. Для прослеживания региональных биогоризонтов наиболее показательны полные и непрерывные разрезы континентальных мезозойских разрезов Монголии с богатой ископаемой фауной. В раннем мелу здесь выделены биостратиграфические горизонты [2]: цаганцабский с пресноводной фауной берриаса—валанжина, шинхудукский с пресноводной фауной готерива — баррема и хухтыкский с пресноводной фауной апта—альба.

Цаганцабский биогоризонт Монголии хорошо сопоставляется по комплексу лимнобионтов с нижнетургинским горизонтом Восточного Забайкалья и тулулукским (фусинским) Северо-Восточного Китая [6]. Готерив-барремские отложения Монголии, включающие шинхудукский биогоризонт, весьма близки по составу органических остатков к верхнетургинскому и кутинскому горизонтам Восточного Забайкалья, горизонтам Нактонг

Южной Кореи и Вакино Западной Японии, а также к отложениям формации Банлашань в Фусинском Думбэ Северо-Восточного Китая [6]. Аналогичный комплекс фауны, характерный для данного биогоризонта, встречается в батылыкской свите Ленского бассейна. Хухтыкский биогоризонт, выделенный для апт-альбских отложений Монголии, отождествляется с сыфантайской свитой провинции Гири на северо-востоке Китая, отложениями Риосеки в Южной Корее и Западной Японии, а также с чемчукинской и чагдамысской свитами Буреинского бассейна Дальнего Востока.

Весь комплекс ископаемой фауны вышеуказанных биостратиграфических горизонтов относится к единой биогеографической области и свидетельствует о существовании гумидного климата в раннемеловое время на этой обширной территории. Здесь создавались благоприятные условия для широкого развития озерных и речных систем, обширных болот, что способствовало расцвету пресноводной фауны и образованию угленосных толщ в хухтыкском горизонте.

Несколько иной состав имеют лимнобионты в отложениях этого же возраста Средней Азии, Казахстана и провинции Сычуань на юге Китая, относящихся к другой биогеографической области. В указанных районах наблюдается переход от гумидного климата к аридному, появляются местами красноцветные и пестроцветные толщи. Возможность сопоставления биогоризонтов здесь пока еще недостаточно изучены.

Площади развития верхнемеловых континентальных образований на Азиатском материке иные, чем нижнемеловых. Верхний мел занимает значительную территорию гобийской части Монголии и Китая, северо-западных и южных провинций Китая, Индокитайского полуострова, Средней Азии, Юго-Восточного Казахстана, но слабо представлен в Забайкалье, Северной Монголии, на Японских островах и Дальнем Востоке. Для позднемелового времени характерны мощные красноцветные и пестроцветные толщи, формировавшиеся в условиях аридного и семиаридного климата в

обширных межгорных впадинах и на приморских равнинах.

В Южной Монголии верхнемеловые континентальные отложения представлены полностью — от сеномана до маастрихта включительно. Здесь выделены следующие биостратиграфические горизонты [3]: барунбаянский с пресноводной фауной нижнего сеномана, нижнебаинширэнский с пресноводной фауной верхнего сеномана—турона, верхнебаинширэнский с пресноводной фауной сантона, барунгойотский с пресноводной фауной кампана, нэмэгтинский с пресноводной фауной маастрихта.

Нижнебаинширэнский биогоризонт хорошо сопоставляется с токубайским горизонтом Ферганы в Средней Азии и с отложениями свит Манкуохэ и Донгын в провинциях Юньнань и Хунань в Китае [6]. Верхнебаинширэнский биогоризонт Монголии по комплексу фауны отождествляется с яловачским горизонтом Ферганы в Средней Азии и бостобинским Восточного и Северо-Восточного Приаралья. Аналогичные биогоризонты могут быть, по-видимому, установлены и в провинции Синьдзянь на северо-западе Китая, а также на Индокитайском полуострове, где встречены близкие комплексы пресноводных моллюсков [7].

Фауна из позднемеловых отложений представлена главным образом своеобразными крупными ребристыми двустворчатыми моллюсками из отряда тригонииоидеа, большим количеством остракод, конхострак, рыбам, черепаха, крокодилы, разнообразными травоядными и хищными динозаврами, харовыми водорослями, которые широко распространены на огромной территории Юго-Восточной и Юго-Западной Азии.

Важную роль при выделении биогоризонтов в меловых континентальных отложениях играют не только ископаемые беспозвоночные, но и позвоночные, родственные формы которых известны в Монголии, Китае, на Индокитайском полуострове, в Канаде и Северной Америке. Огромное значение для корреляции разнофациальных отложений континентов имеют растительные остатки. В одной из своих работ В. А. Вахрамеев [1] на основании широкого изучения растительных ас-

социаций сопоставил стратиграфические схемы Советской Азии с таковыми Канады.

Несмотря на значительную фациальную изменчивость континентальных отложений, в некоторых районах Азии одновременно формируются очень характерные и специфичные фации, распространенные в разобренных бассейнах осадконакопления. К ним относятся тонкие листоватые «бумажные» битуминозные сланцы, типичные для континентальных отложений готерив-барремского возраста Забайкалья, Монголии и Северо-Восточного Китая. Эти сланцы представлены ритмичным переслаиванием органогенных илов с карбонатными осадками. В органогенных слоях в большом количестве встречаются остракоды, конхостраки, мелкие гастроподы, насекомые и отпечатки рыб. В карбонатных прослоях чаще всего сохраняются двустворчатые моллюски, остракоды и насекомые. Такая ритмичность в смене осадконакопления, вероятно, обусловлена сезонными явлениями. Органогенные илы накапливались в летне-осеннее время, в период расцвета планктонных растительных и животных организмов, а осаднение терригенного материала происходило в зимне-весеннее время, когда преобладал привнос глинистого вещества и сокращалось развитие планктонных организмов. При подсчете этих ритмов в Гобийском Алтае на основании сезонной смены осадков время образования соответствующих отложений оказалось равным трем миллионам лет.

Аналогичная тонкая ритмичность битуминозных сланцев известна и на других континентах, в частности, в штате Колорадо Северной Америки, где в бассейне Грин-Ривер, по подсчетам американского исследователя В. Брэдли [5], они формировались в течение шести миллионов лет. Таким образом, однородность озерных фаций все же намечается, свидетельствуя об идентичности процессов седиментации и одинаковых климатических условиях.

Несмотря на вышеуказанные трудности корреляции разнофациальных континентальных отложений, использование региональных биостратиграфических горизонтов способствует ре-

шению важных научных и прикладных проблем, выяснению характера формирования и размещения таких полезных ископаемых, как угли, нефтегазоносные залежи, бокситы, огнеупорные глины, различные строительные материалы и др. Изучение стратиграфии континентальных образований приобретает особую важность в связи с необходимостью составления геологических карт масштаба 1:50 000 для всей территории Советского Союза.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вахрамеев В. А. Меловые отложения предгорий Скалистых гор Канады (Альберта) и их сравнительная палеофлористическая характеристика. — В кн.: Проблемы геологии

УДК 56(11):551.781(4-925.22-11—17)

З. И. ГЛЕЗЕР, И. П. ТАБАЧНИКОВА (ВСЕГЕИ)

Биостратиграфия палеогеновых отложений Северного и Восточного Прикаспия

В Прикаспийской впадине эоцен представлен разнофациальными осадками, охарактеризованными различными группами фауны и флоры с известковыми и кремнистыми скелетами, раковинами и панцирями. По данным Н. Н. Бархатовой и С. С. Размысловой [1], здесь выделяются три фациальных типа осадков. В юго-восточном (Южно-Эмбинском) районе распространены наиболее глубоководные карбонатные отложения, содержащие богатые комплексы планктонных фораминифер, в центральном — более мелководные, преимущественно глинистые, с остатками бентосных и агглютинированных фораминифер, со спорадически встречающимися планктонными фораминиферами, в северном и западном бортовых, в северо-восточном и восточном районах — преимущественно мелководные песчано-глинистые, обычно бескарбонатные, реже известковистые. В них, кроме остатков мелких фораминифер, содержатся раковины моллюсков, нуммулитид, скелеты радиолярий и силикофлагеллат, панцири диатомей.

- и полезных ископаемых на XXIV сессии МГК. М., 1974, с. 54—59.
2. Мартинсон Г. Г. О стратиграфии юрских и меловых отложений Монголии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 12, с. 89—95.
3. Мартинсон Г. Г., Сочава А. В., Барсболд Р. О стратиграфическом расчленении верхнемеловых отложений Монголии. — Докл. АН СССР, 1969, т. 189, № 5, с. 1081—1084.
4. Стратиграфический кодекс СССР. Временный свод правил и рекомендаций. Л., ВСЕГЕИ, 1977.
5. Bradley W. H. Origin and microfossils of the oil shale of Grin-River formation. — U. S. Geol. Surv., Prof. paper, 1931, No 168, p. 178—189.
6. Gu Zhi-wei. Distribution and development of nonmarin mesozoic Bivalves and formation in China. — Sci. Sinica. Ser. B, 1982, v. 25, No 14, p. 438—452.
7. Kobayashi T. On the cretaceous Ban Na Ya Fauna of East Thailand with a note on the distribution of Nipponoia, Trigonoides and Plicatounio. — Jap. Geol. and Geogr., 1963, v. 34, No 1, p. 109—138.

Для разработки биостратиграфии эоцена Прикаспийской впадины в течение многих лет детально изучались фораминиферы, радиолярии и нуммулитиды. Были предложены зональная шкала по планктонным фораминиферам Предкавказья и скоррелированная с ней схема детального расчленения эоценовых отложений Прикаспия по радиоляриям [2, 6, 9].

В настоящей статье эти данные дополняются материалами, полученными в результате послойного изучения разрезов скважин, вскрывших эоценовые отложения, на содержание остатков диатомей, силикофлагеллат и нанопланктона в Северном (Уральская площадь, скв. 1256 западнее р. Солянки) и Восточном (скважины 2 и 18 в междуречье Уила и Киила, 63 в междуречье Уила и Сагиза, 50-У в междуречье Эмбы и Уила, ПГО «Аэрогеология») Прикаспии, любезно предоставленные нам Ю. П. Никитиной и С. С. Размысловой (рисунки).

Имеющиеся сведения о диатомеях и силикофлагеллатах рассматриваемого региона позволяют в основном оха-

актеризовать лишь отдельные их комплексы [3]. Изучение же стратиграфического распространения этих водорослей представляет несомненный интерес, поскольку Прикаспийская впадина — единственный в СССР регион, где возможно установить соотношения зон по диатомеям и силикофлагеллатам, выделенным в регионах с преимущественным развитием морских кремнистых отложений [4], с зонами планктонных фораминифер. При определении стратиграфического положения комплексов диатомей и силикофлагеллат использованы данные Ю. П. Никитиной по планктонным фораминиферам и В. И. Загороднюк по радиоляриям с уточнениями датировок согласно Решению палеогеновой комиссии и зональной шкале по планктонным фораминиферам.

Остатки диатомей и силикофлагеллат в изученных разрезах эоценовых отложений обычно приурочены к бескарбонатным глинам и алевроитам. Сохранность их створок из-за механического и химического разрушения не всегда удовлетворительная. Тем не менее удалось выделить достаточно представительные комплексы этих групп водорослей, позволившие определить их принадлежность к четырем зонам (таблица). Наиболее полно охарактеризован разрез скв. 2, в остальных разрезах скважин комплексы водорослей обнаружены преимущественно в верхней части.

Нижний эоцен. Зона Globorotalia subbotinae (слои с *Thecosphaera praelimitoma*). Небольшой комплекс диатомей и силикофлагеллат найден на глубине 240 м в самых верхах толщи светло- и зеленовато-серых глин и алевроитов, приуроченных к верхним частям указанных зон и вскрытых скв. 2 в интервале 240—260 м. Среди диатомей преобладают *Coscinodiscus payeri* Grun. var. *payeri*, *Grunowielia gemmata* (Grun.) V. H., реже встречаются *Hemiaulus elegans* var. *intermedia* Grun., *Stephanopyxis turris* var. *intermedia* Grun., *Trinacria exculpta* (Heib.) Hust. Найдены единичные створки *Stephanopyxis broschii* Grun., *Coscinodiscus decrescoides* Jousè, *Pseudotriceratium che-nevicri* (Meist.) Gles., *Pyxilla gracilis* Temp. et Fort. Из силикофла-



Схема расположения изученных разрезов

геллат определены: *Dictyocha frenguelli* var. *carentis* Gles. (редко), *D. deflandrei* Freng., *Naviculopsis biapiculata* (Lemm.) Freng. (единично).

Зона Globorotalia aragonensis (слои с *Porodiscus larcoideaformis*, *Seyhodiscus lenticularis*). Комплексы водорослей установлены в светлых зеленовато-серых бескарбонатных глинах (на глубинах 215 и 217 м) средней части слоев с радиоляриями. По систематическому составу и численности форм они очень близки к предыдущим. Отличие заключается в появлении более молодых видов — *Coscinodiscus payeri* var. *subrepleta* Grun. и *Dictyocha transitoria* Defl.

Комплексы диатомей, выделенные из нижнеэоценовых отложений Восточного Прикаспия, характеризуют нижнюю часть зоны *Coscinodiscus payeri* [4], распространенной в Западном Предмугоджарье (средняя часть акчатской свиты), Тургайском прогибе (верхняя часть нижнетарасаранской подсвиты) и Западно-Сибирской низменности (верхние части нижнеирбитской и среднеюлиновской подсвит). Их особенность — присутствие ряда видов, сохранившихся с позднего палеоцена (*Grunowielia gemmata*, *Stephanopyxis broschii*, *Trinacria exculpta*), вместе с видами, появившимися в эоцене (*Coscinodiscus payeri*, *C. decrescoides*, *Pyxilla gracilis*). Такие же черты присущи и раннеэоценовым субтропическим комплексам диатомей с *Craspedodiscus undulatus*, *C. moelleri*, описанным из донных осадков Атлантического океана в районе Барамских островов. Интервалы их распространения соответствуют зонам P-7,

Положение зон диатомовых водорослей, силикофлагеллат и наннопланктона в разрезе палеогеновых отложений Северного и Восточного Прикаспия

Отдел	Подотдел	Региональные стратиграфические подразделения*		Зоны по диатомеям и силикофлагеллатам [4]	Зоны по наннопланктону
		Зоны по планктонным фораминиферам	Зоны и слои по радиоляриям		
Эоцен	Верхний	<i>Bolivina antegressa</i>	Зона <i>Cenosphaera mariae</i>	<i>Paralia oamaruensis</i> <i>Dictyocha hexacantha</i>	—
		<i>Globigerapsis tropicalis</i>			
	Средний	<i>Globigerina praebulloides</i>	Зона <i>Spongostericus gorskii</i>	<i>Pyxilla oligocaenica</i> var. <i>tenuis</i> <i>Distephanus antiquus</i>	<i>Reticulofenestra umbilica</i>
		<i>Globigerina turcomenica</i>	<i>Xiphatractus visendus</i> (<i>Sethopiramus victori</i>)		
		<i>Hantkenina alabamensis</i>	Зона <i>Ashrophacus</i>	<i>Pyxilla gracilis</i> <i>Dictyocha secta</i>	—
		<i>Acarinina rotundimarginata</i>	Слой с <i>Conocaryomma aralensis</i>		
			Слой с <i>Rodospira lipmani</i> , <i>Lithomelissa nikitinae</i>		
	Нижний	<i>Acarinina bulbrooki</i>	Зона <i>Podocystis prunoformis</i>	<i>Coscinodiscus payeri</i>	верхняя часть нижняя часть
		<i>Globorotalia aragonensis</i>	Зона <i>Cenosphaera pila</i> и <i>Amphicardiscus fusoides</i>		
		<i>Globorotalia subbotinae</i>	Слой с <i>Thecosphaera praemelitomma</i>		
Палеоцен	Верхний	<i>Acarinina acarinata</i>	—	—	<i>Discoaster multiradiatus</i>
		<i>Acarinina subsphaerica</i>	—	—	<i>Heliolithus riedeli</i>

* По данным Ю. П. Никитиной и др. [6, 7] с уточнениями согласно Решению палеогеновой комиссии [7].

P-8, P-9 и радиоляриевым зонам *Bucella clinata* — *Phormocyrtis striata* [12]. При сравнении же видового состава прикаспийского комплекса диатомей с *Coscinodiscus payeri* с багамскими комплексами устанавливаются лишь единичные общие виды.

До последнего времени многими авторами [3, с. 120, 121] комплекс диатомей с *Coscinodiscus payeri* считался позднеэоценовым. А. П. Жузе [13] выделенную зону *Pyxilla gracilis* — *Coscinodiscus payeri* датировала средним эоценом. В зональной схеме палеогена по диатомеям, согласно имевшимся в то время данным, зона *Coscinodiscus payeri* была предположительно сопоставлена со среднеэоценовой зоной планктонных фораминифер *Acarinina crassiformis* и датировалась средним эоценом [4]. Нашими исследованиями выяснено, что зоне *Acarinina bulbrooki* отвечает только верхняя часть зоны *Coscinodiscus payeri*, о чем будет сказано выше.

Средний эоцен. Зоны *Acarinina bulbrooki*, *Podocirtis prunoformis*. Остатки диатомей и силикофлагеллат обнаружены в светло-зеленых бескарбонатных глинах на глубинах 130, 140 и 142 м приблизительно в нижней части микрофаунистических зон, а также в разрезе скв. 50-У в опоковидных глинах на глубине 225 м.

В комплексе диатомей, кроме *Grunowella gemmata*, доминирующее положение занимает *Pyxilla gracilis*, в значительном количестве продолжают встречаться *Coscinodiscus payeri* var. *payeri*, появляются новые виды *Paralia polaris* Grun. (нередко), *Hemiallus weissflogii* Pant., *Melosira architecturalis* Grun., *Brightwellia hyperborea* Grun., *Pseudopodosira westii* (W. Sm.) Sheshuk. et Gles., *Sheshukovia sparsimpunctata* (Jousé) Gles., *Stephanopyxis marginata* Grun. (единично). Из силикофлагеллат доминантами являются новый вид *Dictyocha rotundata* Jousé и транзитный *Naviculopsis biapiculata* var. *minor*, к сопутствующим формам относится *Dictyocha frenguelli* var. *carentis*. Как видно, по систематическому составу и количественному соотношению указанных комплексы диатомей и силикофлагеллат отличаются от раннеэоценовых.

Комплекс диатомей очень близок к комплексу, который для восточного склона Урала и Западно-Сибирской низменности рассматривался как смешанный, или переходный между позднеэоценовым и раннеолигоценовым [3, с. 120, 121]. Н. В. Рубина и М. А. Дрознес [8] выделяли в Нижнем Приобье «зону с частым развитием *Pyxilla gracilis*» верхнего эоцена. В схеме зонального деления по диатомеям и силикофлагеллатам [4] соответствующие комплексы водорослей включены в состав зональных комплексов с *Coscinodiscus payeri* и *Dictyocha deflandrei*. Они приурочены к верхней части этих зон.

Как отмечалось выше, указанные зоны условно датировались средним эоценом. Новые материалы позволили установить, что только верхняя часть вышеуказанных зон коррелируется с зоной *Acarinina bulbrooki* и относится к началу среднего эоцена. А. П. Жузе [13] выделенную ею зону *Pyxilla gracilis* — *Coscinodiscus payeri* датировала средним эоценом.

Зоны *Acarinina rotundimarginata*, или *Astrophacus duplus* (слой с *Rodospira lipmani* и *Lithomelissa nikitinae*), *Hantkenina alabamensis*, или *Astrophacus duplus* (слой с *Conocaryomma uralensis*). Комплексы водорослей установлены на глубинах 100 и 110 м в светло-зеленых бескарбонатных глинах, вскрытых скв. 2, и в интервале 209—218 м в слабокарбонатных и алевроитистых глинах из разреза скв. 1256. Так же, как и в предыдущем комплексе, в них доминирует *Pyxilla gracilis*, продолжают встречаться и все остальные виды, но в меньшем количестве, появляется еще один вид рода *Pyxilla* — *P. oligocaenica* Jousé. Более существенные изменения претерпели силикофлагеллаты: среди них господствующее положение занимает *Dictyocha secta* Gles. — эволюционно более молодой вид, чем *D. rotundata*, появляются новые сопутствующие формы — *D. spinosa* Defl. и *Distephanus antiquus* Gles., в большом количестве *D. elata* var. *media* cf. *reducta* Gles. В целом эти комплексы водорослей, подобно вышеописанным среднеэоценовым, соответствуют зональным комплексам диатомей *Pyxilla*

gracilis и силикофлагеллат *Dictyocha secta*.

По мере изучения датировка их менялась от раннего олигоцена до позднего эоцена [3, с. 120, 121; 4] и, наконец, до среднего эоцена. А. П. Жузе [13] относил зону *Puxilla gracilis* к среднему эоцену на основании материалов из океанических осадков Индийского и Атлантического океанов. Автор статьи [4], анализируя этапность развития диатомовой флоры, высказывала предположение о среднеэоценовом возрасте зоны.

Приуроченность зон диатомей *Puxilla gracilis* и *Dictyocha secta* к зонам планктонных фораминифер, зонам и слоям с радиоляриями в Восточном Прикаспии позволяет более обоснованно судить об их среднеэоценовом возрасте и положении одноименных зон в стратиграфической схеме палеогена.

Следует подчеркнуть, что все виды водорослей, за исключением *Melosira architecturalis*, встречены в одноименных зональных комплексах Западного Предмугоджарья (акчатская свита), Тургайского прогиба (верхнетасаранская подсвита), Западно-Сибирской низменности и восточного склона Урала (верхнелюлинворская подсвита — нюрольская свита, верхнеирбитская подсвита).

Возможно, верхняя часть зоны *Coscinodiscus pauperi* и зона *Puxilla gracilis* частично коррелируются с интервалом распространения *Brightwellia hyperborea*, выделенным А. Гомбосом [12] в океанических осадках Атлантического океана в районе Багамских островов и отвечающим зонам P-10, P-11 и радиоляриевой зоне *Thyrosclerites triacantha* в нижней половине среднего эоцена. Общие черты сравниваемых комплексов диатомей — появление представителя нового рода *Brightwellia* — *B. hyperborea*, присутствие *Puxilla gracilis*, уменьшение роли видов, типичных для раннеэоценовых комплексов.

С богатым субтропическим комплексом диатомей, описанным из нижней и средней частей разреза среднего эоцена плато Сан-Паулу в Атлантическом океане, относящегося к зонам планктонных фораминифер P-10, P-11

и P-13 [11], также имеются характерные общие виды — *Brightwellia hyperborea*, *Melosira architecturalis*, *Pseudopodosira bella*, *Hemiaulus weissflogii*, *Puxilla gracilis*. Интересно, что численность последнего вида на плато Сан-Паулу также возрастает снизу вверх по разрезу.

Комплекс силикофлагеллат почти идентичен по систематическому составу и количественному соотношению видов среднеэоценовому комплексу, выделенному Д. Бакри [14] из осадков Норвежского моря (site 343, core 5-3), абсолютный возраст которых 48 млн. лет [14, с. 1204]. По мнению Е. Мартини [14], комплекс силикофлагеллат из того же интервала относится к зоне *Naviculopsis minor* конца раннего — начала среднего эоцена, частично соответствующей зонам NP-13—NP-14. Однако с этим трудно согласиться, поскольку видовой состав комплекса определен недостаточно точно.

Зона *Globigerina turkmenica*, или *Xiphotractus visendus* (кумский горизонт). Комплексы водорослей приурочены к серовато-зеленым бескарбонатным глинам, вскрытым скважинами 2 (интервал 65—81 м), 50-У (интервал 167—170 м) и 1256 (интервал 164—203 м). Для диатомей характерны значительное увеличение численности *Puxilla oligocaenica* var. *tenuis* и сравнительно невысокая встречаемость *Puxilla gracilis*. В большом количестве присутствуют *Brightwellia hyperborea* и *Pseudopodosira bella*, незначительно участие *Hemiaulus weissflogii*, *Melosira architecturalis* и *Coscinodiscus decrescens*. Появляются единичные экземпляры новых видов — *Brightwellia coronata* (Brightw.) Ralsk., *Pseudostictodiscus ovetschkinii* Gles., *Craspedoporus actinoptychoides* Gles., *Melosira selecta* A. S. (?), *Stephanopyxis crenata* Sheshuk., *Detonia marginata* Gles.

Из силикофлагеллат в равном соотношении при сравнительно большом числе видов (до часто) обнаружены *Distephanus antiquus* и *Dictyocha secta*. Продолжают встречаться, но в меньшем количестве по сравнению с нижележащим комплексом, *D. elata* var. *media* cf. *reducta* и *Naviculopsis biapiculata*. Появляются единичные

экземпляры *Distephanus speculum* var. *pentagonus*.

Таким образом, хотя в рассматриваемых комплексах виды, характерные для нижележащих зон, и продолжают занимать существенное место, их количественное соотношение меняется, появляются новые виды. Выделенные комплексы диатомей и силикофлагеллат соответствуют зональным комплексам *Puxilla oligocaenica* var. *tenuis* и *Distephanus antiquus*, установленным в разрезах эоцена Западно-Сибирской низменности (верхнелюлинворская подсвита — нюрольская свита, верхнеирбитская подсвита), Западного Предмугоджарья (акчатская свита) и Тургайского прогиба (саксаульская свита) [4]. Взгляды авторов на возраст комплекса диатомей менялись от раннего олигоцена к позднему [3, с. 120, 121] и, наконец, к среднему эоцену [4, 13]. Полученные материалы позволяют уточнить положение комплексов диатомей и силикофлагеллат в стратиграфической шкале палеогена.

За пределами Советского Союза аналогичные комплексы диатомей и силикофлагеллат не описаны. Одноименные комплексы водорослей и заключающих их осадков Норвежского моря, относимые к раннему или к среднему эоцену [10, с. 16, 17], требуют дополнительного изучения. Комплекс силикофлагеллат, как уже указывалось выше, отвечает зональному комплексу *Dictyocha secta*, а не *Distephanus antiquus*.

Верхний эоцен. Зона *Globigerina tropicalis*, или *Cenosphaera mariae* (белоглинский горизонт). Остатки диатомей и силикофлагеллат приурочены к желтовато-зеленым бескарбонатным глинам, относящимся к слоям с *Cyclammina pseudocancellata* нижней части белоглинского горизонта в разрезах скважин 2 (интервал 7—50 м) и 50-У (интервал 107—150 м).

Комплекс диатомей наряду с формами, характерными для кумского горизонта (*Puxilla oligocaenica* var. *tenuis*, *Melosira architecturalis*, *Pseudopodosira bella*), включает ряд новых видов — *Pseudopodosira pileiformis* Jousé, *Stephanopyxis charkovianus* Jousé, *Hemiaulus polycystinorum* Ehr., *Xanthiopyxis globosa* Ehr., *Pa-*

ralia fausta (A. S.) Gles., *P. camaruensis* (A. S.) Gles., *Sheshukovia barbadensis* (Grev.) Gles., *S. condecora* (Brightw.) Gles. Комплекс силикофлагеллат состоит из немногочисленных *Distephanus crux* Ehr., *D. speculum* var. *pentagonus* Lemm. Спорадически встречаются *Dictyocha hexacantha* Schulz, в низах толщи еще содержатся единичные *Distephanus antiquus* и *Dictyocha elata* var. *media* f. *reducta*.

Граница между кумским и белоглинским горизонтами по диатомеям и силикофлагеллатам очень нечеткая из-за постепенного изменения систематического состава и численности форм в комплексах. Условно ее удается провести по резкому уменьшению и исчезновению *Distephanus antiquus* и *Dictyocha elata* var. *media* f. *reducta*, появлению видов, характерных для позднего эоцена Украины, особенно *Paralia oamaruensis*.

По всей вероятности, слои с комплексами *Melosira architecturalis*, *Puxilla oligocaenica* и *Distephanus speculum* var. *pentagonus* относятся к нижней части зоны *Paralia oamaruensis*, распространенной в Днепровско-Донецкой впадине, на северо-восточной окраине Украинского кристаллического массива (верхнекиевская подсвита), в Западном Предмугоджарье (кундыздинская свита) и в юго-западной части Тургайского прогиба (саксаульская свита) [4]. Возможно, рассматриваемый комплекс диатомей синхронен среднеэоценовому комплексу *Hemiaulus polycystinorum* — *Triceratium barbadense*, описанному А. П. Жузе [13] из осадков Атлантического и Тихого океанов. Однако из-за краткости приведенного его описания судить об этом трудно.

Итак, в разрезе эоцена в северном, а особенно в восточном районе Прикаспийской впадины прослежена такая последовательность смены комплексов диатомей и силикофлагеллат, которая была установлена для Западного Предмугоджарья, Тургайского прогиба и Западно-Сибирской низменности. Это позволило расширить ареалы зон по диатомеям и силикофлагеллатам, скоррелировать разрезы морского эоцена изученных районов Прикаспийской низменности и вышеназван-

ных регионов, сопоставить зоны по водорослям с зонами планктонных фораминифер и радиолярий, уточнив их возраст и положение в стратиграфической схеме палеогена.

Зоны по наннопланктону. До последнего времени на территории СССР наннопланктон палеогена исследовался в основном в Крымско-Кавказской области [15], где уже к 1975 г. была разработана схема корреляции зональных шкал. Недавно появились работы по палеогеновому наннопланктону Средней Азии. В Прикаспийской впадине наннопланктон до сих пор не изучался.

Согласно материалам, представленным Ю. П. Никитиной, послойно исследованы карбонатные осадки, вскрытые скважинами 2, 18 и 63. Наиболее полно охарактеризован разрез скв. 18. В светло-зеленых мергелях из разрезов скв. 2 на глубине 285 м и скв. 18 на глубине 189 м обнаружен наннопланктон зоны *Heliolithus riedeli* (NP-8, по шкале Е. Мартини [15]), соответствующей по схеме зонального деления палеогена южных районов СССР (1981 г.) [7] верхней части зоны *Acarinina subsphaerica* верхнего палеоцена. Для наннопланктонных комплексов характерны многочисленные *Heliolithus riedeli*, *Chiasmolithus bidens* и *Toweius* sp., а также более редкие *Neochiastozygus concinnus*, *Cyclococcolithina robusta*, *Discoaster gemmeus* и др.

В толще таких же мергелей в интервале 183—177 м в разрезе скв. 18 выделен наннопланктон с *Discoaster multiradiatus*, *D. megastypus*, *D. gemmeus*, *Heliolithus riedeli*, *Chiasmolithus bidens*, т. е. с видами, типичными для нижней части зоны *Discoaster multiradiatus* (NP-9, по Е. Мартини [15]), соответствующей зоне *Acarinina acarinata* по планктонным фораминиферам. В интервале 145—135 м разреза скв. 18 наблюдался малочисленный наннопланктон зоны *Discoaster multiradiatus*.

Комплекс наннопланктона из светло-зеленого песчаника (скв. 18 глубина 126 м) относится к нижнеэоценовой зоне *Discoaster diastypus* и подзоне *Discoaster binodosus* (NP-11, по Е. Мартини [15]). Он резко отличается от палеоценового. Эта зона соответ-

ствует средней части зоны *Globorotalia subbotinae* s. lato. Доминируют в комплексе *Discoaster diastypus* и *Imperaster obscurus*, характерны для него также *Discoaster binodosus*, *D. barbadiensis*, *Lophodolichus nascens*, *Chiasmolithus solithus*, *Martasterites tribrachiatatus* и мартастериты (?) еще двух неизвестных видов.

Выше по разрезу этой же скважины в зеленых карбонатных глинах (интервал 121—110,5 м) обильно представлен наннопланктон зоны *Marthasterites tribrachiatatus* (NP-12 по Е. Мартини). Здесь появляются *Discoaster lodoensis*, *D. elegans*, *D. cf. aster*, *Helicoponthosphaera seminula*, *Micrantholithus mirabilis* — представители неизвестного рода *Genus* sp. и исчезает *Discoaster diastypus*. Зона *Marthasterites tribrachiatatus* соответствует верхней части зоны *Globorotalia subbotinae* s. lato и нижней части зоны *Globorotalia aragonensis*.

В светло-зеленых мергелях и известковых глинах (скв. 18, интервал 110,0—81,0 м и скв. 63, интервал 166—161,5 м) наннопланктонные ассоциации сменяются комплексом зоны *Discoaster lodoensis* (NP-13, по Е. Мартини). По составу он очень близок комплексу предыдущей зоны, но еще более разнообразен. Исчезает только *Marthasterites tribrachiatatus*.

Зона *Discoaster lodoensis* соответствует верхней части зоны *Globorotalia aragonensis*. В ней преобладают такие виды, как *Discoaster lodoensis*, *D. elegans*, *Transversopontis pulcher* и *Helicoponthosphaera seminula*. Типичны *Discoaster kuepperi*, *D. cruciformis*, *D. barbadiensis*, *D. distinctus*, *D. germanicus*, *Lophodolichus nascens* и *Genus* sp.

Становятся чрезвычайно разнообразными и многочисленными представители сем. *Braarudosphaera* (*Micrantholithus vesper*, *M. flos*, *M. crenulatus*, *Braarugosphaera bigelowi*, *B. discula* и др.), а также рабдосферы (*Rhabdosphaera crebra*, *R. scabrosa*, *R. truncata*, *R. vitrea*, *R. morionum*). Характерно присутствие *Discoaster binodosus hirundini*.

Нижняя граница зоны *Discoaster lodoensis* определяется по исчезновению *Marthasterites tribrachiatatus*. В комплексе этой зоны обычно исчезает

и *Imperaster obscurus*. При полном отсутствии первого вида последний является характерным элементом, как и *Marthasterites reginus*, а также еще два неизвестных вида мартастеритов (?).

Marthasterites reginus описан Х. Штраднером из нижнего ипра Бельгии. Кроме того им отмечено, что крупные экземпляры этого вида (а именно такие и представлены в комплексе) характерны для зоны *Discoaster lodoensis*.

Постепенно вверх по разрезу в комплексах указанной зоны возрастает содержание пятилучевых дискоастеров со свободными лучами (*Discoaster distinctus*, *D. germanicus*, *D. cf. aster*) и экземпляров, не отличимых от *D. tani nodifer*. Кроме того, на глубинах 76 и 78 м в разрезе скв. 18 и в интервале 137—129,5 м в разрезе скв. 63 появляется значительное количество *Reticulofenestra* sp. sp. из группы «umbilica», а участие в комплексе *Discoaster lodoensis* снижается. По-видимому, такие ассоциации представляют самые верхи зоны *Discoaster lodoensis*.

В разрезе скв. 63 на глубине 70,0 м в зеленых плотных глинах выявлен богатый комплекс наннопланктона, состав которого уже существенно иной. Здесь обильно представлены *Reticulofenestra umbilica* крупных размеров, *Discoaster germanicus*, *D. tani nodifer*, *D. tani*. Единично отмечены очень мелкие шестилучевые *Discoaster cf. sublodoensis*.

По основным признакам этот комплекс может быть отнесен к зоне *Reticulofenestra umbilica* (NP-16, NP-17, по Е. Мартини). Определить же его принадлежность к одной из двух ее подзон не представляется возможным. Специфичность комплекса состоит в почти полном отсутствии *Discoaster saipanensis*, который обычно многочислен в верхней подзоне, а также *Chiasmolithus solithus*, исчезающего на ее нижней границе. Зона *Reticulofenestra umbilica* соответствует зонам *Hantkenina alabamensis* и *Globigerina turkmenica* (керестинский и кумский горизонты).

Все рассмотренные зональные эоценовые ассоциации наннопланктона (наиболее богато представленные) со-

держат стандартный набор видов. Но они обладают определенными региональными особенностями, позволяющими находить их большее сходство с аналогичными комплексами Приаралья и Западного Узбекистана, чем с крымско-кавказскими. Кроме того, характерно присутствие в позднеэоценовых комплексах Восточного Прикаспия *Marthasterites reginus*, как уже отмечалось выше, типичного для ипра Бельгии.

Таким образом, в Восточном Прикаспии впервые выделены наннопланктонные зоны: *Heliolithus reideli* и *Discoaster multiradiatus* в верхнем палеоцене; *Discoaster diastypus*, *Marthasterites tribrachiatatus* и *Discoaster lodoensis* в нижнем и *Reticulofenestra umbilica* в среднем эоцене (см. таблицу).

Изложенные материалы показывают, что в Северном и Восточном Прикаспии — единственном регионе Советского Союза — в разрезе палеогена устанавливаются зоны, выделенные по группам планктонных микроорганизмов как с известковым (фораминиферы, наннопланктон), так и с кремневым (радиолярии, диатомеи, силикофлагеллаты) наружным или внутренним скелетом. В настоящее время здесь в качестве региональных стратиграфических подразделений палеогена применяются только зоны по планктонным фораминиферам, зоны и слои по радиоляриям. В дальнейшем может быть разработано зональное расчленение этих отложений по наннопланктону, силикофлагеллатам и диатомеям, что даст большие возможности для широких сопоставлений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бархатова Н. Н., Размыслова С. С. Стратиграфия и нуммулитиды эоценовых отложений Прикаспийской впадины. Л., Наука, 1974.
2. Беньямовский В. Н., Кургалимова Г. Г. Стратиграфия палеогена Восточного Прикаспия по планктонным микроорганизмам в свете новых данных. — В кн.: Вопросы микропалеонтологии. Вып. 22. М., 1979, с. 106—115.
3. Глезер З. И. Эоценовые диатомеи. — В кн.: Диатомовые водоросли СССР (ископаемые и современные). Т. 1. Л., 1974, с. 115—142.
4. Глезер З. И. Зональное расчленение палеогеновых отложений по диатомовым водо-

- рослям. — Сов. геология, 1979, № 11, с. 19—30.
5. Музылев Н. Г. Стратиграфия палеогена юга СССР по наннопланктону. М., Наука, 1980.
 6. Никитина Ю. П., Загороднюк В. И. Сопоставление зон, выделенных по фораминиферам и радиоляриям, в эоцене юго-востока Русской платформы и Скифской плиты. — Изв. Сев.-Кавк. научного центра высшей школы. Сер. Естеств. науки, 1976, № 2, с. 62—66.
 7. Решение XV пленарного заседания палеогеновой комиссии. — В кн.: Постановления МСК СССР. Л., 1983, с. 42—44.
 8. Рубина Н. В., Дрознес М. А. Эоценовые отложения Нижнего Приобья. — В кн.: Решения и труды Межведомствен. совещания по доработке и уточнению стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Л., 1961, с. 264—271.
 9. Стратиграфия и фации палеогеновых отложений междуречья Эмбы—Уила (восточная часть Прикаспийской низменности)/ Ю. П. Никитина, Л. Ф. Волчегурский,

- М. Д. Магретова, Т. П. Маркова. — Бюл. МОИП. Отд. геол. наук, 1972, т. 18, вып. 4, с. 71—81.
10. Стрельникова Н. И. Диатомы и силикофлагеллаты эоцена. — В кн.: История микропланктона Норвежского моря. Л., 1979, с. 16—20.
11. Fenner J. Cenozoic Diatom biostratigraphy of the Equatorial and Southern Atlantic ocean. — In: Init. Rep. Deep Sea Drill. Project. V. 39. Washington, 1977, p. 491—623.
12. Gombos A. M. Jr. Early and Middle Eocene Diatom Evolutionary Events Baccillaria. — J. Cramer Braunschweig, 1982, v. 5, p. 225—242.
13. Jousé A. P. Diatom Biostratigraphic zones of the Eocene. — Nowa Hedwigia, 1979, Bd. 64, S. 427—440.
14. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. V. 38. Washington, 1976.
15. Martini E. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. — In: Proc. of the II Plankt. Conference. V. II. Roma, 1971, p. 739—786.



РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

УДК 553.078:551.26 (575.3-191.2)

И. К. ВОЛЧАНСКАЯ (ИГЕМ АН СССР), К. И. ЛИТВИНЕНКО, В. Г. НЕСТЕРОВ (Упр. геологии ТаджССР)

Формационные и морфоструктурные критерии металлогенического районирования Центрального Таджикистана

Рассматриваются некоторые новые аспекты среднемасштабного металлогенического районирования одной из типичных областей Южного Тянь-Шаня со сложным тектоническим строением и полициклическим развитием рудных и магматических процессов. Оруденение этой области формировалось длительное время на заключительных стадиях герцинского тектоно-магматического цикла и в альпийское время в связи с новейшей эпиплатформенной активизацией. Многие аспекты данной проблемы освещались ранее Р. Б. Баратовым, Р. Н. Сальниковой, Л. Н. Афиногеновой, И. В. Мушкиным, К. И. Литвиненко, Е. Н. Горецкой, Н. К. Морозенко и др.

Для Южного Тянь-Шаня характерно ведущее значение продольных тектонических элементов, определяющих различный профиль металлогениче-

ских зон [1, 2, 3 и др.]. Ставился вопрос о продольной неоднородности этих зон, обусловленной их блоковым строением и наличием скрытых разломов фундамента. Указывалось на особое металлогеническое значение северо-восточных линейamentов и меридиональных сквозных структур, являющихся рудоконцентрирующими, в понимании М. А. Фаворской и И. Н. Томсона. За последнее время Т. М. Воронич выделен региональный северо-восточный поперечный пояс минерализации, образовавшийся в результате проявления пермской магматической активизации.

Авторами при составлении прогнозных среднемасштабных металлогенических карт в соответствии с принципами, разработанными во ВСЕГЕИ [4, 5], установлены позднегеосинклинальные и орогенные рудоносные фор-

мации Центрального Таджикистана. В дальнейшем анализировалось их размещение, определяемое элементами структуры, выявленной с использованием морфоструктурного метода и материалов дешифрирования космических снимков. Это позволило уточнить иерархический ряд металлогенических структур, которые целесообразно расположить в таком порядке: структурно-металлогенические зоны (I) — металлогенические блоки (II) — металлогенические зоны (III) — блоковые и кольцевые металлогенические структуры (IV), соответствующие рудным районам и узлам. При этом сохраняется введенная Е. Т. Шаталовым, Д. В. Рундквистом и другими исследователями терминология. Следует отметить, что наряду с термином «структурно-металлогеническая зона» для обозначения единиц районирования I порядка в литературе по Тянь-Шаню чаще употребляется название «металлогеническая зона» как синоним структурно-металлогенической зоны. Главная цель настоящей статьи — обосновать фактическим материалом по формационному анализу особое значение единиц II порядка — металлогенических блоков. Эти блоки, с одной стороны, определяют продольную неоднородность структурно-металлогенических зон, как отмечалось предыдущими исследователями, с другой — подчеркивают металлогеническую роль поперечных разломов, являющихся в этом случае «барьерными» для некоторых типов рудных формаций.

Полученные данные подтверждают также необходимость выделения металлогенической зоны как локальной структуры III порядка, контролируемой ареалами распространения отдельных магматических формаций и связанного с ними оруденения, относящегося к одной, реже к двум формациям. Различаются линейные и кольцевые металлогенические зоны. Первые приурочены к зонам разломов, которые могут быть согласными с простираем складчатых структур или секущими по отношению к ним, вторые — к кольцевым надинтрузивным зонам. Амагматогенные металлогенические зоны обычно связаны со структурными элементами и благоприятной рудовмещающей средой. Выде-

ляются также локальные блоки и кольцевые структуры IV порядка, вмещающие отдельные рудные узлы.

Некоторым рудным полям и месторождениям соответствуют обычно локальные рудоносные формы, образовавшиеся на пересечении магмоконтролирующих зон разрывных нарушений различного простираения. Для них характерны полиформационные магматические и рудные комплексы.

Элементы структурного плана изученного региона выделены на основании совместного анализа морфоструктурных и геологических данных, материалов дешифрирования космических снимков, размещения позднегеосинклинальных и орогенных рудоносных магматических формаций. Рассмотрим эти группы критериев и связанные с ними особенности металлогенического региона.

По морфоструктурным данным, главными морфоструктурными элементами изученной части Таджикистана являются поднятия горных хребтов Южного Тянь-Шаня, различающихся типом неотектонических деформаций и ориентировкой структурных форм рельефа. Они ограничены крупными линейamentами (Туркестанским, Зеравшанским, Гиссарским и др.), прослеживающимися по границам гор с депрессиями или по долинам крупных рек (рис. 1). Вдоль указанных линейamentов развиваются деструктивные типы рельефа с оползнями, хорошо дешифрирующиеся на космических снимках. Они представляют собой сложные зоны дислокаций шириной 1—2 км, в пределах которых надвиговые деформации сочетаются с системами субпараллельных взбросов, сбросов и сдвигов.

Морфоструктурные зоны состоят из поперечных блоков с меняющимися фоновыми высотами водоразделов, которые в общем ступенчато повышаются с запада на восток. Блоки, в свою очередь, расчленяются субмеридиональными системами нарушений, принадлежащих к категории сквозных структур. В Зеравшано-Гиссарской и Зеравшано-Туркестанской зонах выделяются четыре таких блока: Шинг-Магганский, Чимтаргинский, Ягнобский и Каратегинский (см. рис. 1). Южно-Гиссарская зона делится Варзобским

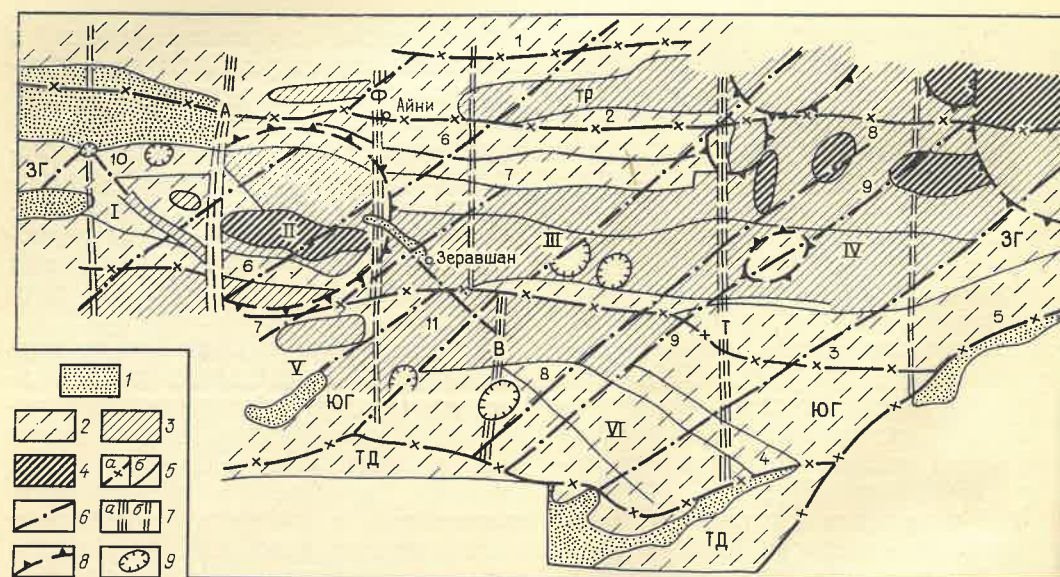


Рис. 1. Морфоструктурная схема Центрального Таджикистана

1 — впадины, выполненные верхнемезозойскими и кайнозойскими отложениями; 2—4 — высокогорный денудационный рельеф с фоновыми высотами: 2 — от 2 до 3 км, 3 — от 3 до 4 км, 4 — более 4 км; 5 — разломы: а — ограничивающие морфоструктурные зоны (1 — Туркестанский, 2 — Зеравшанский, 3 — Гиссарский, 4 — Боганинский, 5 — Вахшский), б — прочие; 6 — диагональные линейменты: 6 — Казнонский, 7 — Искандер-Дарьинский, 8 — Ханика-Тагобикульский, 9 — Пакрутский, 10 — Джилао-Тарорский, 11 —

Варзоб-Кафирниганский; 7 — сквозные системы нарушений: а — ограничивающие крупные металлогенные блоки (1 — Шинг-Магианский, 2 — Чимтаргинский, 3 — Ягнобский, 4 — Каратегинский, 5 — Западно-Гиссарский, 6 — Восточно-Гиссарский), б — прочие; 8 — границы крупных положительных кольцевых морфоструктур; 9 — то же, локальных кольцевых впадин; морфоструктурные зоны: ТР — Туркестанская, ЗГ — Зеравшанско-Гиссарская, ЮГ — Южно-Гиссарская, ТД — Таджикская депрессия; сквозные системы нарушений: А — Арчемайданская, Ф — Фандарьинская, В — Варзобская, Т — Табаспинская

меридиональным линейментом на Западный и Восточный блоки.

Еще одна особенность выделенных блоков — ступенчатое повышение абсолютных отметок рельефа водоразделов с запада на восток от 1,0—2,5 км (Шинг-Магианский блок) до 4,0—5,5 км (Каратегинский блок). В этом же направлении отмечается и общее увеличение мощности земной коры от 40—42 км в Шинг-Магианском до 55—58 км в Каратегинском блоке [6].

Наблюдается резкая смена простираний структурообразующих систем нарушений от субширотных в Западном блоке до северо-западных в Восточном. Хорошо выражены в рельефе крупные диагональные линейменты, ограничивающие в каждой морфоструктурной зоне отдельные блоки горного рельефа с различными фоновыми высотами. Иногда они проявлены в виде аномально ориентированных по отношению к генеральному широтному структурному плану водоразделов и долин. Так, основные линейменты Джилао-Тарорской северо-западной системы нарушений оконтуривают

блок высокогорного рельефа. Северо-восточный Казнонский линеймент рассекает высокогорное Чимтаргинское поднятие, а восточнее него прослеживаются Искандер-Дарьинский линеймент того же простирания (вдоль тектонической долины одноименной реки) и некоторые другие (см. рис. 1).

Меридиональные сквозные системы нарушений выражены в рельефе фрагментарно: линейными элементами (хребты, долины) и аномалиями морфоструктурного плана — осями смещения или изгибания границ продольных ярусов рельефа, поперечными ступенями в их пределах и другими признаками. Наиболее широкий пояс поперечных аномалий (до 3—4 км) протягивается вдоль Фандарьинской сквозной зоны от бассейна р. Ханака до ущелья р. Фандары, далее он пересекает Туркестанский хребет. Другие пояса располагаются вдоль Варзобского ущелья и Табаспинской зоны.

На фоне резко выраженной покровной глыбовой структуры Южного Тянь-Шаня обособляются ряд круп-

ных кольцевых и изометричных поднятий, особенно четких в пределах Чимтаргинского и Матчинского высокогорных узлов (высотой более 5 км), Кафирниганская структура и др. Наиболее широко распространены кольцевые морфоструктуры на Южном Гиссаре (Ханакинская, Такобская и др.).

Таким образом, изученная область имеет сложное неотектоническое строение с преобладанием крупнейших протяженных систем поднятий и ограничивающих их линейментов субширотного направления, сбросо-сдвиговых систем нарушений северо-восточной и северо-западной ориентировки, субмеридиональных сквозных зон, вызывающих виргацию продольных структур. Это позволяет высказать предположение о значительной глубине их заложения.

Анализ геологических материалов показывает, что широтные системы нарушений, в особенности перечисленные выше крупнейшие зоны разломов, определяют основной план деформаций нижне- и среднепалеозойских терригенно-вулканогенных и карбонатных толщ, которыми сложена большая часть региона (Зеравшано-Гиссарская тектоническая зона, см. рис. 1). Позднепалеозойские флишевые и карбонатные отложения выходят на поверхность в виде узких пластин, на которые надвинуты более древние образования. Наиболее крупные надвиги распространены вдоль северного обрамления Южно-Гиссарской структурно-формационной зоны — по Гиссарскому разлому, а также вдоль северного фаса Зеравшанского хребта вдоль одноименного разлома (см. рис. 1).

Отмечается продольная неоднородность геологического строения региона с преобладанием средне- и позднегерцинских образований в его западной части и раннегерцинских, а также выступов метаморфического фундамента — в восточной. Сочленение разновозрастных пластин в пределах указанных субширотных формационных зон происходит по зонам тектонических контактов сложной зигзагообразной формы. Вдоль них устанавливаются разрывные нарушения субмеридионального и диагонального направлений. Породы геосинклинального

комплекса сильно дислоцированы, прорваны многочисленными мелкими и крупными (на Южном Гиссаре) массивами гранитоидов, а также разнообразных субвулканических тел, даек и штоков (C_{2-3} и $P-T$).

Орогенные магматические и рудные формации Южного Тянь-Шаня, детально описанные различными исследователями (Р. Б. Баратовым, И. В. Мушкиным, В. В. Могаровским, Г. К. Климовым, В. С. Лутковым и др.), обобщены в табл. 1. Для них характерна смена орогенных гранит-гранодиоритовой (C_{2-3}), кислой и щелочно-кислой формаций (Р) поздними базальтоидными и щелочнобазальтоидными формациями (Т) этапа рифтогенной активизации. Наиболее широко интрузивные и эффузивные образования каменноугольного (C_{2-3}) и пермского (Р) возраста распространены в Южно-Гиссарской зоне, на остальной территории региона они встречаются в виде изолированных массивов и тел, размещение которых подчинено различным структурным элементам (рис. 2).

Пространственные и временные (генетические и парагенетические) связи магматических формаций с оруденением устанавливаются для всех стадий позднегеосинклинального (эпимиегосинклинального) и орогенного развития (см. табл. 1). Наиболее позднее ртутное, ртутно-сурьмяное и пирит-арсенопиритовое оруденение этапа рифтогенной активизации по ряду геологических и минералого-геохимических признаков параллелизуется во времени с формированием щелочных габброидов и базальтоидов (Т), связанных с подкоровыми источниками [6].

Магматические образования моложе триасовых в районе не установлены. Амагматогенное альпийское (флюорит-полиметаллическое) оруденение, так же как и ртутно-сурьмяное, контролируется главным образом структурным и литологическим факторами.

Анализ размещения рудоносных магматических формаций свидетельствует о том, что на разных этапах герцинского тектономагматического цикла их прост-

Таблица 1

Приуроченность магматических и рудных формаций Южного Тянь-Шаня к тектоно-магматическим циклам

Тектоно-магматический цикл	Этап тектоно-магматического цикла (возраст)	Формация	
		магматическая	рудная
Альпийский	Эпищитовый активизации ЭПА (P_3-N_1)	—	Флюорит-полиметаллическая (Фл, Pb, Zn, Cu)
	Платформенный ПФ ($J-P_2$)	—	—
Герцинский	Рифтогенной активизации РА (T_1-J_1)	Щелочно-габброидно-базальтоидная (шгб)	Ртутно-сурьмяная (Hg, Sb), пирит-арсенопиритовая (Пи, Асп)
	Позднеорогенный ПО (P_2-T_1)	Щелочно-гранит-сиенитовая (шгс)	Флюоритовая (Фл)
	Раннеорогенный РО (C_3-P_1)	Дациит-риолитовая (др) Гранодиорит-гранит-лейкогранитовая (ггл)	Полиметаллическая (Pb, Zn, Sn) Олово-силикатно-сульфидная (Sn, Cu, Су) Олово-вольфрам-грейзеновая (Sn, W, Гр) Олово-пегматитовая (Sn, Пг)
	Позднемиогеносинклинальный ПР (C_2-3)	Диорит-гранодиорит-гранитовая (дгг) Диорит-гранодиорит-монзонит-гранитовая	Сульфидно-кварцевая (Сф, К) Сульфидно-вольфрам-скарновая (Сф, W, Сс) Олово-вольфрам-скарновая (Sn, W, Сс) Мышьяково-медно-висмутовая (As, Cu, Bi) Олово-мышьяково-медно-висмутовая (Sn, As, Cu, Bi) Меднопорфировая (Cu, Пф)
		Гранит-адамеллитовая (га)	Олово-вольфрам-кварцево-грейзеновая (Sn, W, К, Гр) Олово-пегматитовая (Sn, Пг)
	Позднеэвгеосинклинальный ЭГ (C_2-3)	Габбро-плагитогранитовая (гп)	Гематит-магнетит-скарновая (Гм, Мг, Сс)
		Андезит-риолитовая (ар)	Колчеданно-полиметаллическая (Кл, Cu, Pb, Zn)
		Базальт-андезитовая (ба)	Медно-цинково-колчеданная (Cu, Zn, Кл)

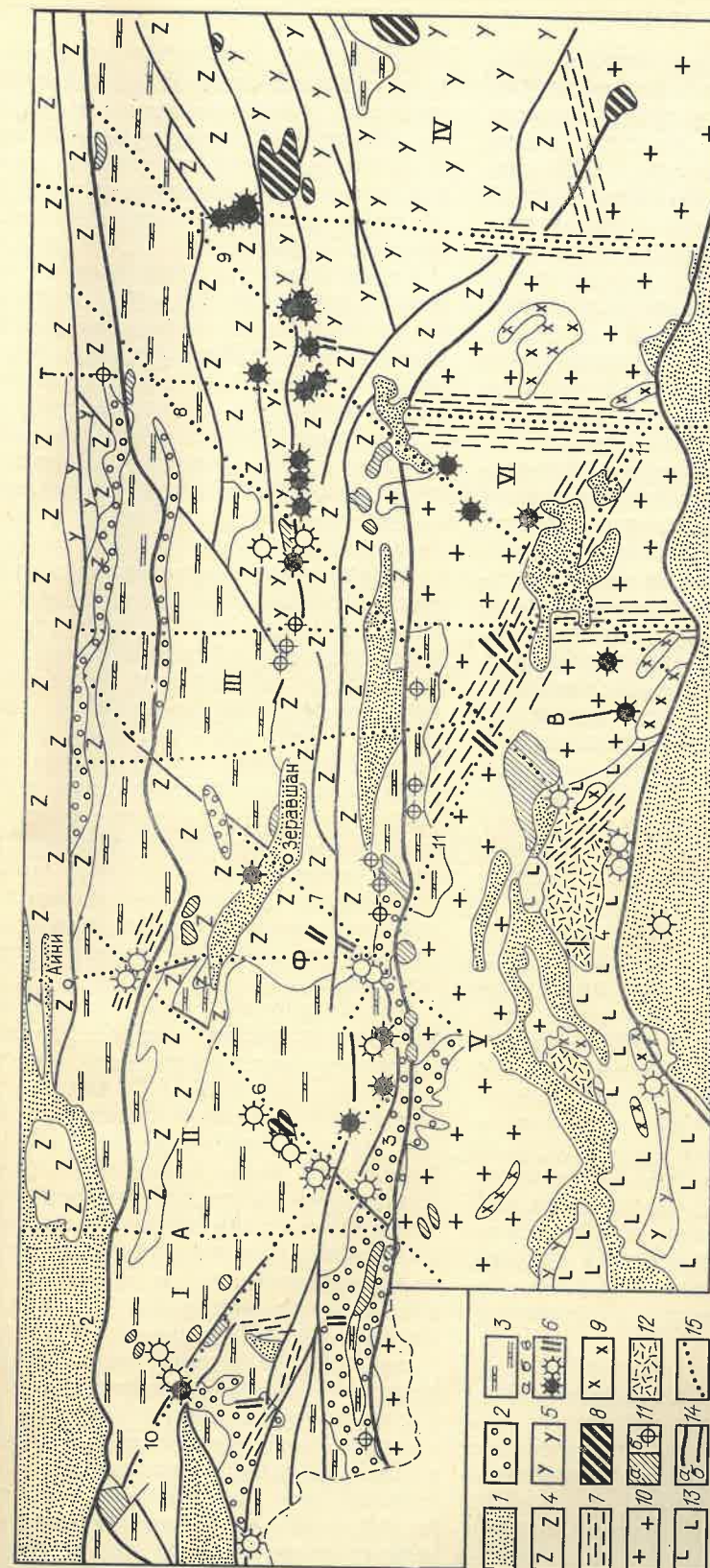


Рис. 2. Схема размещения рудонесущих магматических формаций Южного Тянь-Шаня

Отложения: 1 — кайнозойского чехла, 2 — флишевые и молассовые терригенные (C_1-2), 3 — карбонатные и терригенно-карбонатные (S_2-D), 4 — карбонатно-терригенные метаморфизованные (O_2-S_1); 5 — метаморфические венды — нижнего палеозоя; магматические образования: 6 — трубки взрыва базальтоидного и щелочно-базальтоидного Т (а), дацит-риолитового P_2 (б), единичные дайки щелочно-базальтоид-

ного (а) состава, 7 — дайковые пояса и генеральное пространство даек; формации: 8 — щелочногранит-сиенитовая P_2-T_1 , 9 — гранодиорит-гранит-лейкогранитовая C_3-P_1 , 10 — диорит-гранодиорит-гранитовая C_2-3 , 11 — диорит-гранодиорит-монзонит-гранитовая (а) и внемагматические тела C_2-3 (б), 12 — андезит-риолитовая C_2-3 , 13 — базальт-андезитовая C_2-3 , 14 — зоны разломов: а — крупные, б — прочие, 15 — сквозные системы нарушений и линейности, отделившиеся на космических снимках; остальные усл. обозн. см. рис. 1

ранственное положение определялось различными структурными элементами. Так, позднеэвгеосинклинальные стратифицированные и интрузивные формации сосредоточены в Южно-Гиссарской структурно-формационной зоне широтного простираия. Магматические формации последующих стадий герцинского цикла распространены во всех структурно-формационных зонах региона, в том числе и в эпи-миогесинклинальных (Зеравшано-Гиссарской и Зеравшано-Туркестанской). При этом если для формаций позднеэвгеосинклинальной стадии характерно преимущественно продольное расположение по отношению к геосинклинально-складчатому структурам, то орогенные формации явно секут их. Подобная позиция обусловлена тем, что с позднеэвгеосинклинальной стадии наряду с продолжающейся деятельностью продольных субширотных разрывных нарушений начинают закладываться и активно влиять на размещение продуктов магматизма и связанного с ним оруденения новые системы разломов — диагональные (северо-западные, северо-восточные) и поперечные (меридиональные). Наиболее активными были узлы пересечений продольных, поперечных и диагональных систем нарушений.

Северо-западному направлению подчинены послескладчатые позднеэвгеосинклинальные трещинные тела диорит-гранодиорит-гранитовой формации, развитые на западном фланге Зеравшано-Гиссарской зоны, северо-западному и северо-восточному — пояса послегранитных даек пестрого состава всех структурно-формационных зон региона. Узлы пересечений субширотных разломов с диагональными определяют размещение покровных, субвулканических и плутонических раннеорогенных образований (см. рис. 2).

Северо-восточная ориентировка характерна также для подавляющей части наиболее молодых триасовых щелочных габброидов и базальтоидов. При этом дайковые фации приурочены к линейным структурам, а трубки взрыва — к узлам сочленения северо-восточных, субширотных и меридиональных нарушений. Северо-восточные нарушения, контролируемые эти

образования, чаще всего выделяются по косвенным признакам и являются скрытыми. Наиболее крупная структура, находящаяся в центральной части региона, маркируется полосой сгущения даек и трубок взрыва шириной до 20 км, пересекающей все структурно-формационные зоны.

Размещение щелочно-гранит-сиенитовой формации P_2-T_1 подчинено позднеорогенным сводово-глыбовым поднятиям кольцевой формы в сочетании с секущими разломами различных направлений. Наиболее отчетливо эта закономерность проявлена на крайнем северо-востоке района, на стыке Туркестанского, Зеравшанского и Каратегинского хребтов, а также в западной его части.

Существенное значение в латеральном распределении ряда магматических формаций, особенно на территории Зеравшано-Гиссарской и Зеравшано-Туркестанской зон, приобретают поперечные (меридиональные) линеаменты. Наиболее крупные из них (Арчамайданский, Фандарьинский, Табаспинский) играют роль своего рода структурных барьеров, разделяющих упомянутые структурно-формационные зоны на ряд блоков, которые отличаются друг от друга набором рудоносных магматических формаций и соответственно металлогеническими особенностями.

Рассмотренные выше структурно-металлогенические зоны, различающиеся на всех этапах геологического развития региона [7], являются и структурно-металлогеническими зонами. Металлогенический облик Южно-Гиссарской зоны определяют рудные комплексы герцинской (колчеданная и колчеданно-полиметаллическая минерализация позднеэвгеосинклинальной, полиметаллическая и оловянно-вольфрамовая раннеорогенной стадий) и альпийской (флюорит-полиметаллическая минерализация) металлогенических эпох. Металлогеническая специализация Зеравшано-Гиссарской зоны связана главным образом с герцинскими рудными комплексами, представленными скарновыми оловянно-вольфрамовыми и мышьяково-медно-висмутовыми, оловянными и флюоритовыми формациями, а также пирит-арсенопиритовой и ртутно-сурьмяной

минерализацией этапа раннемезозойской рифтогенной активизации.

Подобные металлогенические особенности свойственны и Зеравшано-Туркестанской зоне (ртуть и др.). В Зеравшано-Гиссарской и Зеравшано-Туркестанской структурно-металлогенических зонах с запада на восток четко обособляются Шинг-Магианский, Чимтаргинский, Ягнобский и Каратегинский металлогенические блоки, разделенные соответствующими поперечными линеаменами (табл. 2).

В Шинг-Магианском блоке распространены две рудные формации — позднеэвгеосинклинальная олово-вольфрамо-мышьяково-медно-висмутовая и посторогенная, включающая пространственно совмещенные ртутно-сурьмяную и пирит-арсенопиритовую рудные формации. Обе эти формации тяготеют к трем металлогеническим зонам северо-западного простираия, продолжение которых на юго-восток четко ограничивается Арчамайданским меридиональным линеаментом.

Центральное осевое положение в рассматриваемом блоке занимает металлогеническая зона со скарновой минерализацией первого из упомянутых рудных комплексов, связанная с позднеэвгеосинклинальными диорит-гранодиоритовыми интрузиями различных (от мезоабиссальных до близповерхностных) фаций глубинности, приуроченных к разлому северо-западного простираия. Интрузивные тела диорит-гранодиорит-гранитовой формации, дайки пестрого состава и контролируемое ими оруденение располагаются в острых углах на пересечении северо-западных разломов с субширотными. Дайки образуют также секущие пояса северо-восточного и субмеридионального простираия. Заметное влияние на размещение рудных тел секущего типа, принадлежащих данному рудному комплексу, оказывают и северо-восточные сколы.

Металлогенические зоны ртутно-сурьмяной и пирит-арсенопиритовой минерализации располагаются по пе-

Таблица 2

Распространение магматических и рудных формаций металлогенических блоков

Этап тектоно-магматического цикла	Формация		Структурно-формационная зона					
	магматическая	рудная	Зеравшано-Туркестанская		Зеравшано-Гиссарская		Южно-Гиссарская	
			Шинг-Магианский блок	Чимтаргинский блок	Ягнобский блок	Каратегинский блок	Западный блок	Восточный блок
ЭПА (P_3-N_1)	—	Фл, Pb, Zn, Cu						
РА (T_1-2-J_1)	щгб	Hg, Sb						
ПО (P_2-T_1)	щгс	Пи, Асп Фл						
РО (C_3-P_1)	др ггл	Pb, Zn, Sn Sn, Cu, Cu Sn, W, Gr Sn, Пг						
ПР (C_2-3)	дгг	Сф, К Сф, W, Ск Sn, W, Ск As, Cu, Bi Sn, As, Cu, Bi Cu, Пф						
ЭГ (C_2-3)	га гп ар ба	Sn, W, К, Gr Sn, Пг Гм, Мг, Ск Кл, Cu, Pb, Zn Cu, Zn, Кл						

риферии симметрично по отношению к упомянутой выше зоне. В северной из них, сложенной преимущественно песчано-алевролитовыми породами, преобладают секущие (жила и минерализованные зоны дробления) типы рудных тел, контролируемые разломом северо-западного простирания, который трассируется поясом дорудных даек пестрого состава. В южной зоне преобладает оруденение субсогласного типа, приуроченное к горизонтам межформационных джаспероидных брекчий, залегающих на контактах кремнисто-карбонатных пород с перекрывающими их терригенными. Размещение рудных полей джаспероидного типа контролируют разломы северо-западного простирания, а рудных тел в их пределах — сколовые нарушения северо-восточной ориентировки и узлы их пересечений с северо-западными разломами.

Чимтаргинский металлогенический блок в границах Зеравшано-Гиссарской зоны выражен сводово-глыбовым поднятием кольцевой формы. В отличие от западного, Шинг-Магианского, блока здесь отсутствуют гранитоидный магматизм и связанное с ним оруденение. Мелкие штокообразные тела щелочных сиенитов и небольшие по площади покровы их эффузивных аналогов, несущие флюоритовую (оптическую) минерализацию, тяготеют к зонам секущего северо-восточного Казнокского линеамента.

Известные здесь ртутно-сурьмяные и пирит-арсенопиритовые проявления относятся преимущественно к секущему морфогенетическому типу. Они располагаются в обрамлении Чимтаргинской кольцевой структуры с севера и юга, где сосредоточены соответственно на границах двух металлогенических зон. Размещение рудных объектов и границы этих металлогенических подразделений определяются в основном субширотными разломами. Рудные объекты локализуются в узлах пересечений продольных разломов с диагональными.

Ягнобский блок в металлогеническом отношении во многом сходен с Шинг-Магианским. Но в отличие от последнего позднегеосинклинальные гранитоиды представлены здесь более кислыми разностями, а в составе свя-

занного с ними рудного комплекса возрастает роль олова и вольфрама, роль же мышьяково-медно-висмутовой ассоциации заметно ослабевает. Металлогенические зоны с преимущественно скарновой оловянно-вольфрамовой минерализацией протягиваются вдоль северной и южной границ Зеравшано-Гиссарской зоны. Наиболее значительная из них — южная — охватывает северный экзоконтакт, сложенный терригенно-карбонатными породами, а также останцы и провесы кровли Гиссарского батолита. В этой позиции рудоносными являются малые трещинные тела диорит-гранодиорит-гранитового состава, прорывающие породы экзоконтакта. Цепочки таких интрузий контролируются разломами субширотного и северо-западного направлений.

Металлогенические зоны этапа рифтогенной активизации обособляются в северной части Зеравшано-Гиссарской структурно-формационной зоны. Западная из них с существенно ртутно-сурьмяной минерализацией джаспероидного типа оконтуривает тектонический клин рудовмещающих карбонатных и терригенных формаций, ограниченных по простиранию северо-восточными разломами. Рудный объект этой зоны приурочен к участку пересечения разломов широтного, северо-восточного и меридионального направлений. Вторая, восточная металлогеническая зона указанного рудного комплекса характеризуется ртутно-сурьмяным оруденением секущего морфогенетического типа, местами пространственно совмещенным с сульфидной пирит-арсенопиритовой прожилково-вкрапленной минерализацией.

Главной рудоконтролирующей структурой здесь является широтный разлом, а благоприятная обстановка для локализации оруденения создается в широтной полосе на участке пересечения продольного разлома меридиональным и северо-восточным линеаментами. Последние в этой части блока выражены широкой полосой скрытых разломов, трассируемых поясами даек и диатрем щелочных габброидов и базальтоидов и прослеживающихся через все структурно-формационные зоны региона.

В области влияния этих разломов в разных структурно-формационных (структурно-металлогенических) зонах отмечаются различные рудные комплексы. Так, на юго-западе в полосе упомянутых разломов расположены все известные в Южном Гиссаре значительные объекты флюорит-полиметаллического оруденения этапа альпийской активизации, объединяемые в границах соответствующей металлогенической зоны. В Зеравшано-Гиссарской зоне к полосе указанных разломов тяготеют названные выше проявления ртутно-сурьмяной и пирит-арсенопиритовой формаций, а в Зеравшано-Туркестанской — слабо изученная кварцево-сульфидная минерализация.

Приведенные материалы дают основание рассматривать полосу скрытых разломов в качестве долгоживущей глубинной рудоконцентрирующей структуры. В Каратегинском металлогеническом блоке преобладают орогенные гранитоиды и щелочно-гранит-сиенитовые формации, определяющие на данной стадии изученности этого блока существенно оловянный и флюоритовый его металлогенический профиль.

Металлогенические блоки на территории Южного Гиссара вследствие существенного отличия его геологического строения и истории развития от таковых Зеравшано-Гиссарской зоны выражены несколько иначе. Здесь выделяются два металлогенических блока — Западный и Восточный. Подобное деление предложили еще в 50-е годы Н. К. Морозенко и Е. Н. Горещая. Граница между этими блоками проходит по меридиональному Варзобскому линеamentу, прослеживающемуся далее на север, где он не является структурным барьером. Для Западного блока характерно наличие двух металлогенических зон с железомедно-цинковым колчеданным и колчеданно-полиметаллическим оруденением. Металлогению Восточного блока определяют олово-вольфрам-грейзеновые проявления и флюорит-полиметаллическая минерализация. Поскольку эти два рудных комплекса пространственно совмещены в пределах массива раннеорогенных гранитов, на схеме (рис. 3) показана толь-

ко одна флюорит-полиметаллическая металлогеническая зона. На Южном Гиссаре известны также полиметаллические проявления в связи с раннеорогенной дацит-липаритовой формацией, распространенные как в Западном, так и в Восточном блоках.

Наиболее крупными структурами, контролирующими размещение подавляющей части штокообразных массивов гранитоидов во всех структурно-формационных зонах, служат орогенные сводово-глыбовые поднятия кольцевой формы. Их, с нашей точки зрения, правомерно рассматривать в качестве своеобразных изометричных металлогенических структур того же порядка, что и металлогенические зоны.

Изложенный фактический материал свидетельствует о тесной сопряженности структурных и магматических факторов металлогенического контроля. При этом возникает вопрос о причинах блоковой металлогенической неоднородности типовых структурно-металлогенических зон региона. На нее могут оказывать влияние три группы независимых факторов, дающих интегральную картину металлогенической специфики каждого блока.

К первой группе относится денудационный срез. Следует различать два уровня денудационного среза — доюрский, связанный с формированием посторогенного триасового пенеплена, и неоген-четвертичный. Доюрский срез увеличивается в направлении с запада на восток, чем обусловлено появление в этом направлении все более древних комплексов вплоть до выступов метаморфического фундамента в Каратегинском блоке. Неоген-четвертичный срез, наоборот, уменьшается с запада на восток и с юга на север. Поэтому в блоках с более древним основанием распространены более молодые магматические рудные формации.

С этих позиций легко объясняются различия Шинг-Магианского и Каратегинского блоков Зеравшано-Гиссарской зоны. В Каратегинском блоке, максимально эродированном и имеющем наиболее мощную кору, наиболее широко развиты орогенные формации корового уровня — гранитные, щелочно-гранитные и приуроченная к ним минерализация. Однако в этом блоке

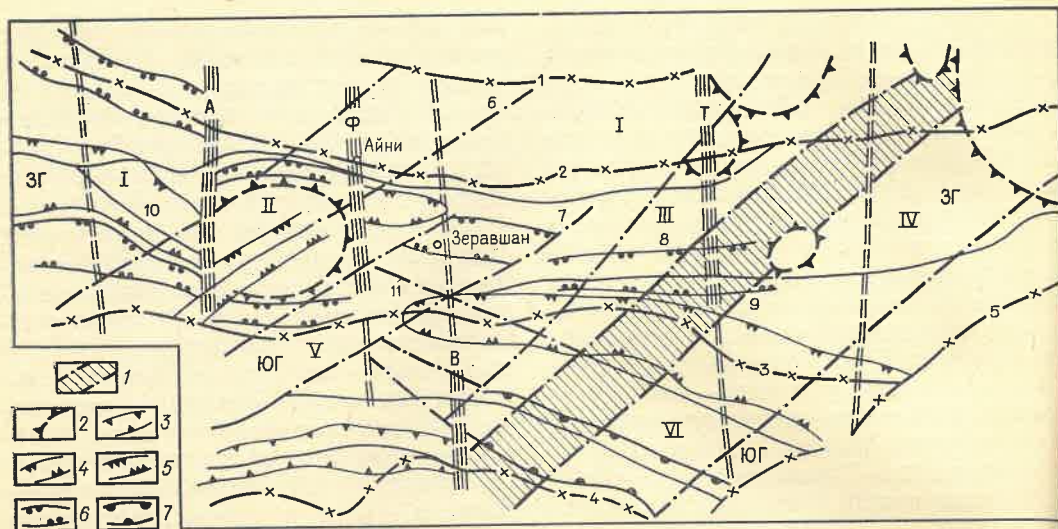


Рис. 3. Схема металлогенического районирования Центрального Таджикистана

1 — рудоконцентрирующая зона скрытых разломов; 2 — кольцевые позднеорогенные сводово-глыбовые поднятия, контролирующие проявления щелочногранит-сиенитового магматизма; металлогенические зоны: 3—6 — герцинские (3 — позднеэвгеосинклинальные)

практически полностью отсутствуют металлогенические признаки этапа рифтогенной активизации. Различными уровнями денудационного среза это объяснить нельзя.

Можно высказать предположение о влиянии второй группы факторов — блоков фундамента, которые особенно отличаются в крайних западных и восточных блоках. Влияние фундамента сказывается в увеличении щелочности магматических проявлений в восточном направлении. С этих позиций представляет исключение Чимтаргинский блок со свойственным ему аномальным магматизмом, связанным с северо-восточным сквозным линейamentом. К той же зоне северо-восточного направления приурочены, как уже говорилось, скопления позднеорогенных щелочно-кислых и рифтогенных продуктов магматизма щелочного и щелочнобазальтоидного состава, в особенности трубок взрыва, подкоровый уровень образования которых не вызывает сомнений [2]. Влияние структур этого типа, имеющих в каждом случае свою металлогеническую специализацию, следует относить к третьей группе факторов, определяющих металлогеническую неоднородность рассмотренных блоков и связанных со

ные неразделенные Pb, Zn, Cu, Fe, Кл, 4 — позднемезозойские W, Sn, As, Cu, Bi, 5 — позднемезозойские Фл, 6 — рифтогенной активизации Hg, Sb (иногда пространственно совмещенные с пирит-арсенипиритовой минерализацией), 7 — альпийские Фл, Pb, Zn, Cu; остальные усл. обозн. см. рис. 1

сквозными глубинными зонами дислокаций.

Вышеизложенное также полностью подтверждает установленные ранее для других областей закономерности узлового контроля в размещении оруденения. Оно контролируется узлами пересечения металлогенических зон с секущими линейamentами и сквозными зонами, установленными в большинстве случаев путем анализа размещения продуктов магматизма поздних орогенных и рифтогенных стадий. Наиболее крупные узлы, характеризующиеся полиформационностью и полихронностью магматических и рудных образований, длительностью их развития и другими признаками, здесь не рассматриваются.

В заключение укажем на необходимость использования морфо- и космо-структурных критериев при детальном металлогеническом исследовании сложнодислоцированных орогенных областей с многоэтапным магматизмом и оруденением, ярким примером которых служит Южный Тянь-Шань.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баратов Р. Б., Мушкин И. В. Актуальные проблемы эндогенной металлогении Гиссаро-Алая (Южный Тянь-Шань). — В кн.: Металлогения и рудообразование. Алма-Ата, 1979, с. 125—130.

2. Баратов Р. Б., Литвиненко К. И., Сальникова Р. Н. Металлогенические особенности орогенных этапов развития Центрального Таджикистана (Южный Тянь-Шань). — В кн.: Металлогения Тянь-Шаня. [Тезисы докладов на IX Всесоюз. металлогенич. совещ.]. Ташкент, 1979, с. 139—140.
3. Баратов Р. Б., Сальникова Р. Н., Афиногенова Л. Н. Рудные формации и некоторые закономерности размещения эндогенных месторождений Центрального Таджикистана и Памира. — В кн.: Проблемы металлогении и рудогенеза. Алма-Ата, 1974, с. 193—211.
4. Рундквист Д. В. О значении формационного анализа при металлогенических исследованиях. — В кн.: Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. Л., 1978, с. 15—37.
5. Рудоносность и геологические формации структур земной коры. Ред. Д. В. Рундквист. Л., Недра, 1981.
6. Земная кора и верхняя мантия Таджикистана. Отв. ред. М. М. Кухтиков. Душанбе, Дониш, 1981.
7. Кухтиков М. М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе, Дониш, 1968.

УДК 550.8.551.243 : 553.3/4.078

А. П. ЛОПАТИН (ПГО «Красноярскгеология»)

О картировании зон разломов рудных районов и полей

Большинство рудных месторождений контролируется крупными разрывными нарушениями, которые можно рассматривать как границы геологических тел и как геологические тела, имеющие длину, мощность (ширину) и глубину проникновения в земную кору [2]. Исходя из первой точки зрения, вполне правомочно издавна практикующееся изображение разломов, в том числе и крупных, на геологических и специализированных структурных картах и схемах в виде единичных условных линий, обычно разной толщины в зависимости от ранга отображаемых нарушений. Согласно второй точке зрения, разломы должны картироваться как зоны деформированных пород определенной длины и ширины. Прежде всего это относится к крупным разломам, залеженным на средних и глубинных уровнях земной коры. Здесь вследствие наличия известной вертикальной структурной зональности [1, 3, 7] хрупкие деформации в зонах разломов сменяются пластическими, образуются тектонобласты, тектонопласты и происходит значительное расширение приразломных зон динамометаморфизма.

Хрупкие разрывные нарушения достаточно уверенно опознаются при геологическом картировании с применением морфоструктурного анализа рельефа по топооснове, аэро- и космическим фотоматериалам, а также с использованием геофизических и других методов, чего нельзя сказать о зонах динамометаморфизма, в которых преобладают пластические деформации. Трудности картирования таких структур обусловлены тем, что они выражаются в виде довольно широких (до нескольких километров), не контрастных и не имеющих четких боковых ограничений полос кливажированных, милонитизированных или гнейсифицированных пород, характеризующихся постепенными переходами в слабодеформированные «фоновые» толщи. Развитие интенсивных деформаций, приводящих в конечном счете к пластическому течению вещества, как правило, сопровождается его перекристаллизацией, приносом и выносом компонентов деформируемых пород.

Гидротермально-метасоматические преобразования широко распространены в зонах динамометаморфизма, особенно залеженных на больших глубинах, и обуславливают «залечивание» их структурных неоднородностей. При этом зоны динамометаморфизма теряют способность к повышенной эрозии и нередко слабо выражаются в рельефе. В геофизических полях подобные структуры отчетливо прослеживаются лишь в случае присутствия в них пород и минералов, обладающих сугубо специфическими физическими свойствами (ультраосновных и основных пород, мощных кварцевых жил, магнетита, пирротина и т. д.).

Абиссальные и гипабиссальные части разломов, которым соответствуют зоны динамометаморфизма с преобладанием пластических деформаций, нередко совсем не отображаются на геологических картах, особенно в условиях плохой обнаженности. Даже в тех случаях, когда зоны динамометаморфизма сопровождаются разломами со значительными смещениями, приводящими к совмещению разновозрастных толщ, эти объемные структуры часто изображаются в виде единичных условных линий.

Выделение зон динамометаморфизма целесообразно проводить с использованием приемов тектонофациального анализа, изложенного в работах [7, 9]. При изучении рудных районов и полей Енисейского края и Восточного Саяна нами в качестве элементарных тектонофаций принимались три уровня динамометаморфизма, охватывающих в плане довольно значительные участки, по ширине вполне достаточные для отображения на геологических и прогнозных картах рудных районов и полей обычно в масштабах 1:50 000 и 1:25 000. Они соответствуют трем группам тектонофаций, выделенных Е. И. Паталахой. В ходе более детальных исследований, вероятно, целесообразно и необходимо более дробное расчленение уровней деформаций.

Принципы и признаки выделения тектонофаций рассмотрены Е. И. Паталахой и др. [7, 9] на примере фанерозойских отложений Казахстана, не испытавших значительных региональных преобразований. Нами для оценки

уровней динамометаморфизма рифейских и палеозойских пород, слагающих изученные районы и метаморфизованных в зеленосланцевой фации, привлекались данные по тем структурным элементам, которые объединены Е. И. Паталахой [7] в «главный структурный парагенезис», — кливажу, складчатости, разрывам, линейности, трещиноватости, птigmatитовым складкам, метаморфической полосчатости. Учитывалась степень проявления процессов перекристаллизации и переориентировки удлиненных и пластинчатых зерен минералов параллельно плоскостям кливажа — линеаризации [7], определялось количество новообразованных минералов гидротермально-метасоматического происхождения, кварцевых и карбонатных жил и прожилков. Ниже кратко охарактеризованы основные, общие для разных типов пород преобразования, свойственные каждой из трех тектонофаций.

Тектонофация А объединяет «фоновые» породы из межразломных зон, в которых остались без изменений текстуры и структуры, присущие той фации метатенеза или метаморфизма, в которую они регионально преобразованы. В таких породах практически независимо от их состава повсеместно развиты трещиноватость, хрупкие разрывы, брахиформные и линейные складки, но не проявлены кливаж и складчатость течения. Лишь в высокопластичных сланцевых толщах развивается кливаж скола.

Тектонофации В и С отражают уровни дислокационных преобразований пород в зонах разломов. Изменений же в контактовых зонах интрузий, часто отвечающих уровням тектонофаций В и С, мы не касаемся. Характер дислокационного метаморфизма в значительной степени зависит от физико-механических свойств породы. Тектонофация С отражает максимальный уровень дислокационного метаморфизма и развивается, как правило, в центральных частях зон динамометаморфизма. Общими признаками почти для всех типов пород, преобразованных в тектонофации С, являются коренная перестройка их первичных структур и текстур, возникновение кливажа и складчатости течения, птigmatитоподобных образований, линейности и метаморфической полосчатости, перекристаллизации и линеаризации.

Тектонофация В, переходная между тектонофациями А и С, обычно характеризует уровень преобразований пород из периферийных частей зон динамометаморфизма. Кливаж и складчатость течения в этой тектонофации типичны только для высокопластичных сланцев. В других породах кливаж грубый, линзовидный (кливаж разлома или скола), а складчатость течения, птigmatитоподобные образования и линеаризация отмечаются редко. Характерная особенность тектонофации В состоит в том, что дислокационные преобразования не приводят к полному исчезновению первичных текстур и структур пород.

Породы, метаморфизованные в тектонофациях В и С, как правило, подвержены гидротермально-метасоматическим изменениям. Данные Е. И. Паталахи и др. [9], а также наши материалы свидетельствуют о том, что количество новообразованных минералов гидротермально-метасоматического происхождения в породах из зон динамометаморфизма обычно

находится в прямой зависимости от уровня их дислокационных преобразований. Это позволяет высказать предположение о сопряженности и взаимообусловленности дислокационного и гидротермального метаморфизма в зонах разломов. Такое предположение подтверждается результатами экспериментальных и теоретических исследований, согласно которым механические деформации пород в зонах крупных разломов способны инициировать тепловые и гидротермальные потоки [8, 12]. Насыщение же гидротермами вызывает, в свою очередь, снижение вязкости пород и развитие в них более интенсивных пластических деформаций [10].

Выделение зон динамометаморфизма проводилось на основе макро- и микроскопических определений степени интенсивности дислокационно-гидротермального метаморфизма пород. Для прослеживания их по простиранию использовался метод картирования трещиноватости [6, 11]. В каждом обнажении замерялись и выносились на карту в векторном выражении элементы залегания систем кливажа и параллельной трещиноватости, определялась интенсивность трещин для каждой системы, т. е. подсчитывалось их количество на 1 м. Интенсивность кливажа оценивалась качественно. Поскольку простирание зон динамометаморфизма совпадает с направлением кливажа, по элементам залегания и интенсивности систем трещин выделялись зоны повышенной трещиноватости, а также уточнялось положение хрупких разрывов. Для зон динамометаморфизма характерен вертикальный или крутонаклонный кливаж, нередко выполаживающийся в межразломных пространствах до 15–20°.

Чтобы показать важность изучения и картирования зон разломов при структурных и металлогенических исследованиях рудных районов и полей, а также некоторые особенности дислокационного и гидротермального метаморфизма в них, рассмотрим геологическое строение Советского, Сисимско-Сейбинского и Лодочного районов, отличающихся друг от друга по геотектоническому положению, возрасту и типам слагающих их пород.

Советский район расположен в многоэпиклиналиной зоне байкалids Енисейского края и сложен мощной существенно сланцевой толщей сухопитской серии рифея. Гидротермальное оруденение развито в зоне Ишимбинского глубинного разлома, достигающей ширину 15–20 км. Боковыми ограничениями этой зоны глубинного разлома служат грабены, заполненные кембрийскими отложениями (рис. 1). Изучение структуры района сводится к расшифровке внутреннего строения Ишимбинского разлома.

В результате проведенных нами исследований [5] здесь выявлено несколько ранее неизвестных зон динамометаморфизма, имеющих в основном согласное с глубинным разломом северо-западное простирание. Эти зоны соответствуют разломам глубокого заложения — структурам второго порядка по отношению к включающему их глубинному разлому. В истории формирования структуры Советского района выделяются три деформационных цикла. С первым из них, обусловленным заложением и развитием Ишимбинского разлома,

связано формирование зон динамометаморфизма северо-западного простирания. Последующие наложенные деформационные циклы проявились в образовании структур субширотного и северо-восточного простираний.

Применение тектонофациального анализа позволило уточнить внутреннее строение зон динамометаморфизма. Тектонофация С приурочена чаще к центральным частям зон динамометаморфизма, нередко отмечается разветвление ее полос или их кулисообразное расположение. Преобразование в тектонофацию С толщ сухопитской серии, в составе которой резко преобладают кварц-хлорит-серпичитовые сланцы, приводит к затухиванию их первичной слоистости и формированию филонитов, для которых характерно развитие по плоскостям кливажа углеродистого вещества — «обугливание». Кроме того, в зонах этой тектонофации проявлены хлоритизация, серпичитизация, биотитизация, карбонатизация и сульфидизация пород. Количество новообразованных минералов сравнительно невелико и редко достигает 30 %. В зонах тектонофации С развиты кварцевые жилы, нередко группирующиеся в кварцево-жилные зоны.

Гидротермальное оруденение распространено на участках наиболее интенсивных преобразований в зоне тектонофации С. Изучение формы и особенностей локализации кварцевых жил позволяет предполагать, что формирование большинства из них обусловлено проявлением дислокационного метаморфизма в связи с заложением и развитием глубинного разлома [5]. В северной части района выявлена мощная, вытянутая в северо-западном направлении зона развития тектонофации С. Она вмещает три наиболее крупных интрузивных массива сильноамфиболитизированных основных пород и, очевидно, относится к типу тектоно-магматических структур. В экзоконтакте одного из массивов ортоамфиболитов развито полиметаллическое оруденение [4]. Это оруденение, как и структура, к которой оно приурочено, не имеет аналогов на остальной территории рудного района.

Сисимско-Сейбинский район находится в зоне сочленения байкалids и каледонид Восточного Саяна и тяготеет к северной части Верхнесыдинского выступа, к месту сопряжения его со структурами Восточно-Саянского антиклинория. В районе развиты отложения рифея, венда и кембрия, прорванные палеозойскими интрузиями гранитов и редко интрузиями ультраосновных пород (рис. 2).

В изученной части района выявлены три субмеридиональные зоны динамометаморфизма (с запада на восток) — Джетская, Сисимская и Сейбинская. На севере они сопрягаются с зоной динамометаморфизма северо-западного простирания.

В пределах наиболее широкой (до 3 км) Джетской зоны на протяжении нескольких километров отмечается раздвоение полосы пород, преобразованных в тектонофации С. Линейной аномалией магнитного поля прослеживается только зона динамометаморфизма северо-западного простирания. Остальные зоны в геофизических полях проявлены весьма слабо. На крупномасштабных геологических картах Сисимско-Сейбинского района зоны

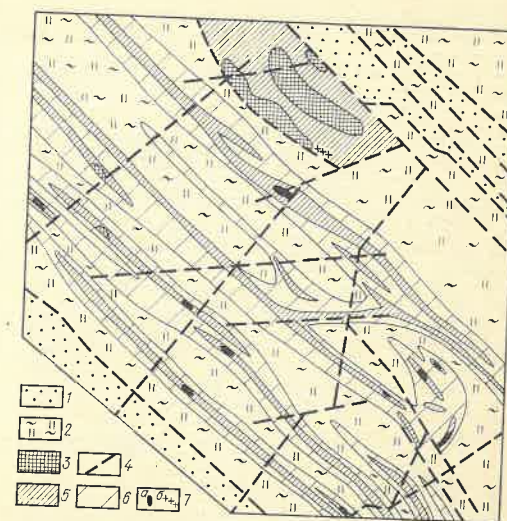


Рис. 1. Схема геологического строения рудного узла Советского

1 — нижний-средний кембрий (известняки, песчаники, сланцы); 2 — рифей, сухопитская серия (кварц-хлорит-серпичитовые и биотитовые сланцы, алевросланцы, редко кварцитовидные алевролиты и песчаники); 3 — амфиболитизированные основные интрузивные породы; 4 — хрупкие разрывы; 5-6 — зоны динамометаморфизма (тектонофации); 7 — участки проявления рудной минерализации: а — гидротермальной, б — полиметаллической

динамометаморфизма, соответствующие крупным разломам, ранее, как правило, не отображались. Только Ю. В. Беспаловым с соавторами в качестве зоны расланцевания была закартирована Сейбинская зона динамометаморфизма, где подвергались деформации преимущественно оливиновые и пироксеновые порфиры вулканического покрова средне-позднекембрийского возраста.

Порфиры в Сейбинской зоне нацело преобразованы в серпичит-серпентин-эпидот-хлоритовые тектоносланцы, содержащие многочисленные мелкие линзовидные обособления кварца и кальцита. Гидротермально-метасоматические изменения порфиритов выражены в пропилитизации. Характер дислокационно-гидротермального метаморфизма хлорит-серпичит-кварцевых сланцев кувайской серии и павловской свиты во многом аналогичен преобразованиям сланцев сухопитской серии, слагающей Советский район. Отличие заключается в гораздо более редком «обугливание» сланцев кувайской серии и павловской свиты, широкое развитие в них эпидота. В полимиктовых песчаниках колпинской свиты в зоне тектонофации С возникает довольно совершенный кливаж типа скола, отмечаются эпидотизация, серпичитизация, карбонатизация и сульфидизация пород, развиваются кварцевые жилы. Количество новообразованных минералов в сланцах и песчаниках, метаморфизованных в тектонофации С, не превышает 30 %.

Джетская, Сейбинская и северо-западная зоны динамометаморфизма ограничивают грабен, вытянутый в меридиональном направлении и сложенный кембрийскими образованиями. По разломам, которым соответствуют эти зоны, произошло значительное опускание блока в центральной части района. Наибольшие ам-

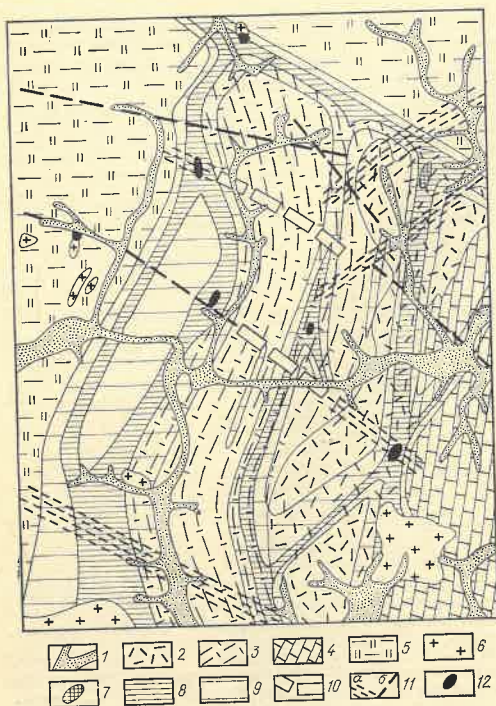


Рис. 2. Схема геологического строения Сисимско-Сейбинского района

1 — четвертичные аллювиальные отложения; 2 — средний-верхний кембрий, кизирская свита (пироксеновые и оливин-пироксеновые порфиры); 3 — нижний кембрий, коллинская свита (хлорит-серпичит-кварцевые сланцы, полимиктовые песчаники, известняки, порфиры, туфолавы); 4 — венд, павловская свита (известняки, доломиты, конгломераты); 5 — рифей, кувайская серия (хлорит-серпичит-кварцевые сланцы, порфиры, известняки); 6 — гранитоиды; 7 — перидотиты; 8—9 — зоны динамометаморфизма (тектонофазии); 8 — С, 9 — В; 10 — зоны наложенной складчатости; 11 — зоны повышенной трещиноватости (а), разрывы (б); 12 — участки развития гидротермального оруденения

плитуды вертикальных смещений отмечаются по Джетскому и северо-западному разломам, по которым контактируют нижнекембрийские и рифейские толщ, разделенные в нормальном стратиграфическом разрезе толщей венда мощностью не менее 500—600 м. Смещения в зонах разломов, очевидно, происходили по серии субпараллельных «вязких» сбросов или реализовались путем пластического течения вещества пород по плоскостям кливажа [7]. Поэтому резких границ между разновозрастными толщами здесь не наблюдается, к зонам разломов приурочены изоклиальная складчатость и перемежаемость разнородных пород.

На расстоянии 3 и 6 км к юго-западу от зоны динамометаморфизма северо-западного простирания параллельно ей развиты две зоны наложенной складчатости, в результате которой оказались смятыми не только слои, но и кливаж, обусловленный подвижками по субмеридиональным разломам. Продолжением зоны наложенной складчатости по простиранию служат разрывы и зоны повышенной трещиноватости. Такие структурные элементы характерны для ослабленных зон над скрытыми разломами [11] и, по-видимому, отражают подоб-

ные структуры, входящие в систему разломов северо-западного простирания. В юго-западной части района выявлена еще одна зона повышенной трещиноватости северо-западного простирания.

Кроме структур субмеридионального и северо-западного направлений, установлены одна зона динамометаморфизма и две зоны повышенной трещиноватости северо-восточного простирания. В юго-западном направлении они не прослеживаются далее Сисимской зоны динамометаморфизма.

В изученной части района известны гидротермальные проявления молибдена, флюорита, свинца и других металлов. Два рудопроявления развиты в экзо- и эндоконтактах мелких гранитоидных штоков. Одно из них контролируется узлом сопряжения Джетской и северо-западной зон динамометаморфизма, другое — скрытым разломом северо-западного простирания. Остальные рудопроявления приурочены к субмеридиональным зонам динамометаморфизма, в пределах которых располагаются в узлах сопряжения полос тектонофазии С и на пересечении субмеридиональных зон с другими структурами. Среди последних особенно выделяются предполагаемые скрытые разломы северо-западного простирания. Выявленные с применением тектонофациального анализа и метода картирования трещиноватости особенности общей структуры района позволили уточнить представления о закономерностях размещения и рудоконтролирующих факторах гидротермального оруденения.

Лодочный район располагается в северо-западной части Сисимо-Кизирского синклиория Восточного Саяна, консолидированного в ходе каледонского цикла тектогенеза. В строении этого района принимают участие карбонатные отложения среднего кембрия и вулканогенные образования девона, прорванные гипабиссальными и субвулканическими мелкими массивами и дайками гранитоидов (рис. 3).

При крупномасштабной геологической съемке В. Н. Долговой в толще известняков была закартирована довольно мощная Куртюльская зона дробления северо-западного простирания. Нашими работами уточнены положение указанной структуры и характер преобразования в ней пород, выявлено несколько параллельных ей зон динамометаморфизма как в среднекембрийских известняках, так и в перекрывающую часть изученной площади проходят две сближенные зоны динамометаморфизма, соединенные диагональными ответвлениями. Дислокационные и гидротермальные преобразования пород были наиболее интенсивными в Куртюльской и этих двух зонах.

Известняки в центральной части Куртюльской зоны динамометаморфизма подвергались интенсивной перекристаллизации, сопровождавшейся формированием вертикальной или крутонаклонной метаморфической полосчатости. В них развиты жилы, прожилки или изометричные обособления крупнокристаллического кальцита и кварца, окварцевание и вторичные кварциты. Кислые эффузивы в зоне тектонофазии С превращены во вторичные кварциты или в кварц-серпичитовые с примесью

хлорита, альбита и карбонатов тектоносланцы (березитоиды). В зоне тектонофазии В в них развиты кливаж скола, серицитизация, окварцевание и альбитизация, но сохраняются отчетливые признаки первичных текстур и структур. Необходимо отметить, что в кислых эффузивах и известняках на уровне тектонофазии С гидротермально-метасоматические процессы и перекристаллизация часто были настолько интенсивными, что приводили к «залечиванию» кливажа и сопровождалась формированием плотных полосчатых метасоматов, например, вторичных кварцитов.

Установлено повсеместное развитие обширных систем параллельной трещиноватости, интенсивность которой редко достигала 10—20 трещин на 1 м. Простирание трещин обычно близко к ориентировке элементов рельефа, особенно речной сети. Большинство систем трещин имеет меридиональное и широтное, реже северо-западное и северо-восточное простирания.

Наблюдается отчетливая приуроченность мелких субвулканических массивов гранитоидов к зонам динамометаморфизма. С более крупным из них также сопряжено несколько зон динамометаморфизма. В гранитоидах проявлены хлоритизация, серицитизация, альбитизация, окварцевание, но не установлено кливажирование. Уровень гидротермально-метасоматических преобразований вмещающих пород повышается в экзоконтактовых зонах массивов, в местах сопряжения с ними зон динамометаморфизма. При прослеживании последних в экзоконтактовых зонах гранитоидов выявлено несколько участков развития интенсивной сульфидизации, реже кварцевых и баритовых жил и прожилков во вторичных кварцитах, березитоидах и кварц-альбитовых метасоматитах. Эти участки перспективны на обнаружение гидротермального оруденения вулканогенного типа. Куртюльской зоной динамометаморфизма контролируется полиметаллическое оруденение, развитое в толще известняков. Таким образом, зоны динамометаморфизма играют роль мажордирующих структур для субвулканических интрузий, а также структур, контролирующих гидротермальное рудообразование.

В заключение следует отметить, что зоны динамометаморфизма, соответствующие зонам крупных разломов, широко распространены в геосинклинальных областях и относятся к наиболее важным рудоконтролирующим структурам. Иногда они контролируют проявления малоглубинного магматизма. Изучению и картированию зон разломов необходимо уделять первоочередное внимание при крупномасштабных исследованиях. Выделение подобных структур позволит значительно уточнить представление о структуре рудных районов и полей, установить закономерности размещения в них гидротермального оруденения и выявить рудоцентрирующие критерии. Это будет способствовать повышению эффективности прогнозирования и позволит сократить объемы поисковых работ, сделать их более целенаправленными. Опознавание зон разломов рекомендуется проводить, используя тектонофациальный анализ в комплексе с методом картирования трещиноватости.

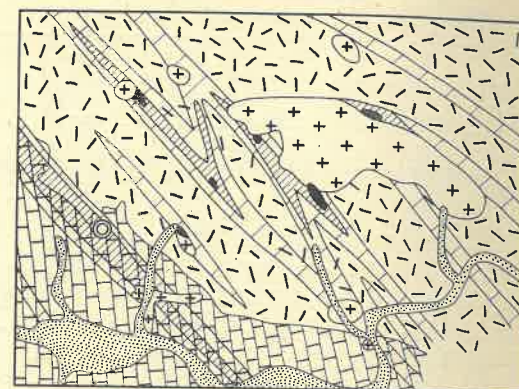


Рис. 3. Схема геологического строения Лодочного района

1 — четвертичные аллювиальные отложения; 2 — девон (палеотипные риолиты, плагиориолиты, риодациты, диабазы); 3 — средний кембрий (известняки, доломитизированные известняки); 4 — гранитоиды; 5 — 6 — зоны динамометаморфизма (тектонофазии): 5 — С, 6 — В; 7 — полиметаллическое рудопроявление (а), участки развития сульфидной минерализации, баритовых и кварцевых жил во вторичных кварцитах, березитоидах и альбититах (б)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Казанский В. И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М., Недра, 1972.
2. Косыгин Ю. А. Тектоника М., Недра, 1983.
3. Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1956.
4. Ли Л. В. Золоторудные формации Енисейского кряжа. — В кн.: Записки Красноярского отделения Всесоюзного Минералогического общества. Вып. 1. Красноярск, 1968, с. 121—127.
5. Лопатин А. П. Тектонические структуры и золотое оруденение в сланцевых толщах северной части Енисейского кряжа. — Геология и геофизика, 1982, № 2, с. 60—66.
6. Невский В. А. Трещинная тектоника рудных полей и месторождений. М., Недра, 1979.
7. Паталаха Е. И. Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата, Наука, 1981.
8. Паталаха Е. И., Поляков А. И., Севрюгин Н. Н. Роль механического фактора в термическом режиме зон крупных разломов. — Геотектоника, 1978, № 4, с. 79—90.
9. Тектонофациальный анализ (новые данные)/Е. И. Паталаха, А. И. Лукниенко, В. А. Дербенев, А. В. Смирнов. — В кн.: Проблемы тектоники Казахстана. Алма-Ата, 1981, с. 162—169.
10. Справочник по физическим свойствам минералов и горных пород при высоких термодинамических параметрах. Под ред. М. П. Воларовича. М., Недра, 1978.
11. Томсон И. Н. Особенности ослабленных зон над скрытыми разломами фундамента в складчатых областях Дальнего Востока. — В кн.: Скрытые рудоцентрирующие глубинные разломы. М., 1962, с. 54—84. (Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 84).



УДК 552.323.5(574.21)

А. Д. КОРОБОВ (Саратовский гос. ун-т)

Хлорофентовые базальты Кушмурунского грабена

В Кушмурунском грабене широко развита липарит-базальтовая осадочно-вулканогенная формация, выделенная в туринскую серию (P_2-T_{1-2}). Она, как и прорывающие ее кислые экструзивные купола, относится к наиболее типичным формам проявления финального вулканизма складчатых областей [3]. Эти образования формировались в тафrogenных структурах [13], заложившихся на пенепленизированной поверхности, которая возникла в результате разрушения орогенных сооружений герцинского этапа.

Базальты туринской серии образуют лавовые потоки и покровы. Среди них различаются массивные (монокристаллические) и миндалекаменные разновидности. Взаимоотношения между породами в разрезе весьма сложные. Базальты по структуре близки к долеритам и представлены мелко-, средне- и крупнозернистыми разновидностями, имеющими интерсерпентальную, толеитовую, порфирированную, реже офитовую структуру. В основной массе базальтов всегда присутствует вулканическое стекло, в среднем 10—25 %.

Образцы хлорофентовых базальтов нами впервые встречены в Тургайском



Рис. 1. Хлорофент, рассеченный карбонатным прожилком (1), в основной массе базальта
Ув. 90, без анализатора

прогибе. Их необычный вид объясняется присутствием множества крупных и мелких округлых и неправильных выделений, а также прожилков черного с раковистым изломом смолоподобного вещества. Хлорофент — это гидрогель переменной состава. Он развивается в основной массе базальтов — в интерстициях между плагиоклазом и темноцветными минералами (рис. 1), а также в пустотах (везикулах, миндалинах, пузырях) и по прожилкам. Хлорофент обладает стеклянним, масляным или матовым блеском и по внешнему виду напоминает обычное вулканическое стекло. Окраска его темная до черной с темно-бурыми и буровато-зелеными оттенками.

В шлифах и иммерсионных препаратах хлорофент изотропный или в различной степени раскристаллизованный, двупреломляющий. В проходящем свете он имеет желтую или желтовато-зеленую окраску, которая свойственна соответственно аморфным и в различной степени раскристаллизованным его разновидностям. Под микроскопом (без анализатора) изотропный хлорофент имеет шагреновую поверхность за счет трещин синерезиса, порождающих рельеф. Самые мелкие выделения гидрогеля представлены изотропным, редко плохо раскристаллизованным хлорофентом. Периферию крупных миндалин выполняет тонкая темно-бурая полоса изотропного хлорофента, за которой следует узкая лучисто-окристаллизованная зона с очень тонкой пloidчатостью. Большая часть таких миндалин состоит из хлорофента, лишенного каких-либо включений и обладающего характерными для гелей полигональными трещинками усыхания. В поляризованном свете видно, что хлорофент имеет зональное строение: периферические части окристаллизованы, а центральные изотропны (рис. 2). Зоны отличаются по показателю преломления. Азональные выделения хлорофента нередко в раз-

личной степени замещаются тонкощупчатными агрегатами смектита.

Нередко фенокристаллы плагиоклазов, расположенные в непосредственной близости к крупным миндалинам, которые сложены изотропным желтым хлорофентом, резорбируются этим же гидрогелем по трещинкам слоистости и катаклаза (рис. 3). Иногда плагиоклазы с обильными включениями стекловатого базиса целиком замещаются хлорофентом и диагностируются по темновым структурам или незначительным реликтам. Мелкие менее катаклазированные лейсты плагиоклазов изменены слабее. На участках повышенной трещиноватости интерстициальные выделения хлорофента и заполненные им везикулы укрупняются и образуют псевдоминдалины. Последние в свою очередь срастаются в сложно построенные каналы, захватывающие целые фрагменты основной массы базальтов. Эти явления, а также наличие прожилков изотропного желтого хлорофента свидетельствуют о большой подвижности и пульсационном поступлении гидрогеля в условиях тектонического напряжения, когда эффузивное тело окончательно консолидировалось, но имела место свободная циркуляция остаточных магматических растворов.

Показатели преломления хлорофента варьируют в очень широких пределах, что обусловлено различным содержанием железа и других компонентов, а также наличием слабо связанной воды (H_2O^-), которая легко теряется им даже при комнатной температуре [12]. В иммерсионных препаратах показатель преломления гидрогеля связан с интенсивностью окраски. Густоокрашенные разновидности кушмурунского хлорофента имеют меньший показатель преломления (1,333—1,405), чем их более светлые аналоги (1,406—1,430). Твердость его 1,5—2,0, по шкале Мооса. При обработке 30 % ным раствором соляной кислоты хлорофент полностью обесцвечивается, становится водяно-прозрачным с показателем преломления 1,435. Часть зерен при кипячении в указанном растворе желатинирует.

Хлорофент из базальтов туринской серии обладает высоким содержанием окисного железа и низким глинозема, а также кальция и щелочей (табл. 1).



Рис. 2. Зональное строение крупной миндалины в базальте, выполненной хлорофентом
Ув. 220, без анализатора

Последнее обстоятельство отличает его по составу от основного вулканического стекла, с которым хлорофент генетически связан. Эти особенности химического состава обусловлены [12] обособлением хлорофента на позднем этапе застывания лавы, когда уже выделились оливин, пироксены и плагиоклаз, а остаточный расплав был сильно пересыщен железом и недосыщен алюминием, который вошел в состав

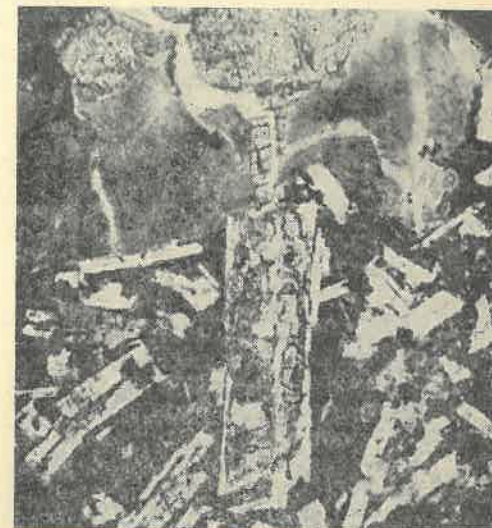


Рис. 3. Замещение плагиоклаза хлорофентом в базальте
Ув. 90, без анализатора

Таблица 1

Химический состав хлорофента и измененного базальта, %

Оксиды	1	2	3	4*	5	6
SiO ₂	41,04	45,66	48,00	47,08	51,05	52,64
Al ₂ O ₃	12,95	8,32	12,09	5,91	16,26	21,43
TiO ₂	0,53	1,56	2,00	0,26	2,07	2,04
Fe ₂ O ₃	13,15	11,05	12,37	26,02	10,60	8,53
FeO	3,28	6,72	1,44	0,97	0,84	0,63
MnO	0,09	0,09	0,51	0,08	0,06	0,06
CaO	1,76	3,74	6,67	1,38	6,21	2,52
MgO	7,60	12,83	2,47	2,38	2,12	1,41
N ₂ O ₃	0,71	2,78	0,73	1,40	2,93	1,52
K ₂ O	0,27	0,11	0,32	0,57	0,59	0,31
H ₂ O ⁺	7,02	8,03	8,07	9,12	4,39	8,22
H ₂ O ⁻	11,41	4,86	4,57	4,56	2,61	Не опр.
CO ₂	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,67
Σ	99,81	99,999	100,21	99,73	99,73	99,98

Образцы хлорофента: 1 — из палагонитовых базальтов р. Мархи [1], 2 — из нижнемезозойских базальтов восточного склона Урала [3], 3 — из базальтов района Блявы [8], 4 — из базальтов туринской серии (Кушмурунский грабен), 5 — основная масса базальта, вмещающая прожилки и миндалины хлорофента (Кушмурунский грабен), 6 — нацело смектитизированный базальт (Кушмурунский грабен). Анализы 4—6 выполнены в НИИ геологии СГУ под руководством И. П. Гудошниковой.

* $(\text{Ca}_{0,11}\text{K}_{0,06}\text{Na}_{0,21})_{0,38}[(\text{Mg}_{0,27}\text{Fe}^{2+}_{0,06}\text{Mn}_{0,01})_{0,34}(\text{Fe}^{3+}_{1,50}\text{Al}_{0,16})_{1,66}]_2(\text{OH})_{8,20} \times (\text{Si}_{3,61}\text{Al}_{0,37}\text{Ti}_{0,02})_4[\text{O}_{8,54} \times (\text{OH})_{1,46}]_{10} \cdot 2,33\text{H}_2\text{O}$

сформировавшихся силикатов. Низкое содержание щелочей и кальция в хлорофенте объясняется [12] их выносом или расходом при эпимагматическом изменении эффузивов. Эти же причины, видимо, обуславливают тенденцию к сокращению концентрации свинца, хрома, цинка и ванадия от базальтов к флорофенту (табл. 2). Содержание первых трех элементов в хлорофенте ниже уровня чувствительности анализа.

По вопросу о происхождении хлорофента нет единого мнения. Большинство исследователей [1, 7, 9, 10 и др.] считают его магматическим (или позд-

немагматическим) продуктом — гидратированным ликвантом базальтового расплава. Другой, близкой к представлениям М. Пикока, Р. Фуллера [15] и Б. М. Куплетского [5] точки зрения придерживаются И. М. Симанович и Д. И. Кудрявцев [12]. Они рассматривают хлорофент («протохлорофент») как продукт воздействия паров воды на остаточный базальтовый расплав, имеющий консистенцию застывающего стекла. Образование хлорофентового гидрогеля и его ликвидация от расплава происходят в результате взаимодействия с парами воды при восходящей инфильтрации их через лавовый по-

Таблица 2

Содержание микроэлементов в хлорофенте и базальте туринской серии, %

Образец	Pb	Cr	Ni	V	Cu	Zn	Co	Ba	Sr	Ga
1	Нет	Нет	0,020	0,002	0,002	Нет	0,006	Нет	0,010	0,0001
2	0,0001	0,007	0,006	0,010	0,020	0,001	0,001	0,025	0,025	Нет
3	0,0005	0,010	0,011	0,010	0,08	0,005	0,003	0,010	0,004	Нет

1 — хлорофент; 2 — основная масса базальта, вмещающая прожилки и миндалины хлорофента; 3 — свежий базальт. Анализы выполнены в НИИ геологии СГУ Л. Н. Никитиной.

ток. При наземном вулканизме источником пара являются поверхностные воды, в том числе и воды осадочных пород. Вскипая под покровами базальтов, воды внедряются в них в виде пара и продуваются через толщу потоков. При этом наряду с дегазационными пустотами (везикулами), возникающими при объемной дегазации лавы, формируются так называемые продувочные везикулы и генетически с ними связанные ложные миндалины, в которых и локализуется хлорофент или продукты его дальнейшего изменения [12].

Исходя из такой модели можно утверждать, что хлорофент в базальтах туринской серии развивался в чрезвычайно благоприятных условиях: неоднократно наземная вулканическая деятельность сменялась периодами осадочной седиментации. При этом каждая последующая порция основной лавы, разливаясь на большие территории, заполняла озерные ванны или заболоченные низины. Мощность озерных отложений в разрезе туринской серии варьирует от первых метров до 100 м, а мощность перемежающихся с ними кайнотипных базальтов колеблется от 5 до 160 м. Именно поэтому наиболее высокие содержания хлорофента (до 30 % объема пород) приурочены к тем участкам базальтовых потоков, где они переслаиваются в разрезе с осадочными образованиями.

Базальты туринской серии характеризуются исключительной свежестью, обладают черным цветом и очень прочны. Однако на участках, примыкающих к кислым экстрезивным куполам, которые в постоленинское время (Т₂₋₃?) находились под воздействием гидротермальных процессов [3], они, как правило, сильно трещиноваты, брекчированы и разбиты многочисленными зеркалами скольжения. Здесь эффузивы испытывают интенсивную аргиллизацию вплоть до полной смектитизации пород. Особенно это касается миндалекаменных разностей, где развитие хлорофента в значительной степени сочетается с гидротермальной аргиллизацией.

В процессе аргиллизации базальтов образуются две генерации монтмориллонита, различающиеся по интерференционной окраске, цвету и размерам

агрегатов. Смектиты первой генерации*, секущие основную массу породы, а также непосредственно замещающие плагиоклазы и темноцветные минералы (оливин и моноклинные пироксены), представлены слюдopodobными чешуйчатыми агрегатами. Они характеризуются оранжево-желтой интерференционной окраской, хорошо выраженной псевдоабсорбцией и относительно высоким двупреломлением. Монтмориллонит второй генерации образует колломорфные агрегаты оливково-зеленого и темно-зеленого цвета с серовато- и зеленовато-желтыми тонами интерференции и имеет более низкий показатель преломления. Он развивается по стекловатому мезостазису и замещает смектиты первой генерации.

В миндалекаменных базальтах процесс аргиллизации распространяется в направлении от миндалин, которые в свою очередь начинают разрастаться и сливаться друг с другом, образуя каналы сложного сечения. Укрупняющиеся миндалины достигают 4—8 мм в поперечнике. На их долю иногда приходится свыше 60 % площади шлифа. Новообразованные каналы и миндалины, как правило, имеют асимметричное (со смещенными центрами кристаллизации) строение. В одних случаях центральная часть сложена гематитом, а по периферии развиваются карбонаты и смектиты. В других — основная масса миндалин выполнена колломорфными агрегатами монтмориллонита и α-кристобалита.

Отличительной чертой разрастающихся миндалин является реакционный характер их контактов с вмещающими породами. В шлифах можно наблюдать, как лейсты плагиоклаза резорбируются смектитами, слагающими новообразованные каналы (рис. 4). Нередко целые фрагменты базальтов размером до 2—3 м оказываются внутри разросшихся миндалин, что свидетельствует о высокой гидродинамической активности термальных вод. В этом отношении аргиллизация и хло-

* Воздушно-сухой образец $d_{(001)} = 1,26 - 1,311$ нм; с глицерином $d_{(001)} = 1,719$ нм; после прокалывания при 600 °С в течение 1 ч $d_{(001)} = 0,982$ нм.



Рис. 4. Лейсты плагиоклаза, резорбированные смектитом псевдоминдалиты в базальте
Ув. 200, с анализатором

рофеитизация миндалекаменных базальтов Кушмурунского грабена имеют много общего.

Хлорофит — нестойкое образование. Его изотропная масса замещается раскристаллизованными в более поздние стадии глинистыми минералами. Механизм такого замещения до конца не ясен. Есть точка зрения, что раскристаллизация и расслаивание изотропного хлорофита происходят спонтанно, как естественный процесс старения метаколлоидного образования. Однако существует и другая точка зрения, допускающая метасоматическое замещение хлорофита глинистыми минералами [14] и, в частности, триоктаэдрическими Fe^{+3} — смектитами [4]. Д. П. Сердюченко [10, 11] и другие исследователи доказывают, что хлорофит (как и сапонит) относится к монтмориллонитовым минералам и по валовому химическому составу располагается между типичными хлоритами и железо-глиноземистыми продуктами типа нонтронит-ферримонтмориллонит.

Как показали наблюдения шлифов, оливин и моноклинные пироксены хлорофитовых базальтов нацело замещаются слюдopodobным агрегатом пластинчатых и волокнистых смектитов первой генерации. Плагиоклазы монтмориллонитизируются по трещинкам спайности, а стекловатый мезостазис — на контакте с темноцветными минералами и плагиоклазами. Это свидетельствует о более поздней гид-

ротермальной аргиллизации хлорофитовых базальтов — сразу же после их образования в постоленинское время [3]. Поскольку хлорофит мог оформиться только при температуре не выше точки конденсации воды [12] на низкотемпературной стадии гидратации остаточного базальтового расплава [1], которая непосредственно переходит в типичную гидротермальную стадию [6], можно говорить о тесной генетической и временной взаимосвязи хлорофитизации и гидротермальной аргиллизации раннемезозойских базальтов Кушмурунского грабена.

Приведенные данные позволяют утверждать, что формирование пород туринской серии, происходившее в специфических условиях, сопровождалось процессами, которые имеют минералогически весьма близкий результат, с последующим изменением базальтов, вызванным гидротермальной активностью кислых экструзивных куполов. Два этих процесса (хлорофитизация и гидротермальная аргиллизация) очень близки по времени, и один может накладываться на другой. Часто бывает невозможно провести между ними границу. Развитие хлорофита в индифферентных к гидротермальному изменению базальтах [4] способствовало их интенсивной аргиллизации в постоленинское время. С одной стороны, это обуславливалось увеличением проницаемости эффузивов за счет возникновения продувочных везикул и ложных миндалитов, которые на гидротермальной стадии превращались в каналы циркуляции горячих растворов. С другой, — появлением самого хлорофита, легко замещающегося в низкотемпературных условиях смектитами, цеолитами, халцедоном, кварцем, карбонатом и прочими минералами.

Аргиллизация базальтов и перерождение хлорофита сопровождалась мобилизацией огромного количества ионов Mg^{2+} , который в условиях контрастной туринской серии вызывал интенсивную смектитизацию кислых стекловатых пород с образованием промышленных скоплений бентонитовых глин гидротермально-метасоматического типа [3]. В частности, при полной монтмориллонитизации оливинного базальта из каждой единицы

его объема освобождается такое количество подвижного магния ($0,22 \text{ г из } 1 \text{ см}^3$), которое необходимо для преобразования в бентониты $7,6 \text{ ед. объема}$ гиа-лолипаритов. Поэтому, несмотря на бесперспективность кушмурунских базальтов на бентонитовое сырье [3], развивающийся в них хлорофит играл существенную роль в формировании высококачественных убаганских бентонитов.

Этот вывод свидетельствует о большом влиянии хлорофитовых базальтов на развитие гидротермального процесса и связанную с ним минерализацию. Подтверждением сказанному служат контактово-гидротермальное воздействие палагонитсодержащих * траппов Сибири на вмещающие породы, в которых развиваются многочисленные зоны цеолитизации, гранатизации, карбонатизации и опализации, а также процессы автометаморфизма, выражающиеся в полном замещении оливина палагонитом, а плагиоклаза — хлоритом, анальцитом или нонтронитом [7]. Хлорофит встречается в континентальных и океанических базальтах [12, 14].

Присутствие хлорофита в эффузивах свидетельствует о специфических условиях консолидации основной лавы. Оно отражает и тектоническую обстановку, поскольку хлорофит, как и палагонитсодержащие базальты, считается характерным для формаций, образовавшихся в эпиконтинентальных платформенных условиях. Например, они широко известны среди трапповых образований Сибири и Тимана [12]. На Урале хлорофит описан К. П. Ивановым [2] в составе нижнемезозойских базальтов и долеритов восточного склона, которые он рассматривает в качестве эффузивов, близких к трапповым. Встречен хлорофит и в нижнедевонской геосинклинальной спилит-кератофировой формации Урала, где породы не претерпевали зеленокаменного изменения [8].

* Палагонит (микроскопически аморфный гидрогель) образуется в высоко- и среднетемпературную стадию гидратации базальтового расплава, а хлорофит — в низкотемпературную [6].

В базальтах туринской серии два генетически сопряженных процесса (хлорофитизация и аргиллизация) развивались в тафrogenных структурах на жестком складчатом основании эпигерцинского пенеплена, где отсутствовали катагенетические изменения на протяжении всей последующей за аргиллизацией истории. Это обеспечило сохранность в Кушмурунском грабене как хлорофита (ущевшего от смектитизации), так и месторождений убаганских бентонитов. Последние являются наиболее древними из известных в Советском Союзе месторождений подобного типа. На основании этого можно утверждать, что в тафrogenных структурах создавались благоприятные условия не только для формирования бентонитовых глин, при обязательном наличии кислых экструзивных куполов [3], но и для их дальнейшей сохранности. Присутствие же хлорофитовых базальтов в структурах типа Кушмурунского грабена можно рассматривать как один из существенных признаков наличия бентонитов и сопутствующего минерального сырья гидротермально-метасоматического типа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гоньшакова В. И. Палагонитовые миндалекаменные диабазы западной части Вилуйской впадины. — Зап. Всесоюз. минер. об-ва, 1955, ч. 84, вып. 3, с. 332—340.
2. Иванов К. П. О хлорофите из нижнемезозойских базальтов и долеритов восточного склона Урала. — Докл. АН СССР, 1958, т. 120, № 6, с. 1338—1340.
3. Коровов А. Д. Гидротермальная аргиллизация пермо-триасовых эффузивов Убаганской структурно-фациальной зоны Тургайского прогиба и ее роль в формировании бентонитов. Автореф. канд. дис. М., ГИН АН СССР, 1983.
4. Кристаллохимическая специфика Fe^{3+} -содержащих смектитов — продуктов вторичного изменения океанических и континентальных базальтов/Л. Г. Дайняк, В. А. Дрип, Д. И. Кудрявцев и др. — Докл. АН СССР, 1982, т. 259, № 6, с. 1458—1461.
5. Кулетьский Б. М. Палагонитовые базальты Тимана. — Тр. Ин-та геол. наук. Петрограф. серия (8), 1940, вып. 25, с. 7—22.
6. Лебедев А. П., Гоньшакова В. И. Хлорофит в мандельштейновых диабазах р. Мархи (Центральная Сибирь). — В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. 2. М., 1955, с. 735—741.
7. Ляхович В. В. К минералогии палагонитов. — Минер. сб. Львов. геол. об-ва, 1957, № 11, с. 193—222.

8. Нечехин В. М., Гуревич Л. П., Старостин В. И. О хлорофенте из вулканогенных пород района Бявы. — Тр. Ин-та геологии и геохимии УФ АН СССР, 1970, вып. 86, с. 110—113.
9. Сазонова З. А. Петрография базальтов Чешской губы. — Тр. Петрограф. ин-та АН СССР, 1938, вып. 12, с. 107—152.
10. Сердюченко Д. П. О химической конституции сапонитов и хлорофентов. — Зап. Всесоюз. минер. об-ва, 1947, ч. 76, № 3, с. 177—189.
11. Сердюченко Д. П. Хлориты из диабазов Тимана. — Докл. АН СССР, 1947, вып. 56, № 8, с. 738—741.

12. Симанович И. М., Кудрявцев Д. И. Хлорофент в эффузивных базальтах. — Литология и пол. ископаемые, 1982, № 4, с. 43—54.
13. Соболевская В. Н. Тектоника и общие закономерности становления и развития эпипалеозойских платформ. — М., Наука, 1973.
14. Шутов В. Д. Эпигенез океанических базальтов. — Литология и пол. ископаемые, 1982, № 4, с. 32—42.
15. Peacock M. A., Fuller R. E. Chloropseite, sidoromelan and palagonite from the Columbia river plateau. — Amer. Mineralogist, 1928, vol. 13, № 7, p. 360—383.

УДК 549:552.323.6(571.56)

В. К. ГАРАНИН, Г. П. КУДРЯВЦЕВА, Т. Н. ЛАВЕРОВА (МГУ),
В. П. СЕРЕНКО (ЦИНГРИ)

Минералогия ильменитовых ультраосновных пород из кимберлитовой трубки Сытыканская

Включения ультраосновных пород в кимберлитах — важный источник информации о процессах эволюции кимберлитовой магмы, взаимоотношениях между собственно кимберлитами и глубинными породами и, возможно, связи последних с алмазоносностью кимберлитов [1, 3, 8, 10]. Нами исследованы гипербазиты из кимберлитов трубки Сытыканская в целях выявления особенностей химического состава глубинных ультраосновных пород и слагающих их минералов.

Среди ультраосновных включений трубки широко распространены породы с ильменитом. Форма включений ильменитовых гипербазитов обычно округлая, эллипсовидная, реже угловатая, размеры — от нескольких миллиметров до 40 см. Общей чертой их является очень сильная постмагматическая и гидротермальная переработка. Первичные породы превращены в серпентиниты с реликтами основных породообразующих минералов — оливины, орто- и клинопироксена, флогопита. При описании различных типов пород к серпентинитам отнесены разновидности, исходный состав которых установить невозможно. Все остальные разновидности названы в соответствии с первичным минеральным составом. Структуры пород от пойкилитовых и панидиоморфнозернистых в наиболее свежих включениях до ленточных, петельчатых, сидеронитовых в интенсивно серпентинизированных образцах; текстура массивная.

Ультраосновные породы с ильменитом составляют в среднем 20 % общего количества глубинных включений в трубке. В зависимости от наличия в них граната выделяются гранат-ильменитовые и ильменитовые ультрабазиты — серпентиниты, глиммериты, пироксениты, верлиты и лерцолиты. Наиболее распространены лерцолиты и глиммериты, остальные породы представлены единичными образцами.

Глиммериты включают идиоморфный флогопит с явными следами деформаций. Иногда минерал имеет обратную схему плеохроизма.

Цвет его светло-коричневый, спайность весьма совершенная, показатели преломления n_g 1,570—1,595, n_p 1,550—1,530, $c:N_g$ 0—6°. В ассоциации с флогопитом в виде неправильных выделений встречается ильменит, максимальное количество которого не превышает 20 %.

Пироксениты характеризуются крупнозернистым сложением, относительно слабо изменены. Содержат многочисленные реликты энстатита и диопсида. Плеохроизм последнего в бледно-зеленых тонах, слабый, едва заметный (n_g 1,696, n_p 1,675, $c:N_g$ 70°). В интерстициях между выделениями пироксенов размещаются ксеноморфные зерна ильменита (до 2 %) размером 2×4 мм.

Верлиты состоят из полностью замещенного серпентином оливины (до 60 %), образующего крупные (более 1 см) скопления. Клинопироксен представлен зернами бледно-зеленого цвета размером 0,5—5 мм. Плеохроизм слабый: физические константы близки независимо от наличия флогопита (n_g 1,696—1,703, n_p 1,675—1,676, $c:N_g$ 40—44°). Содержание клинопироксена достигает 16 %. Флогопит образует отдельные пакеты и скопления с ильменитом, оливином или клинопироксеном, в результате чего породы приобретают пятнистый облик. Величина сростков разнообразная, наиболее крупные из них достигают 1,7 см. Реликты оливины преимущественно оливково-зеленого цвета, редки (n_g 1,685—1,690, n_p 1,658—1,666). По показателям преломления содержание фаялитового компонента варьирует от 7 до 9 %. Количество флогопита верлитового парагенезиса не превышает 15 %. В ассоциации с флогопитом и клинопироксеном, редко с оливином в виде неправильных выделений встречается ильменит (10 %).

Лерцолиты отличаются крупнозернистым строением. Оливин почти всегда серпентинизирован. Энстатит практически полностью замещается баститом с примесью магнетита. Реликты энстатита имеют n_g 1,680—1,667, n_p 1,671—1,659, что соответствует 5—12 %

ферросилитового компонента. Клинопироксен и флогопит по физическим свойствам не отличаются от минералов верлитового парагенезиса. Ильменит обычно находится в сростках с флогопитом, орто- и клинопироксеном и образует отдельные зерна размером 2×0,9 см, а также скелетные и прожилковые выделения длиной до 1 см. Содержание клинопироксена составляет 3—12 %, ильменита не более 7 %, флогопита 5 %, энстатита и его псевдоморфоз 2—3 %.

Количество гранатовых разновидностей ильменитовых перидотитов в трубке примерно такое же, как и безгранатовых. Среди них выделяются гранатовые и гранат-флогопитовые верлиты, лерцолиты и пироксениты. Породы средне- и крупнозернистые, от зеленовато-желтого до темно-зеленого цвета в зависимости от степени серпентинизации. Первичные оливин и ортопироксен встречаются лишь в отдельных образцах, клинопироксен распространен повсеместно. По оптическим свойствам (n_g 1,698—1,702, n_p 1,675—1,680, $c:N_g$ 36—41°), цвету, содержанию в породах клинопироксены гранат-ильменитовых разновидностей и ильменитовых гипербазитов соответствующего состава не различаются. Как правило, клинопироксен, гранат, флогопит и ильменит образуют сростки и скопления в том или ином сочетании. В отличие от флогопита, часто идиоморфного, выделения ильменита и клинопироксена имеют неправильную скелетную и лапчатую форму.

Гранат, заключенный в келифитовые оболочки, — один из основных породообразующих минералов, сохранившихся при серпентинизации гранатосодержащих ультрабазитов. Зерна его овальной формы, достигают 3,5 мм в поперечнике, обладают красной и розовой окраской различной интенсивности. Келифитовые каймы на зернах наблюдаются во всех изученных породах и состоят из серпентина, кальцита, чешуек флогопита. Показатели преломления гранатов различных парагенезисов несколько отличаются, повышаясь от лерцолитов (n 1,739) к верлитам и пироксенитам (n 1,759).

Включения гипербазитов, встречаемые в кимберлитах трубки Сытыканская, разнообразны по составу (табл. 1). На петрохимической диаграмме (рис. 1) исследуемые образцы располагаются в поле ильменитовых и ильменит-флогопитовых гипербазитов и разделяются на три группы — глиммериты, пироксениты и лерцолиты. Как видно из рис. 1, по составу четко обособляются лерцолиты магнезиальной (анализы 8, 9, 12) и магнезиально-железистой (анализы 7, 10) серий ультраосновных пород.

Количество TiO_2 в глиммеритах находится в пределах 6,80—10,71 %. Как правило, в этих породах отмечаются также высокие содержания Al_2O_3 (6,95 %) и K_2O (3,28 %), резко пониженные — MgO (27,83 %) и SiO_2 (28,87 %). Пироксенит характеризуется резко пониженными содержаниями кремнезема (33,95 %) и магнезии (21,38 %), высокой концентрацией глинозема (16,40 %), что, вероятно, свидетельствует о более глинозелистом составе породообразующего пироксена.

Нами рассмотрены особенности главнейших минералов ультраосновных пород алмазоносной трубки Сытыканская и проведено их срав-

нение с соответствующими минералами алмазоносной трубки Мир.

Ильменит встречается во включениях ультраосновных и основных пород [7] трубки Сытыканская, а также широко распространен в виде мономинеральных желваков размером от менее 1 мм до нескольких сантиметров. Массовый термоманитный анализ желваков ильменита * в широком диапазоне температур (от —196 до 0 °C) позволил установить особенности его состава. На рис. 2 приведены гистограммы распределения ильменита по содержанию в нем гематитового компонента для трубок Сытыканская (N 152) и Мир (N 795). N — число магнитных фаз. Количество Fe_2O_3 определялось по схеме, используемой в работе [12], по температуре Кюри [3]. Из сопоставления гистограмм видно, что ферриманитный (при комнатной температуре) ильменит широко развит в трубке Мир и отсутствует в Сытыканской. Отмечаются различия в составе парамагнитного (при комнатной температуре) ильменита. Содержание компонента Fe_2O_3 в ильмените из трубки Сытыканская невелико и варьирует от 1 до 7 %, а в ильмените из трубки Мир оно равно 0—21 % с учетом ферриманитного (при комнатной температуре) ильменита.

В таблицах 2 и 3 приведены результаты электронно-зондовых анализов ильменита из ультраосновных пород и желваков. Обращает на себя внимание то, что в некоторых ильменитовых лерцолитах в парагенезисе с ильменитом обнаружен хромшпинелид. Для ультраосновных пород трубки Мир (Мало-Ботуобинский район) наблюдалась четкая пространственная дифференциация магнезиальных и магнезиально-железистых разновидностей [2]. Для первой серии пород характерны хромшпинелиды, для второй — ильменит. В трубке Айхал, находящейся, как и Сытыканская, в пределах Далдыно-Алакитского района Якутской алмазоносной провинции, описан перидотит [10], в котором одновременно присутствовали хромшпинелид и ильменит. Это позволяет предполагать более слабую дифференциацию ультрабазитов в пределах Далдыно-Алакитского поля.

Для Якутской алмазоносной провинции четко выделяются пять основных полей ильменита (рис. 3): I — из ильменитовых гипербазитов, II — из краевых частей зональных зерен ильменита желваков и микрокристаллического ильменита из основной массы кимберлита, III — из эклогитов, IV — из желваков ферриманитного (при комнатной температуре) ильменита с низким содержанием окисла Cr_2O_3 (менее 1 %), V — из гранат-пироксен-ильменитовых сростков и желваков ферриманитного (при комнатной температуре) ильменита с высоким содержанием окисла Cr_2O_3 (более 1 %). Ильменит групп I—III парамагнитен (при комнатной температуре), групп IV и V обладает ярко выраженными ферриманитными (при комнатной температуре) свойствами [3].

* В 98 желваках установлены 152 магнитные фазы, так как часть желваков характеризовалась сложным фазовым составом, приводящим к наличию нескольких температур Кюри.

Состав глубинных ультраосновных пород, %

№ анализа	№ образца	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	NiO
1	72/129	Глимериты	31,00	10,71	6,87	0,32	5,31	5,83	0,249
2	103/33	»	32,10	9,50	6,70	0,64	4,01	4,60	0,20
3	99/215	»	31,83	7,06	6,95	0,89	7,51	4,53	0,206
4	98/296	»	30,77	6,80	3,22	0,70	8,51	0,12	0,12
5	110/388	»	28,87	7,92	0,56	0,78	5,79	5,82	0,15
6	97/187	»	33,95	0,98	16,40	0,10	4,06	10,23	0,069
7	99/454	Пироксениты	35,90	2,66	1,00	0,35	3,72	3,81	0,307
8	97/297	Лерцолиты	39,90	1,4	1,17	0,18	2,97	2,01	0,335
9	99/308	»	35,90	0,92	1,8	0,50	4,05	2,01	0,17
10	103/240	»	34,50	2,17	1,05	0,20	7,20	4,10	0,29
11	90/377	»	32,33	4,02	3,50	0,28	4,91	4,17	0,17
12	110/415	»	33,00	0,26	1,04	0,44	5,47	1,22	0,08

Диапазон составов ильменита из гипербазитов и желваков (см. табл. 2 и 3) в основном соответствует парамагнитному (при комнатной температуре) ильмениту с содержанием компонента Fe₂O₃ менее 10,7 %. Минералу в значительной степени присущи изоморфные замещения изовалентного характера (Fe²⁺ ↔ Mg²⁺) и в меньшей — гетеровалентного (Mg²⁺ + Ti⁴⁺ ↔ 2Fe³⁺). Только в одном желваке ильменита (см. табл. 3, анализ 1) отмечается высокое содержание гематитового компонента (14,38 %), что позволяет отнести его с учетом содержания окисла Cr₂O₃ (2,26 %) к группе V. Поля составов ильменита желваков и включений

ультрабазитов трубки Сытыканская полностью перекрываются как по основным компонентам (см. рис. 3), так и по соотношению компонентов-примесей Cr₂O₃, MnO и Al₂O₃ (см. табл. 2 и 3). Это указывает на то, что источником большей части желваков ильменита в рассматриваемой трубке, как и в трубке Мир, являются ильменитовые гипербазиты [3].

На тройной диаграмме MgTiO₃—FeTiO₃—Fe₂O₃ поле составов ильменита из трубки Сытыканская сдвинуто влево по сравнению с таковым из гипербазитов трубки Мир (см. рис. 3, поле I) и простирается в сторону поля II, выделенного ранее [3]. Пределы содер-

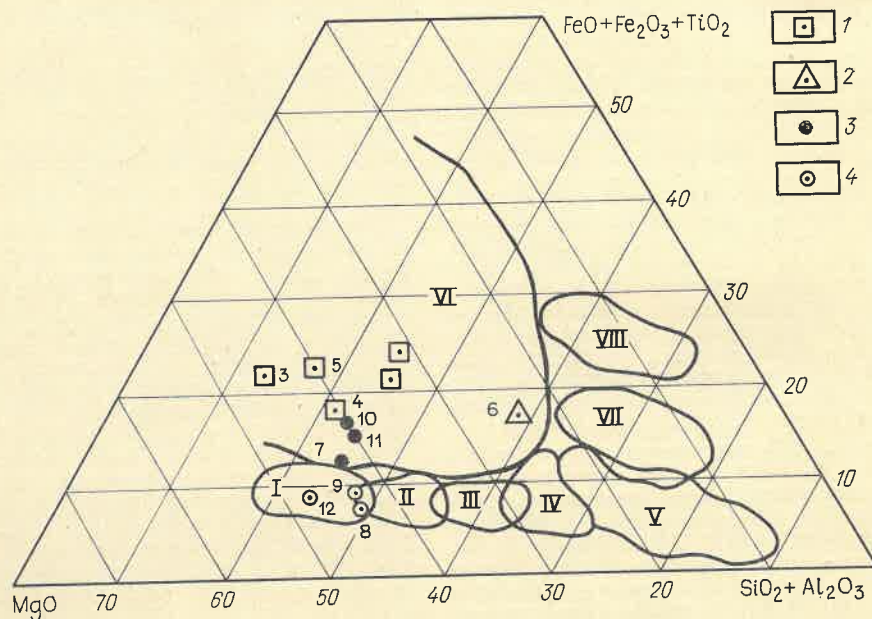


Рис. 1. Петрохимическая диаграмма ультраосновных пород из кимберлитов Якутии

Фигуративные точки соответствуют анализам пород из трубки Сытыканская (см. табл. 1): 1 — ильменитовые глимериты, 2 — ильменитовый диопсидит, 3 — ильменитовые лерцолиты, 4 — ильменит-хромшпинелидов лерцолиты; поля составов: I — дуни-

тов и гарцбургитов, II — лерцолитов, III — энстатитов, IV — вебстеритов, V — магнезиальных эглогитов, VI — ильменитовых и ильменит-флогопитовых гипербазитов, VII — магнезиально-железистых эглогитов, VIII — рутиловых эглогитов из трубок Мир и Обнаженная по данным [3]

Таблица 1

	CoO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	CO ₂	SO ₃	F	Сумма
0,030	0,12	27,83	0,15	0,10	1,26	8,12	2,18	0,04	—	Следы	0,126	100,25	
0,01	0,33	30,27	0,54	0,12	3,28	7,51	0,36	0,05	—	0,14	0,19	100,35	
0,022	0,20	28,21	0,59	0,12	2,33	8,27	1,26	0,13	—	—	0,29	100,40	
0,01	0,09	33,21	0,42	0,08	1,60	11,66	1,34	0,13	1,34	0,12	—	100,12	
0,01	0,10	32,96	0,96	Следы	0,26	12,87	1,14	0,07	1,21	0,08	—	99,55	
0,008	0,25	21,38	1,78	0,07	1,33	7,05	0,78	0,09	1,01	—	0,34	99,88	
0,015	0,08	35,52	0,74	0,06	0,08	13,30	1,76	0,02	0,7	0,29	0,088	100,40	
0,016	0,03	37,24	0,59	0,04	0,35	13,07	2,13	0,02	0,7	0,17	0,122	100,44	
0,019	0,05	34,01	2,96	0,20	0,12	13,50	2,10	0,04	1,94	0,14	0,08	100,51	
0,017	0,09	33,70	1,94	0,05	—	11,52	1,50	0,08	1,32	0,21	0,098	100,03	
Следы	0,25	33,53	0,11	0,06	2,30	11,78	1,18	0,10	0,94	0,07	—	99,70	
0,01	0,04	37,04	0,92	0,09	0,40	15,23	2,10	0,08	1,56	0,82	—	99,80	

жаний основных окислов MgO (7,27—16,04 %) и TiO₂ (40,66—54,47 %) свидетельствуют о том, что кристаллизация данного минерала происходила в широком диапазоне температур и давлений, хотя и более узком, чем в трубке Мир [2]. Следует отметить существенные колебания содержания хрома в ильмените из трубки Сытыканская (0,24—7,54 %), намного больше, чем в трубке Мир, и менее значительные алюминия и марганца (соответственно 0,05—1,21 и 0,02—0,18 %).

Ильменитсодержащие ультрабазиты по составу ильменита четко разделяются на две группы (см. табл. 2): диопсидиты, не содержащие флогопит, и глимериты, верлиты, лерцолиты с широким развитием флогопита, видимо, вторичного по отношению к основным породообразующим минералам. Среди ильменит-флогопитовых гипербазитов трубки Сытыканская не обнаруживается закономерной смены составов ильменита при переходе от лерцолитов к верлитам, отражающей эволюцию богатых титаном и железом ультраосновных магм (см. рис. 3). В этом заключаются существенные различия между ильменитовыми

ультрабазитами описываемой трубки и аналогичными породами трубки Мир. При переходе от гарцбургитов к диопсидитам в ильмените трубки Мир уменьшается количество гейкилитового компонента MgTiO₃, обусловленное изменением PT-условий минералообразования.

На диаграмме составов резко обособляется ильменит из верлитов (см. рис. 3). Для него установлены самые высокие содержания окисла хрома (до 7,91 %) и гематитового компонента (до 10,48 %), позволяющие предполагать неоднородность его строения. Масштаб неоднородности лежит за пределами разрешающей способности электронно-зондового прибора IXA-50A. Ильменит диопсидитов с учетом анализов этого минерала из графических ильменит-клинопироксеновых сростков [3] занимает правую половину области распространения составов ильменита. Он характеризуется более высокими содержаниями FeTiO₃ (51,2—58,8 %), в отличие от ильменита лерцолитов (40,31—55,55 %), глимеритов (36,53—52,46 %) и серпентинитов (47,82—51,08 %), пониженным — MgTiO₃ (37,8 %). По составу ильменита лерцолиты, глимериты и серпентиниты не различаются, что дает возможность предположить их генетическое родство.

Многие исследователи большое внимание уделяют изучению фазовой неоднородности ильменита, считая, что она отражает динамику процесса кристаллизации минерала [3, 11]. Только в одном образце (см. табл. 3, обр. ст-9), который представляет собой агрегат, состоящий из округлых желвачков размером от 2 до 5,5 мм, сцементированных серпентинизированной массой, обнаружены структуры распада твердого раствора. Матрица желваков — рутил с незначительными примесями окислов магния, алюминия, хрома, марганца (менее 0,1 %) и несколько повышенным содержанием окисла железа (2,03 %), тельца распада — магнезиальный ильменит. Подобные сростания рутила и ильменита в кимберлитах редки и пока описаны лишь для эглогита трубки Мир [5]. В отличие от ильменита из рутил-ильменитового эглогита трубки Мир, ильменит (см. табл. 3, обр. ст-9) более магнезиальный и по составу приближается к ильмениту ультраба-

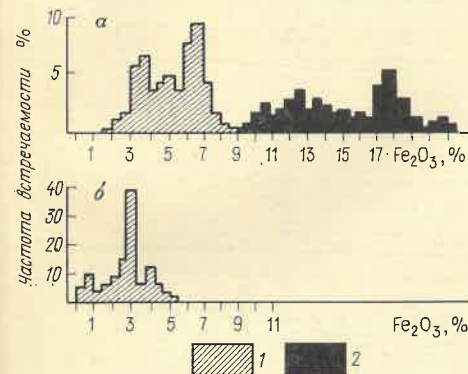


Рис. 2. Распределение ильменита по содержанию в нем гематитовой составляющей для трубок Мир (а) и Сытыканская (б)

1 — парамагнитный при комнатной температуре ильменит, 2 — ферромагнитный при комнатной температуре ильменит

Таблица 2

Состав ильменита из ультраосновных пород, %

Состав ильменита из ультраосновных пород, %																
№ анализа	№ образца	Порода	Данные электронно-зондового анализа							Пересчет на компоненты						
			MgO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	Fe ₂ O ₃	Сумма	MgTiO ₃	FeTiO ₃	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MnTiO	
1	103/236	Серпенти- ниты	11,88	0,45	49,26	2,26	0,10	22,84	12,20	99,0	44,76	47,82	5,76	1,12	0,33	0,21
2	110/394	»	10,70	0,09	48,47	3,97	0,18	24,18	12,15	99,74	40,69	51,08	5,79	1,99	0,07	0,39
3	71/392	Глимериты	13,60	0,37	51,40	3,85	0,09	21,68	8,70	99,70	49,69	44,03	3,99	1,85	0,26	0,19
4	99/246	»	11,73	0,36	52,46	1,67	0,08	26,01	8,28	100,59	42,57	52,46	3,77	0,80	0,25	0,16
5	99/296	»	16,04	0,65	52,53	3,30	0,13	18,27	7,72	98,64	57,71	36,53	3,48	1,56	0,46	0,26
6	110/388	»	11,28	0,13	48,75	5,41	0,11	23,45	10,21	99,35	42,74	49,38	4,85	2,70	0,10	0,24
7	103/325	Верлиты	7,91	0,57	40,66	7,54	0,09	22,74	20,27	99,80	32,59	52,16	10,48	4,10	0,47	0,21
8	99/292	Диопсидиты	11,77	0,50	51,64	2,26	0,12	25,16	8,72	100,18	43,10	51,20	4,0	1,09	0,36	0,25
9*	99/488	»	11,87	0,79	51,59	0,81	0,22	25,96	8,29	99,53	43,0	53,2	3,8	—	—	—
10	C-5	»	10,33	0,76	50,99	0,94	0,19	28,24	7,19	98,64	37,8	58,8	3,4	—	—	—
11	ГС-1	»	11,46	0,60	53,27	0,79	0,19	28,02	4,92	99,25	41,0	56,8	2,2	—	—	—
12	ГС-2	»	10,25	0,71	50,21	1,42	0,17	27,89	7,68	98,33	38,0	58,3	3,7	—	—	—
13	ГС-4	»	11,0	0,85	51,44	1,48	0,17	27,55	7,55	100,24	40,0	56,4	3,6	—	—	—
14	90/377	Лерцолиты	11,44	0,65	51,90	0,51	0,12	25,99	10,40	101,01	41,68	52,62	4,75	0,25	0,46	0,25
15	99/396	»	14,82	0,50	54,47	4,07	0,12	22,22	3,04	99,24	52,46	43,71	1,35	1,90	0,31	0,24
16	99/476	»	14,71	0,45	51,63	2,63	0,06	19,92	9,71	99,11	53,56	40,31	4,43	1,26	0,32	0,12
17**	110/415	»	10,20	0,68	49,79	0,39	0,05	26,40	10,58	98,09	38,63	55,55	5,02	0,20	0,50	0,11
18**	96/208	»	11,28	0,57	49,66	2,27	0,12	24,26	12,27	100,44	42,13	50,35	5,74	1,12	0,41	0,25

* Анализы 9—13 заимствованы из работы [3].

** В образцах 17 и 18 наряду с ильменитом встречаются хромшпинелиды.

Состав ильменита желваков, %

Таблица 3

№ анализа	№ образца	Данные электронно-зондового анализа							Пересчет на компоненты						
		MgO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	Fe ₂ O ₃	Сумма	MgTiO ₃	FeTiO ₃	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MnTiO ₃	
1	97/399	6,46	0,05	40,42	2,26	0,15	24,59	27,48	101,42	26,96	57,03	14,38	1,24	0,04	0,35
2	20/3	8,67	0,24	45,50	1,89	0,08	25,26	16,48	98,12	34,53	55,89	8,22	0,99	0,19	0,18
3	ш-3	9,57	0,39	47,12	1,56	0,10	25,08	15,59	99,41	37,10	54,02	7,58	0,80	0,29	0,22
4	20/66	11,15	0,48	49,07	0,50	0,10	23,99	14,86	100,15	41,99	50,19	7,01	0,25	0,35	0,21
5	20/49	10,54	0,55	49,23	0,47	0,06	25,27	13,28	99,41	39,85	53,09	6,30	0,23	0,40	0,13
6	20/51	11,58	0,57	49,96	1,68	0,10	24,02	13,21	101,12	42,94	49,48	6,14	0,82	0,41	0,21
7	20/74	9,55	0,51	49,01	1,42	0,11	26,81	12,83	100,23	36,18	56,42	6,09	0,71	0,38	0,24
8	20/96	11,99	0,53	50,31	0,48	0,08	23,62	12,68	99,69	44,56	48,75	5,91	0,24	0,38	0,17
9	20/25	11,27	0,59	49,49	1,96	0,13	24,12	11,92	99,48	42,35	50,36	5,62	0,97	0,43	0,28
10	99/495	8,80	1,21	47,92	2,22	0,10	27,18	11,0	98,44	34,02	58,39	5,33	1,13	0,91	0,22
11	20/40	10,16	0,29	49,94	1,36	0,07	26,59	11,10	99,50	38,20	55,54	5,23	0,67	0,21	0,15
12	20/54	10,69	0,50	50,23	0,38	0,07	25,89	10,58	98,34	40,21	54,11	4,99	0,19	0,37	0,15
13	20/36	11,69	0,56	50,75	2,49	0,10	24,53	9,87	99,99	43,22	50,39	4,58	1,21	0,40	0,21
14	20/82	11,25	0,57	50,52	2,28	0,08	25,14	9,60	99,44	41,86	51,97	4,48	1,12	0,41	0,17
15	20/17	11,19	1,01	50,63	0,31	0,02	25,40	8,68	97,25	42,01	52,98	4,09	0,74	0,15	0,04
16	110/456	12,10	0,53	51,87	0,33	0,15	24,75	7,70	97,43	44,74	50,84	3,57	0,16	0,38	0,31
17	20/96	14,08	0,78	53,75	0,78	0,12	22,91	7,78	100,20	50,10	45,29	3,47	0,37	0,54	0,24
18	ст-9	7,27	0,42	50,68	0,24	0,07	32,45	7,12	98,25	27,60	68,44	3,39	0,12	0,31	0,15
19	110/198	12,72	0,80	52,36	1,55	0,17	24,05	7,16	98,82	46,36	48,71	3,27	0,74	0,57	0,35
20	24/1A	9,09	0,30	49,39	2,18	0,11	27,89	11,73	100,60	34,35	58,56	4,30	1,08	0,22	0,24
21	24/1B	10,89	0,48	51,50	1,88	0,09	26,94	9,35	101,24	38,11	54,92	4,30	0,91	0,34	1,43
22	24/2	10,96	0,48	50,08	0,51	0,09	25,25	13,44	101,81	40,77	52,18	6,27	0,25	0,35	0,19
23	24/4	10,81	0,61	50,88	1,37	0,09	26,24	11,40	101,40	39,79	53,67	5,26	0,66	0,44	0,19
24	24/5	14,11	0,45	56,49	0,92	0,12	25,32	3,26	100,68	48,89	48,74	1,42	0,42	0,30	0,24
25	24/6Б	10,37	0,50	49,64	0,58	0,15	25,85	13,21	100,31	38,91	53,91	6,21	0,29	0,37	0,32
26	24/6A	9,75	0,39	48,20	1,88	0,15	25,67	12,72	98,77	37,48	54,83	6,13	0,95	0,29	0,33
27	24/7	11,61	0,50	49,93	2,18	0,12	23,91	11,11	99,37	43,42	49,69	5,21	1,07	0,36	0,25
28	24/8	11,31	0,53	50,32	1,84	0,15	24,77	10,47	99,40	42,17	51,33	4,90	0,90	0,38	0,32
29	24/10	12,55	0,54	52,15	0,77	0,13	24,21	9,19	99,54	45,75	49,04	4,20	0,37	0,38	0,27

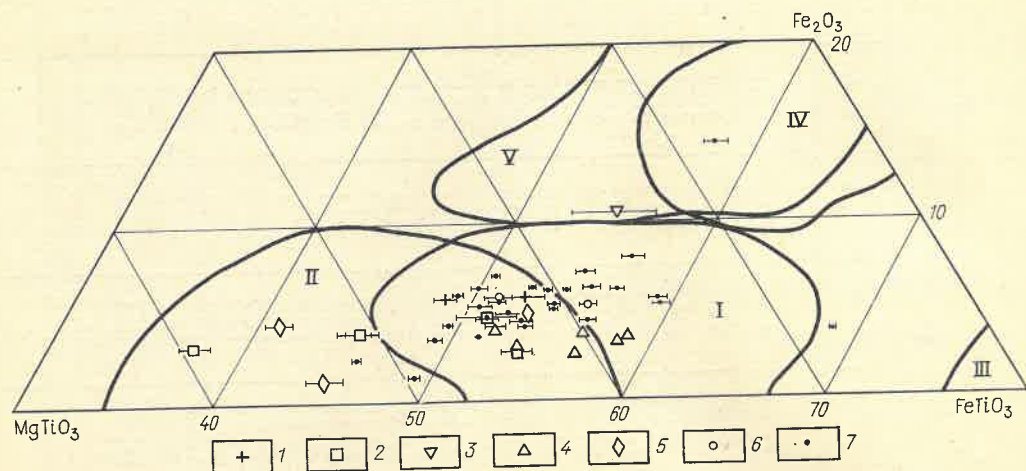


Рис. 3. Диаграмма составов ильменита из кимберлитов Якутии

Фигуративные точки соответствуют анализам ильменита из трубки Сытыканская (см. табл. 2 и 3): 1 — ильменитовые серпентиниты, 2 — ильменитовые глиммериты, 3 — ильменитовые верлиты, 4 — ильменито-

вые диопсидиты, 5 — ильменитовые лерцолиты, 6 — ильменит-хромшпинелидовые лерцолиты, 7 — желваки ильменита; околонутированы области составов ильменита групп I—V (см. пояснения в тексте) по данным [3]

зитов, хотя на диаграмме $MgTiO_3-FeTiO_3-Fe_2O_3$ (см. рис. 3) он занимает обособленное положение. Если допустить, что описанные ильменит-рутиловые сростания из трубки Сытыканская генетически связаны с эклогитами, то можно прогнозировать сдвиг поля составов ильменита из эклогитов (поле III) влево, ближе к полю I.

Представляет интерес обнаружение в ильмените из глиммеритов (см. табл. 2, обр. 99/246) ниобиевого рутила (?) с повышенными концентрациями Nb, Zr, Ce, Fe, Cr (содержание окисла Nb_2O_5 по данным полуколичественного электронно-зондового анализа составляет около 10—18 %) *. По характеру взаимоотношений ильменита и ниобиевого рутила (рис. 4) можно заключить, что последний — продукт замещения ильменита. Отметим, что до сих пор ниобиевый рутил был описан только для пород Луны [13]. Повышенные содержания Nb, Ta, Zr отмечались в кимберлитах [4], однако минералы, концентрирующие эти элементы, изучены недостаточно. Обнаружение этого минерала в кимберлитах позволяет уточнить формы нахождения редкометалльных и редкоземельных элементов, а также подойти к пониманию геохимических особенностей кимберлитов.

Кроме ниобиевого рутила, в желваках ильменита иногда наблюдаются спорадически развитые прожилки гематита. Включения шпинелидов, сульфидов и других минералов в ильмените рассматриваемой трубки не обнаружены.

Хромшпинелиды. Как отмечалось выше, часть пород в соответствии с составом расположена в области лерцолитового парагенезиса магнезиальных гипербазитов. Было высказано

предположение, что они, видимо, представляют собой перидотиты с хромшпинелидом и ильменитом, а также хромшпинелевые перидотиты (см. рис. 1). Наиболее контрастным различием химизма магнезиальных и магнезиально-железистых гипербазитов алмазоносной трубки Мир является присутствие хромшпинелида в первых и ильменита во вторых. В трубке Сытыканская в отличие от трубки Мир обнаружены образцы ильменит-хромшпинелидовых гипербазитов (лерцолитов).

В табл. 4 приведены новые анализы хромшпинелидов из гипербазитов трубки Сытыканская, которые также свидетельствуют о существенных колебаниях состава хромшпинелидов из перидотитов.

Среди природных хромшпинелидов хромиты, ассоциирующие с алмазом, наиболее богаты хромом. Так как содержание Cr_2O_3 в исследуемых образцах не превышает 60 %, можно сделать вывод о том, что ассоциация с алмазом в трубке, видимо, не связана с ультраосновными породами. Хромшпинелиду из трубки Сытыканская свойственны более низкие концентрации Al_2O_3 (от 0,81 до 12,01 %) и высокая титанистость (5,45 %). В целом по содержанию титана образцы сравниваемых трубок идентичны. На химический состав хромшпинелидов ильменит-хромшпинелидового парагенезиса трубки Сытыканская наличие ильменита, видимо, не влияет.

Оливин в ксенолитах ультрабазитов из трубки Сытыканская практически полностью серпентинизирован на всем разведанном интервале; встречается в виде реликтов лишь в некоторых образцах. В составе оливины ильменитовых пород почти полностью отсутствуют хром, алюминий, титан, щелочи (табл. 5). По химическому составу оливины относятся к форстеритам, железистость которых в пределах 8,1—8,4 %. Железистость минерала, фиксируемая в безильменитовых и ильменитовых парагенезисах перидотитов, заметно отличается от выявленной ранее (12—15 %) в иль-

* Детальное изучение состава и структуры высокотитанистой фазы со значительными примесями редкометалльных элементов не проводилось.

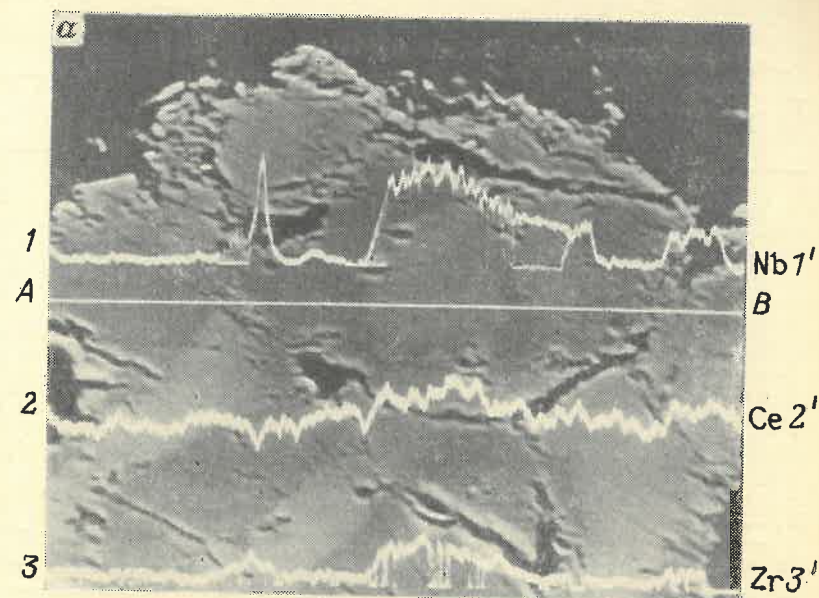


Рис. 4. Замещение ильменита (темно-серое) ниобиевым рутилом (серое) в глиммерите (обр. 99/296) из трубки Сытыканская в отраженных электронах (а) и рентгеновских лучах NbL_{α} (б)

Профили сканирования по линии АВ в лучах NbL_{α} (1—1'), CeL_{α} (2—2') и ZrL_{α} (3—3')

менитовых ультрабазитах трубки Мир [1, 2, 10].

Моноклинные пироксены магнезиальных гипербазитов отличаются низкой железистостью, незначительным содержанием титана и повышенным хрома. Минералам магнезиально-железистых гипербазитов свойственны повышенные титанистость и железистость [2]. Клинопироксены из гранат-клинопироксен-хромшпинелидовых сростков, ксенолитов гипербазитов и ильменитовых гипербазитов трубки Мир образуют два поля составов, соответствующих магнезиальным и магнезиально-железистым гипербазитам [2, 3]. Большинство составов клинопироксена (табл. 6) ультраосновных пород трубки Сытыканская независимо от хром-

шпинелидов располагаются в поле магнезиальных гипербазитов. Для клинопироксенов характерны несколько повышенные содержания титана (0,06—0,22 %) и хрома (1,12—3,52 %). Только в диопсидите породообразующий минерал содержит 0,39 % Cr_2O_3 . В целом же говорить о четком разделении составов клинопироксена на две группы не представляется возможным. Наши данные также не подтверждают выводов, сформулированных Б. М. Владимировым и др. [1] о том, что клинопироксены ильменитовых гипербазитов в отличие от обычных свойственно преобладание магния над кальцием. Отношения $Ca/(Ca+Mg)$ для клинопироксенов изученных разновидностей пород из трубки Сытыканская, варьирую-

Таблица 4

Состав хромшпинелидов из ультраосновных пород, %

№ образца	Порода	MgO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO*	Сумма
81/136	Серпентиниты	7,37	1,15	3,02	46,79	0,36	36,03	94,71
105/294	»	6,44	1,17	3,91	33,97	0,22	46,78	92,49
99/272	Верлиты	9,14	12,01	0,24	44,98	0,25	31,72	98,34
97/399	Лерцолиты	10,65	3,46	1,35	52,54	0,24	26,18	94,42
97/397	»	11,32	7,66	0,46	55,18	0,43	24,16	99,21
99/327	»	9,44	1,94	2,30	52,68	0,40	29,15	95,93
99/323	»	9,16	1,02	2,06	52,29	0,28	30,66	95,50
99/422	»	11,69	9,74	0,37	52,57	0,25	23,00	97,65
99/495	»	7,84	1,28	3,29	44,81	0,32	36,22	93,78
96/208**	»	6,30	0,96	5,45	26,29	0,21	56,90	96,11
110/415**	»	6,56	0,82	1,57	54,37	0,32	32,03	95,67

* Все железо в образцах представлено в виде FeO, поэтому сумма существенно отличается от 100 %.

** В образцах 96/208 и 110/415 наряду с хромшпинелидами встречается ильменит.

щие в пределах от 0,41 до 0,47, свидетельствуют о довольно широком диапазоне температур при формировании ультрабазитов.

Ортопироксен ультраосновных включений встречается в виде реликтов в наиболее глубоких горизонтах трубки Сытыканская. Вследствие его существенных вторичных изменений удалось проанализировать лишь образец 99/422. Состав энстатита из хромшпинелидового лерцолита (окислы, %): SiO₂ 58,76, MgO 36,45, Al₂O₃ 0,52, CaO 0,21, TiO₂ 0,04, Cr₂O₃ 0,20, MnO 0,04, FeO 4,84, Na₂O 0,10; сумма 101,16. По химическому составу энстатит идентичен минералу из магнезиальных гипербазитов трубки Мир [2].

Гранаты ильменитовых и ильменит-хромшпинелидовых ультрабазитов из трубки Сытыканская представлены мелкими (до 1—3 мм) зернами преимущественно бледно-розового, малинового и красного цвета. Исключение составляют оранжево-красные, обычно крупнозернистые гранаты из сростков с ильменитом (обр. 110/475). Содержание граната в породах равно 1—5 %, максимум 8—11 %. Показатели преломления колеблются от 1,738 до 1,759, а в крупнозернистых ильменитовых вебстеритах, состав которых является переходным между ультраосновными и основными породами, — до 1,772. Широкие вариации физических свойств гранатов из ильменитовых пород, вероятно, обусловлены разнообразием ассоциаций, в которых они встречаются.

Гранаты (табл. 7) характеризуются умеренными содержаниями Cr₂O₃ (1,56—2,63 %) и CaO (4,0—5,34 %). По количеству этих окислов они аналогичны гранатам из безильменитовой лерцолитовой ассоциации трубок Мир и Удачная [10]. Лишь гранат из образца 110/475 по составу соответствует оранжево-красным разновидностям минерала из ильменитовых пород трубки Мир, т. е. в нем при содержании окислов кальция 4—5 % количество Cr₂O₃ не превышает 0,4 %. Следует отметить узкие пределы колебаний содержания окислов железа в гранатах ультрабазитов

(8,89—11,50 %), что находит отражение в незначительном изменении железистости минерала (19,5—24,0 %), и наличие как высоко- и низкотитанистых разновидностей. В целом железистость, а также содержание титана в гранате из лерцолитов трубки Сытыканская закономерно уменьшаются при переходе от ильменитовых к ильменит-хромшпинелевым и, видимо, к хромшпинелевым разновидностям этих пород.

Флогопит ильменитсодержащих пород имеет повышенное количество TiO₂ (0,40—0,68 %) и относительно низкое Cr₂O₃ (0,22—0,32 %). В ильменит-хромшпинелидовом лерцолите минерал наряду с невысоким содержанием титана (0,28 %) характеризуется низкой хромистостью (0,15 %). Флогопит из пород с хромшпинелидами отличается низким содержанием TiO₂ (0,12 %) и повышенным — хрома (0,68 %).

Как уже отмечалось, в трубке Сытыканская в отличие от кимберлитовой трубки Мир не существует отчетливых различий между породообразующими минералами ультрабазитов магнезиальной и магнезиально-железистой ветвей кимберлитового магматизма. Макроскопическая диагностика этих пород на магнезиальные и магнезиально-железистые затруднительна. Однако изучение рудных минералов позволяет установить принадлежность ультраосновных пород. Породы, в которых присутствуют хромшпинелиды, относят к магнезиальным, содержащие ильменит — к магнезиально-железистым. На слабую дифференцированность пород в трубке Сытыканская указывает также широкое распространение ультрабазитов, в которых среди породообразующих минералов присутствуют хромшпинелиды.

Для ильменитовых гипербазитов трубки Сытыканская по клинопироксеновому геотермометру диапазон температур образования соответствует интервалу 980—1180 °С. Таким образом, верхний предел температур для ильменитовых пород из трубки Сытыканская значительно ниже предела, характерного для ал-

Таблица 5

Состав оливина из лерцолитов, %

№ образца	Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	Na ₂ O	Сумма	f
90/377	Ильменит	41,50	0,01	0,01	0,01	8,11	0,03	51,53	0,01	0,03	1,38	0,02	2,87	0,01	101,17	8,1
99/422	Хромшпинелид:	40,84	0,01	0,01	0,01	8,26	0,03	51,84	0,01	0,03	1,20	0,03	2,95	0,01	100,97	8,2
	зерно 1	40,67	0,01	0,01	0,01	8,29	0,04	51,03	0,01	0,04	2,47	0,03	2,45	0,01	100,03	8,4
97/397	Хромшпинелид	41,37	0,01	0,01	0,01	8,27	0,04	51,42	0,01	0,04	0,39	0,03	3,25	0,01	101,1	8,3

Таблица 6

Состав клинопироксенов из ультраосновных пород, %

№ образца	Порода	Минерал	SiO ₂	MgO	Al ₂ O ₃	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	Na ₂ O	Сумма	Ca/(Ca+Mg)
71/392	Глиммериты	Ильменит: точка 1	54,76	16,92	0,70	19,54	0,09	1,38	0,02	2,87	1,77	98,05	0,45
99/296	»	» 2	54,78	16,97	0,69	19,46	0,09	1,20	0,03	2,95	1,78	97,95	0,47
99/292	Диопсидиты	Ильменит	54,94	16,61	0,31	20,19	0,12	2,47	0,03	2,45	1,94	99,07	0,47
103/325	Верлиты	Ильменит: точка 1	54,58	16,45	1,95	19,83	0,18	0,39	0,03	3,25	1,95	98,61	0,47
99/476	Лерцолиты	Ильменит: точка 1	54,22	16,83	2,14	19,85	0,22	1,08	0,05	4,16	2,51	101,06	0,46
	»	» 2	54,51	17,02	2,05	20,48	0,15	1,12	0,03	3,48	2,61	101,45	0,46
90/377	»	Ильменит	55,74	17,14	1,57	16,37	0,22	1,26	0,04	3,87	1,82	98,03	0,41
110/415	»	Ильменит + хромшпинелид	55,47	17,08	1,84	16,65	0,19	1,27	0,02	3,73	2,16	98,41	0,45
99/422	»	Хромшпинелид	56,13	15,58	1,37	17,99	0,10	2,25	0,02	2,34	2,38	98,16	0,47
	»	»	55,99	15,96	0,18	19,41	0,06	1,89	0,03	3,01	1,53	98,05	0,47
99/323	»	Ильменит: точка 1	55,82	14,79	3,64	14,64	0,07	1,72	0,03	3,88	4,30	98,89	0,42
	»	» 2	55,93	14,19	3,74	15,00	0,08	3,52	0,05	2,78	4,32	99,61	0,46
97/399	Хромшпинелид	Ильменит: точка 1	55,98	17,21	0,39	20,20	0,06	2,14	0,02	2,04	1,77	99,79	0,44
99/495	»	» 2	55,92	16,57	0,45	18,52	0,13	2,69	0,03	2,73	1,88	98,92	0,45
97/397	»	Хромшпинелид	56,03	15,39	1,22	17,06	0,12	2,73	0,03	2,89	2,75	98,22	0,45
	»	»	56,35	17,18	0,39	19,54	0,12	1,91	0,03	2,69	1,57	99,78	0,45
	»	»	56,02	16,02	0,48	17,74	0,10	2,52	0,03	2,88	2,79	98,58	0,45

Таблица 7

Состав гранатов из лерцолитов, %

№ образца	Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма	
90/377	Ильменит	41,92	0,99	19,07	2,63	8,89	0,12	19,94	4,58	0,08	98,22	20,0
110/475	Ильменит:											
	зерно 1	41,65	0,87	21,99	0,38	11,05	0,13	20,30	4,0	0,10	100,47	23,3
	» 2	41,35	0,84	22,19	0,39	11,50	0,19	20,50	4,09	0,08	101,13	24,0
96/208	Ильменит +											
	+ хромшпинелид:											
	зерно 1	41,87	0,22	22,08	2,02	9,23	0,15	20,40	5,34	0,05	101,36	20,0
	» 2	41,79	0,22	22,53	1,56	9,03	0,15	20,80	5,20	0,08	101,36	19,5

мазоносных ильменитовых пород трубок Мир и Удачная, и приближается к максимальной температуре кристаллизации неалмазоносных ильменитовых ультрамафитов трубки Обнаженная.

Нам не удалось определить давление, при котором происходило образование ультраосновных пород, по геобарометру Ф. Бишоп [3]. Вероятно, это связано с тем, что минеральные ассоциации изученных пород неравновесны. Кроме того, в составе ильменита из ультрабазитов трубки Сытыканская отмечается повышенное содержание хрома. Однако экспериментальные данные по изучению системы $FeTiO_3-MgTiO_3-F_2O_3-Cr_2O_3$ в литературе отсутствуют.

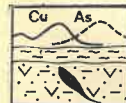
Среди глубинных включений трубки Сытыканская достаточно распространены биминеральные и дистеновые алмазоносные эклогиты [6, 9]. Это дает основание полагать, что источником алмаза в ней являются не ультрабазиты, а эклогиты.

В ультрабазитах трубки среди основных породообразующих минералов широко распространены флогопит. Это, видимо, обусловлено обогащенностью первичных ультраосновных магм щелочами (в данном случае калием) или процессами глубинного метасоматоза определенных серий ультраосновных пород при воздействии флюидов, содержащих щелочи, ниобий, тантал, цирконий, рубидий и другие элементы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Владимиров Б. М., Волянюк Н. Я., Пономаренко А. И. Глубинные включения из кимберлитов, базальтов и кимберлитоподобных пород. М., Наука, 1976.
2. Гаранин В. К., Крот А. Н., Кудрявцева Г. П. Некоторые вопросы эволюции перидотитовых и эклогитовых магм в ким-

- берлитовых трубках. — Геология рудных месторождений, 1983, № 4, с. 14—28.
3. Гаранин В. К., Кудрявцева Г. П., Сошкина Л. Т. Ильменит из кимберлитов Якутии. М., Изд-во МГУ, 1984.
4. Илупин И. П., Каминский Р. В., Францессон Е. В. Геохимия кимберлитов. М., Недра, 1978.
5. Ильменитовый эклогит из кимберлитовой трубки Мир/В. К. Гаранин, Г. П. Кудрявцева, В. П. Серенко, А. Д. Харьков. — Докл. АН СССР, 1981, т. 260, № 4, с. 981—986.
6. Коптиль В. И., Лазько Е. Е., Серенко В. П. Алмазоносные дистеновые эклогиты из кимберлитовой трубки Сытыканская — первая находка в СССР. — Докл. АН СССР, 1975, т. 225, № 4, с. 924—928.
7. Лазько Е. Е. Минералы-спутники алмаза и генезис кимберлитовых пород. М., Недра, 1979.
8. Маракушев А. А. К проблеме флюидного режима образования алмазоносных пород. — Геология рудных месторождений, 1981, № 4, с. 3—16.
9. Пономаренко А. И., Спеццус З. В. Алмазоносные эклогиты из кимберлитовой трубки Сытыканская. — Геология и геофизика, 1976, № 6, с. 103—107.
10. Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск, Наука, 1974.
11. Фазовая неоднородность оптически гомогенного ильменита из кимберлитов/Е. В. Розова, Е. В. Францессон, А. П. Плешаков, и др. — Докл. АН СССР, 1978, т. 243, № 1, с. 205—208.
12. Францессон Е. В. Петрология кимберлитов. М., Недра, 1968.
13. Фрондел Дж. Минералогия луны. М., Мир, 1978.



ГЕОХИМИЯ

УДК 665.613.2(571.1)

М. Я. РУДКЕВИЧ (Тюменский индустр. ин-т), Л. С. ОЗЕРАНСКАЯ (ПГО «Главтюменьгеология»)

Геохимическая классификация и прогноз состава нефтей и конденсатов в Западно-Сибирском НГБ

Разработка геохимических и генетических классификаций нефтей представляет трудную задачу в связи со сложностью состава объекта и неоднозначностью его связей с геологической историей. Некоторые принципы построения указанных классификаций сформулированы в работах [3, 15].

Известно сравнительно много различных схем классификации нефтей [2, 4—7, 9, 14], но лишь отдельные из них являются геохимическими [6, 14]. Весьма содержательна классификация В. С. Соболева [14], в которой геохимические показатели увязываются с геологическим строением и историей седиментационных бассейнов. В то же время, по нашему мнению, автор несколько преувеличивает роль вторичных факторов (крипто- и идиогипергенеза, миграционной фильтрации и др.) в формировании геохимических типов нефтей.

В описываемой ниже классификации в качестве параметров использованы структурно-тектоническая принадлежность зон регионального нефтегазоаккумуляции, глубины залежей, палеотемпературы, стратиграфическая приуроченность вмещающих осадочных комплексов, показатели углеводородного состава легких фракций в сочетании с физико-химическими свойствами нефтей и конденсатов. Опубликованная нами ранее классификация из геохимических показателей учитывала только соотношения между индивидуальными углеводородами бензиновых фракций [11].

Западно-Сибирский НГБ отчетливо разделяется на два суббассейна — нефтегазоносный (НГСБ) и газонефтеносный (ГНСБ). Первый включает области и районы преимущественного нефтенакпления, контролируемые антеклизмами и неглубокими синеклизмами

с мощностью платформенного чехла до 4 км. Второй суббассейн в геотектоническом отношении представляет собой совокупность глубоких синеклиз с мощностью чехла до 6—8 км.

В суббассейнах наблюдаются существенные различия физико-химических свойств нефтей и конденсатов и углеводородного состава их фракций, что учтено в классификации.

В исходные данные включено более 3,5 тыс. анализов физико-химических свойств и более 800 анализов индивидуального углеводородного состава бензиновых фракций нефтей, конденсатов по 288 месторождениям и нефтепроявлениям.

В качестве таксономических единиц приняты типы, подтипы, классы и подклассы. Типы и подтипы выделены с учетом показателей углеводородного состава бензиновых фракций, классы и подклассы — по физико-химическим свойствам нефтей и конденсатов.

Основным критерием типа служит величина отношения Σ гексацикланов/ Σ пентацикланов для фракции с температурой от начала кипения до 130 °С (K_1). Дополнительным показателем типа является отношение Σ ксилолов/этилбензол для фракции 130—150 °С (K_2). Показатели K_1 и K_2 отражают степень катагенетической преобразованности жидких УВ и исходного ОВ пород.

Подтипы выделены по величинам двух основных показателей: Σ алканов/ Σ цикланов (K_3) и Σ н-алканов/ Σ изоалканов (K_4) для фракции с температурой от начала кипения до 130 °С. Эти геохимические параметры несут информацию как о катагенетической преобразованности УВ и ОВ, так и об условиях формирования конкретных углеводородных скоплений.

Типы и подтипы нефтей и конденсатов нефтегазоносного суббассейна

Тектонический показатель	Глубина вмещающих пород, км	Палеотемпература, °С	Возраст вмещающих пород	Тип нефтей и конденсатов		Подтип нефтей и конденсатов			Характер и особенности формирования скоплений УВ
				Индекс	Показатели K_1, K_2	Степень катагенеза УВ и ОВ	Индекс	Показатели K_3, K_4	Групповой состав фракции н.к. 130 °С
Моноклизмы, неглубокие синеклизы, антеклизы	0,4—1,6	40—60	$K_{1a}-K_{2c}$	$O^*_{н}$	Отсутствие фракций до 200 °С	Низкая ПК	—	—	Существенно циклановый (фракция 200—400 °С)
То же	1,6—3,2	60—130	$J-K_{1br}, K_{1a}$ (локально)	$I_{н}$	$0,4 < K_1 \leq 1,0$ $1,0 < K_2 \leq 100$ (1,7—3,3)**	Средняя $МК_{1-2}$	$I^a_{н}$	$1,8 < K_3$ $0,7 < K_4 \leq 2,0$	Существенно алкановый, цикланово-алкановый***
							$I^b_{н}$	$1,0 < K_3 \leq 1,8$ $0,6 < K_4 \leq 1,6$	Алканово-циклановый, цикланово-алкановый
							$I^в_{н}$	$0,2 < K_3 \leq 1,0$ $0,03 < K_4 \leq 0,6$	Циклановый, алканово-циклановый
									Разрушение залежей в зонах гипергенеза

Залежи вблизи очагов генерации УВ (нефти умеренной газонасыщенности)

Залежи на периферии НГБ, в начальной стадии перетормаживания за счет поступления газа (нефти повышенной газонасыщенности)

Разрушение залежей в зонах гипергенеза

Неглубокие синеклизы (зоны повышенных современных и палеотемператур) и Пурский желоб

Неглубокие синеклизы (зоны повышенных современных и палеотемператур) и Пурский желоб	1,7—3,2	105—210	$J-K_{1br}, K_{1a}$ (локально)	$II_{н}$	$1,0 < K_1 \leq 2,5$ $1,4 < K_2 \leq 20,0$ (3,3—5,0)	Высокая $МК_3$	$II^a_{н}$	$1,8 < K_3$ $1,0 < K_4 \leq 2,2$	Существенно алкановый, цикланово-алкановый***	Залежи в очагах генерации УВ (нефти умеренной газонасыщенности)
							$II^b_{н}$	$0,8 < K_3 \leq 1,8$ $0,8 < K_4 \leq 1,4$	Алканово-циклановый, цикланово-алкановый	Залежи в очагах генерации УВ, в начальной стадии перетормаживания за счет поступления газа (нефти повышенной газонасыщенности)
							$II^в_{н}$	$0,2 < K_3 \leq 1,0$ $0,03 < K_4 \leq 0,6$	Циклановый, алканово-циклановый	Разрушение залежей в зонах гипергенеза
Неглубокие синеклизы (зоны повышенных современных и палеотемператур)	2,3—3,3	140—225	$J-K_{1v}, K_{1a}$ (локально)	$III_{н}$	$2,5 < K_1$ $4 < K_2 \leq 33$ (8—25)	Очень высокая $МК_{4-5}$	$III^a_{н}$	$1,8 < K_3$ $1,0 < K_4 \leq 3,0$	Существенно алкановый, цикланово-алкановый	Залежи в очагах генерации УВ (нефти умеренной газонасыщенности)
							$III^b_{н}$	$1,0 < K_3 \leq 1,8$ $1,0 < K_4 \leq 1,6$	Алканово-циклановый, цикланово-алкановый	Залежи в очагах генерации УВ в начальной стадии перетормаживания за счет поступления газа (нефти повышенной газонасыщенности)

* Только нефти.

** В скобках — преобладающие значения K_2 .

*** В перечне групповых составов фракций н.к.—130 °С доминирует первый.

Таблица 2

Классы и подклассы нефтей нефтегазонального суббассейна

Класс			Подкласс		
Индекс	Показатель d_{4}^{20} , г/см ³	Физико-химическая характеристика	Индекс	Показатель S, %	Физико-химическая характеристика
ОТ	$>0,92$	Очень тяжелая	S_3 S_2	$1,0 < S \leq 4,0$ $0,5 < S \leq 1,0$	Сернистая Среднесернистая
Т	$0,88 < d_{4}^{20} \leq 0,92$	Тяжелая	S_3 S_2 S_1	$1,0 < S \leq 4,0$ $0,5 < S \leq 1,0$ $\leq 0,5$	Сернистая Среднесернистая Малосернистая
Ср	$0,84 < d_{4}^{20} \leq 0,88$	Средняя	S_3 S_2 S_1	$1,0 < S \leq 4,0$ $0,5 < S \leq 1,0$ $\leq 0,5$	Сернистая Среднесернистая Малосернистая
Л	$\leq 0,84$	Легкая	S_2 S_1	$0,5 < S \leq 1,0$ $\leq 0,5$	Среднесернистая Малосернистая

Разделение на классы произведено с учетом плотности нефтей и конденсатов, а на подклассы — по содержанию в нефти серы (НГСБ) и твердых парафинов (ГНСБ). Различия в выборе показателя подкласса связано с тем, что большинство нефтей НГСБ малопарафинистые, а содержание серы в них меняется в широких пределах — от 0,1 до 3,5 %. Нефти ГНСБ малосернистые и малосмолистые, а содержание твердых парафинов в них колеблется в интервале 0,1—25 %. Градации показателей K_1 — K_4 подобраны эмпирически путем построения соответствующих гистограмм, а физико-химические параметры разбиты на интервалы, предложенные в работе [3].

Характеристика нефтей и конденсатов НГСБ. По величинам K_1 и K_2 выделены нефти трех типов — I_n , II_n и III_n (индекс «н» указывает на принадлежность флюидов НГСБ). Кроме того, обособляются нефти нулевого типа (O_n), для которых K_1 — K_4 не рассчитываются ввиду отсутствия бензиновых фракций. Нефти типа O_n встречаются вместе с сухим газом в верхне-апт-сеноманских отложениях как в пределах НГСБ, так и внутри ГНСБ. Типы нефтей разделяются на подтипы,

обозначенные верхним буквенным индексом (табл. 1).

По величинам плотности выделено четыре класса нефтей: очень тяжелые, тяжелые, средние и легкие (ОТ, Т, Ср, Л), а по содержанию серы — три подкласса (S_1 , S_2 , S_3 , табл. 2). Таким образом, нефти залежей в НГСБ обозначаются индексами: $I_n S_3$, $II_n S_2$, $III_n S_1$ и т. п.

Конденсаты НГСБ из газовых шапок газонефтяных залежей относятся обычно к тем же типам и подтипам, что и соответствующие им нефти. По плотности они образуют два класса: легкие ($0,7 < d_{4}^{20} \leq 0,78$) и очень легкие ($d_{4}^{20} \leq 0,7$); подклассы для них не выделяются, так как конденсаты содержат мало серы и парафина.

Характеристика нефтей и конденсатов ГНСБ. В ГНСБ по величинам K_1 и K_2 выделены нефти двух типов — II_r и III_r (индекс «г» указывает на принадлежность флюида ГНСБ), которые сопоставимы с нефтями II_n и III_n . Кроме того, здесь присутствуют нефти типа O_n , которые являются общими для всего бассейна. Нефти, соответствующие типу I_n (основной тип для НГСБ), в ГНСБ не встречаются. В то

Таблица 3

Типы и подтипы нефтей и конденсатов газонефтеносного суббассейна

Тектонические показатели	Тип нефтей и конденсатов			Подтип нефтей и конденсатов			Характер и особенности формирования скоплений УВ
	Глубина вмещающих пород, км	Палеотемпература, °С	Возраст вмещающих пород	Индекс	Показатели K_1 , K_2	Степень катагенеза УВ и ОБ	
Глубокие синеклизы и Мессоязская града	0,8—1,8	50—70	K_{1a} — K_{2c}	O_n^*	Отсутствие фракций до 200 °С	Низкая ПК	Нефтяные оторочки массивных газовых залежей и нефтенасыщенность пород ниже ГВК (образование нефтяных УВ предшествовало приходу сухого газа)
То же	0,7—1,2	50—70	K_{1a1} — K_{2c}	O_r^{**}	То же	То же	Формирование скоплений за счет растворения нефтяных УВ в сжатом газе
»	1,0—1,6	60—80	K_{1a1} — K_{2c} (K_{1h} , K_{1v}^2 локально)	I_r^{**}	$0,2 < K_1 < 3,4$ $4,0 < K_2 < 12,0$	»	Существенно циклановый (фракция 200—450 °С)
»	1,3—3,7	75—150	J — K_{1a}	II_r	$1,5 < K_1 \leq 3,5$ $4,0 < K_2 \leq 100$ (9—20) *****	Средняя и высокая МК ₁₋₃	Алкано-циклановый, циклановый
Глубокие синеклизы, инверсионные поднятия Мессоязской грады	2,5—4,2	140—210	J — K_{1b}	III_r	$3,5 < K_1$ $10,0 < K_2 \leq 100$ (11—20)	Очень высокая МК ₄₋₅	Алкано-циклановый, циклановый, циклановый

* Только нефти.

** Только конденсаты, присутствуют совместно с III_r .

*** Высокое содержание гемзамещенных алканов и цикланов.

**** В перечне групповых составов доминирует первый.

***** В скобках — преобладающие значения K_2 .

Таблица 4

Классы и подклассы нефтей газонефтеносного суббассейна

Класс			Подкласс		
Индекс	Показатель d_{4}^{20} , г/см ³	Физико-химическая характеристика	Индекс	Показатели S, П, %	Физико-химическая характеристика
OT*	$>0,92$	Очень тяжелая	S_2^* S_1	$0,5 < S \leq 1,0$ $\leq 0,5$	Среднесернистая Малосернистая
T*	$0,88 < d_{4}^{20} \leq 0,92$	Тяжелая	S_1	$\leq 0,5$	Малосернистая
Ср	$0,84 < d_{4}^{20} \leq 0,88$	Средняя	P_3 P_2 P_1	> 10 $5 < P \leq 10$ ≤ 5	Высокопарафинистая Парафинистая Малопарафинистая
Л	$\leq 0,84$	Легкая	P_3 P_2 P_1	> 10 $5 < P \leq 10$ ≤ 5	Высокопарафинистая Парафинистая Малопарафинистая

* Только нефти типа O_n .

Таблица 5

Классы и подклассы конденсатов газонефтеносного суббассейна

Класс			Подкласс		
Индекс	Показатель d_{4}^{20} , г/см ³	Физико-химическая характеристика	Индекс	Показатель П, %	Физико-химическая характеристика
T Ср	$>0,82$ $0,78 < d_{4}^{20} \leq 0,82$	Тяжелый Средний	P_2 P_1	$5 < P \leq 10$ ≤ 5	Парафинистый Малопарафинистый
Л ОЛ	$0,7 < d_{4}^{20} \leq 0,78$ $\leq 0,70$	Легкий Очень легкий	— —	— —	— —

же время нефти типа II_r по интервалу глубин отвечают нефтям II_n и I_n .

По величинам K_3 и K_4 нефти типа II_r подразделяются на три подтипа (табл. 3). В соответствии с градациями плотности в ГНСБ выделено четыре класса нефтей. Очень тяжелые и тяжелые нефти свойственны только типу O_n , они малопарафинистые ($P < 5\%$), а по содержанию серы делятся на два подкласса — S_1 , S_2 (табл. 4).

Все средние и легкие нефти ГНСБ малосернистые; по содержанию твердых парафинов подразделяются на три

подкласса (P_1 , P_2 , P_3). Для конденсатов ГНСБ определено четыре типа — O_r , I_r , II_r и III_r (см. табл. 3). Конденсаты типов O_r и I_r сопоставимы с нефтями типа O_n , а конденсаты типов II_r и III_r — с нефтями этих же типов. На подтипы разделяются только конденсаты типа II_r .

В соответствии с величинами плотности конденсаты ГНСБ разбиваются на четыре класса (табл. 5). Как правило, конденсаты малопарафинистые, поэтому на подклассы они не разделяются. Исключение составляют конде-

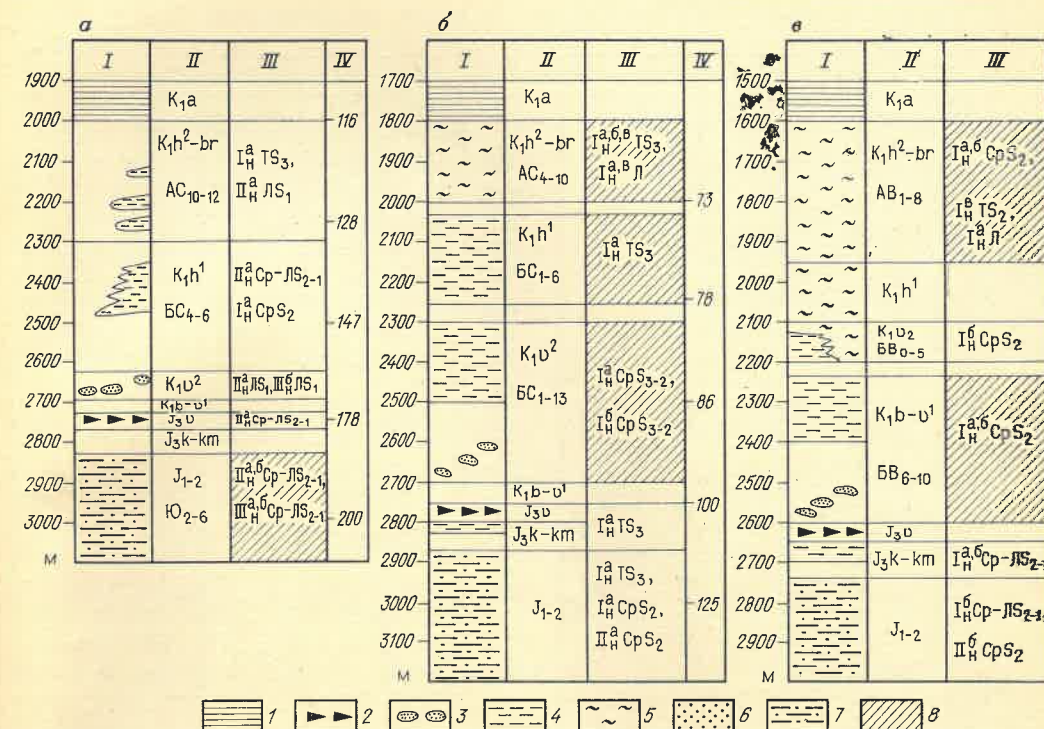


Рис. 1. Схема вертикального размещения типов нефтей и конденсатов по разрезам Салымского (а), Сургутского (б), Нижневартковского (в) районов ГНСБ

I — литологическая колонка; II — возраст нефтегазовых комплексов и продуктивные пласты; III — индексы нефтей и конденсатов (первый — преобладающий тип в данном интервале; остальные — сопутствующие); IV — палеотемпературы, °C, по [1]. 1 — 7 — формации: 1 — существенно глинистая морская,

2 — битуминозных глин глубоководно-морская, 3 — песчано-алевритовая подводных течений, 4 — песчано-глинистая ритмично-слоистая мелководно-морская, 5 — песчано-глинисто-алевритовая линзовидно-слоистая прибрежно-морская и лагунная, 6 — существенно песчаная аллювиальная и дельтовая, 7 — песчано-алеврито-глинистая линзовидно-слоистая аллювиально-озерно-болотная субугленосная, 8 — стратиграфические интервалы главных продуктивных комплексов

саты средней плотности, которые содержат два подкласса (P_1 , P_2). В отличие от нефтей для парафинистых конденсатов средней плотности значок P_2 заключается в скобки, например $II_r^6Ср$ (P_2).

Пространственное размещение разнотипных углеводородных скоплений. По совокупности тектонических, литолого-формационных и геохимических критериев на площади и в разрезе Западно-Сибирского НГБ обособляются 14 нефтегазовых областей (НГО), ряд нефтегазовых районов (НГР) и восемь независимых региональных и субрегиональных нефтегазовых комплексов (НГК) [10, 12].

В пределах каждого НГР, где был реализован нефтегазоматеринский потенциал нескольких НГК и сформировались многопластовые месторождения, отмечается закономерное увеличение степени преобразованности нефтей и конденсатов сверху вниз по раз-

резу. Так, в Сургутском и Нижневартковском районах в отложениях неокма на глубинах 1600—3000 м доминируют нефти типа I_n . В нижнесреднеюрском комплексе на глубинах 2800—3200 м наряду с нефтями I_n появляются более превращенные нефти типа II_n (рис. 1). В зонах повышенных современных и палеотемператур (Красноленинский, Салымский НГР, современные температуры 120—150 °C, палеотемпературы 175—200 °C) нефти типа II_n доминируют во всех НГК, начиная с глубин 1800—2000 м; на глубинах 2700—3200 м широко распространены высокопревращенные нефти типа III_n .

Еще более контрастно изменение состава и свойств нефтей и конденсатов по разрезу в областях и районах ГНСБ. Так, в Уренгойском и Ямальском НГР в отложениях альб-сеноманского НГК присутствуют слабопреобразованные циклановые нефти типа O_n .

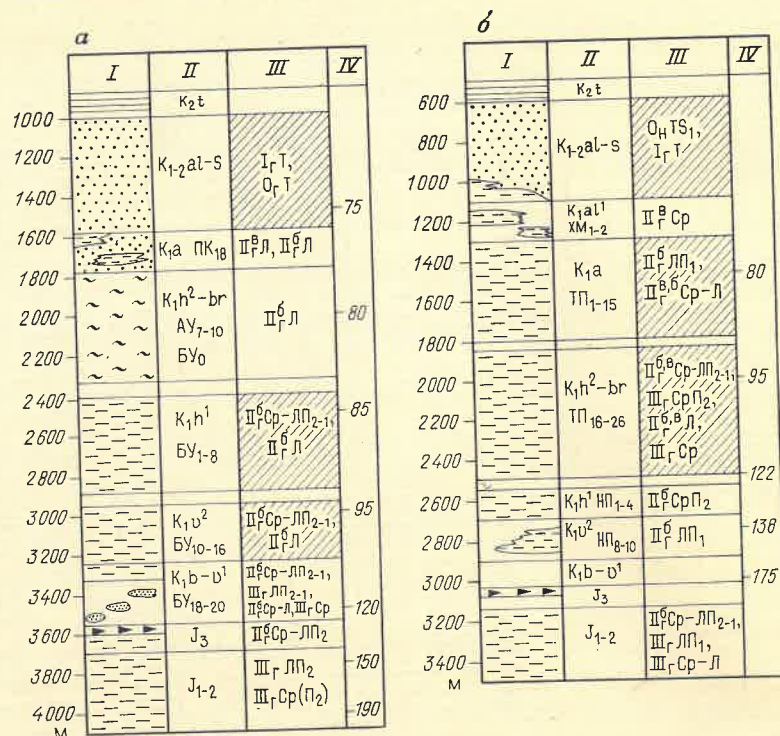


Рис. 2. Схема вертикального размещения типов нефти и конденсатов по разрезам Уренгойского (а), Ямалского (б) районов ГНСБ
Усл. обозн. см. рис. 1. Палеотемпературы для Уренгойского района взяты по Тазовской площади, для Ямалского района — по Новопортовской [1]

и конденсаты типов O_r и I_r (рис. 2). Они образовались в низкотемпературной зоне протокатагенеза на глубинах 1000—1600 м. В аптском комплексе на глубинах 1600—1800 м доминируют конденсаты типа II_r (подтип II_r^a). Ниже, до глубины 3200 м, конденсаты и нефти из оторочек нефтегазоконденсатных залежей относятся к типу II_r (подтип II_r^b). На глубинах 3200—3600 м при доминирующей роли нефтей и конденсатов типа II_r появляется тип III_r , который становится преобладающим на глубинах 3700—4200 м в ниже-среднеюрском комплексе.

Конденсаты типа III_r отличаются своеобразным составом: с одной стороны, повышенной циклическостью за счет относительного накопления аренов и шестичленных цикланов, с другой — высоким содержанием низко- и высокомолекулярных n -алканов. Все это приводит к утяжелению конденсатов III_r (П₂) и сближению их физико-химического облика с нефтями III_r (ЛП₂).

Очевидно, нефти и конденсаты основных, преобладающих типов I_n (в

ГНСБ) и II_r (в ГНСБ), встреченные на глубинах 1300—3700 м, отвечают ГЗН, что хорошо согласуется с величинами палеотемператур [1]. Ареалы распространения нефтей III_n , нефтей и конденсатов III_r соответствуют интервалу перехода от ГЗН к зоне апокатагенеза. Этот интервал характеризуется сравнительно низкими коллекторскими свойствами пород, наличием АВПД, повышенными палео- и современными температурами, высокой степенью преобразованности РОВ.

Нами были построены карты распространения разнотипных нефтей и конденсатов для каждого НГК, а затем сводная карта для всего разреза Западно-Сибирского НГБ (рис. 3). При построении последней за основу были взяты карты районирования тех НГК, которые являются главными, т. е. содержат основную массу УВ в залежах конкретных НГО и НГР. Так, для Мансийской НГО, где главный НГК связан с отложениями нижней—средней юры, основой для построения сводной карты служила карта районирования ниже-среднеюрского ком-

плекса; для Уренгойского НГР использованы карты верхневаланжинского и нижнеготеривского НГК; для Ямалского — карты верхнеготеривбарремского и аптского комплексов.

Сводная карта районирования Западно-Сибирского НГБ по составу нефтей и конденсатов отражает основные закономерности изменения свойств жидких УВ на площади бассейна в залежах, находящихся в ГЗН, независимо от возраста вмещающих отложений.

В ГНСБ доминируют нефти и конденсаты типа I_n . Нефти подтипа I_n^a занимают центральную часть суббассейна. Это тяжелые сернистые нефти (I_n^a TS₃) Сургутского НГР и нефти средней плотности, среднесернистые (I_n^a CrS₂) Нижневартовского НГР.

Нефти подтипа I_n^b тяготеют к периферии суббассейна и его северной границе с ГНСБ. Это нефти средней плотности и легкие, средне- и малосернистые (I_n^b CrS₂, I_n^b CrS₁, I_n^b LS₁) Вакуганской НГО, Березовского и Северо-Сургутского НГР (см. рис. 3).

От центра к периферии ГНСБ происходит облегчение нефтей, связанное с увеличением их газонасыщенности, снижением содержания серы, асфальто-смолистых компонентов при одновременном снижении доли алканов в бензиновых фракциях (I_n^a TS₃ → I_n^a CrS₂ → I_n^b CrS₂ → I_n^b LS₁₋₂). Такая закономерность в общем согласуется с переходом осадков относительно глубоководных фаций Мансийской синеклизы в мелководные и прибрежные отложения периферии седиментационного бассейна, а также с проявлением хроматографического эффекта на путях миграции УВ.

Нефти типов II_n и III_n приурочены к зонам высокотемпературных аномалий Красноленинского, Салымского НГР и Среднепурской НГО. Это нефти средней плотности и легкие, малосернистые, с повышенным содержанием твердых парафинов (II_n^b CrS₂ → II_n^b CrS₁ → II_n^b LS₁).

В ГНСБ в большинстве НГО доминируют нефти и конденсаты типа II_r подтипа II_r^b . В наиболее глубоких зонах (Уренгойский, Тазовский НГР) присутствуют высокопревращенные нефти и конденсаты III_r . В направлении от центра к бортам Ямало-Тазов-

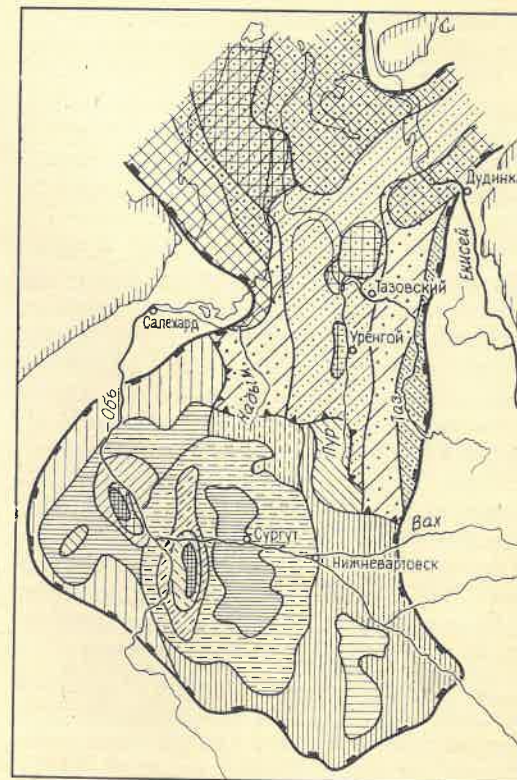


Рис. 3. Карта районирования Западно-Сибирского НГБ по составу нефтей и конденсатов

1—4 — границы: 1 — Западно-Сибирской плиты, 2 — одноименного НГБ, 3 — между нефтегазоносным и газонефтеносным суббассейнами, 4 — между зонами распространения разнотипных нефтей и конденсатов. 5—17 — типы, подтипы, классы и подклассы нефтей ГНСБ: 5 — I_n^a TS₃, 6 — I_n^a CrS₂, 7 — I_n^a CrS₁, 8 — I_n^a LS₁, 9 — I_n^b CrS₂₋₁, 10 — I_n^b CrS₂—LS₁, 11 — I_n^b LS₁, 12 — II_n^a CrS₁, 13 — II_n^a LS₁, 14 — II_n^b CrS₁, 15 — II_n^b CrS₂—LS₁, 16 — III_n^a LS₁, 17 — III_n^b CrS₂—LS₁. 18—23 — типы, подтипы, классы и подклассы нефтей и конденсатов ГНСБ: 18 — II_r^b CrS₂—ЛП₂₋₁, 19 — II_r^b ЛП₂₋₁, 20 — II_r^b ЛП₁ (нижняя часть) + II_r^b CrS₂—ЛП₁ (верхняя часть разреза); 21 — II_r^b CrS₂—ЛП₂; 22 — III_r CrS₂—ЛП₂ (нижняя часть) + II_r^b CrS₂—ЛП₂₋₁ (верхняя часть разреза); 23 — III_r CrS₂—ЛП₂₋₁, 24 — типы, подтипы, классы, подклассы нефтей и конденсатов области временного наложения газоконденсатной системы на нефтегазовую: II_n^b CrS₁(I_n^a — комплекс) + II_r^b CrS₂—ЛП₁(K_1 v²—h¹ — комплексы)

ской мегасинеклизы отмечается облегчение нефтей и некоторое снижение содержания твердых парафинов, т. е. в указанных направлениях при неизменных типе и подтипе меняются класс и подкласс — переход нефтей II_r^b CrS₂ в нефти II_r^b ЛП₁.

Восточная граница суббассейна четко обозначается узкой полосой нефтей и конденсатов подтипа II^a_r . Это нефти тяжелые и средней плотности, со средним и низким содержанием твердых парафинов (II^a_r -ТП, II^a_r -СрП₂), испытавшие влияние процессов гипергенеза.

Особое место занимает Южно-Ямальная НГО (Новопортовское месторождение). Здесь в отложениях нижней—средней юры заключена пластово-массивная нефтяная залежь с газовой шапкой; нефти этой залежи описываются формулой II^a_r -СрС₁. В неокме распространены газоконденсатные залежи с нефтяными оторочками; нефти II^a_r -СрП₂, II^a_r -СрП₁, II^a_r -ЛП₁, конденсаты II^a_r -Л. Очевидно, в Южно-Ямальной НГО происходило наложение ГНСБ на НГСБ, а газоконденсатные залежи неокмы являются вторичными по отношению к нефтяным.

До сих пор остается дискуссионным вопрос о причинах формирования преимущественно газоконденсатных скоплений во всех НГК северных НГО. Ряд исследователей объясняет это различием в характере исходного РОВ [3, 13]. Между тем, фациальный облик юрских и меловых отложений северных НГО и НГР свидетельствует об их большей мористости, так как все мезозойские трансгрессии в Западно-Сибирском НГБ были бореальными. Другие исследователи объясняют образование меловых газов и конденсатов за счет деструкции нефтяных УВ, заключенных в ниже-среднеюрских залежах, и их последующей вертикальной миграцией [8]. Однако литолого-формационные и палеотектонические реконструкции, анализ строения открытых залежей и месторождений исключают возможность формирования основных скоплений за счет только вертикальной миграции [10].

Повышенную газонасыщенность подземных вод на этапе прохождения толщ через ГЗН можно объяснить, во-первых, сохранением низкотемпературного метана вследствие затрудненной разгрузки элизийного газа из зон апокатагенеза и метабенеза. Роль первого фактора представляется решающей для формирования скоплений

сухого газа в аптском и альб-сеноманском НГК.

Повышенная палеогазонасыщенность подземных вод юрских и неокмских комплексов может быть связана с диффузией высокотемпературного метана и его гомологов и смешением их с собственным газом. На этапе контрастных неотектонических поднятий происходило выделение водно-растворенного газа в активно растущие структурные ловушки и преобразование нефтяных залежей в нефтегазоконденсатные. С этим процессом, по-видимому, связано превращение нефтей типа I_n в нефти и конденсаты типа II_r в пределах ГНСБ.

Из изложенного можно сделать следующие выводы.

1. Предложена геохимическая классификация нефтей и конденсатов Западно-Сибирского НГБ, которая базируется на большом фактическом материале и приближается к генетической.

Классификация отражает связь состава и свойств жидких УВ с характером исходного ОВ, степенью его катагенеза и условиями формирования залежей, геотектоническим показателем зон регионального нефтегазоаккумуляции, глубиной, палеотемпературой и стратиграфической приуроченностью вмещающих пород.

2. По составу и свойствам нефтей и конденсатов единый Западно-Сибирский НГБ отчетливо разделяется на два суббассейна — нефтегазоносный (преимущественное распространение нефтяных залежей) и газонефтеносный (газоконденсатные и нефтегазоконденсатные залежи).

3. В отдельных НГО и НГР установлена достаточно четкая вертикальная зональность в размещении разнотипных нефтей и конденсатов, отвечающая современной генетической модели нефтегазообразования.

4. Газоконденсатные и нефтегазоконденсатные залежи приурочены к глубоким синеклизам, в пределах которых мощность осадочного чехла превышает 5—6 км, а нижние горизонты опущены в зону апокатагенеза, с которой связаны конденсаты своеобразного состава.

Повышенная газонасыщенность всех продуктивных комплексов северных НГО обусловлена сохранением значи-

тельной части метана биохимической и протокатагенетической зон и возможной диффузией глубинных углеводородных газов вверх по разрезу, что привело к преобразованию нефтяных залежей в нефтегазоконденсатные.

5. Предложенная классификационная схема районирования Западно-Сибирского НГБ по составу нефтей и конденсатов может служить для прогноза качества углеводородного сырья в малоизученных районах и установления стратиграфической приуроченности и глубины залегания главных продуктивных комплексов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аммосов И. И., Горшков В. И., Гречишников Н. П. Палеотемпературы преобразования нефтегазоносных отложений. М., Наука, 1980.
2. Вассович Н. Б., Бергер М. Г. К наименованию нефтей и их фракций по углеводородному составу. — Геология нефти и газа, 1968, № 12, с. 38—41.
3. Геология нефти и газа Западной Сибири/А. Э. Конторович, И. И. Нестеров, Ф. К. Салманов и др. М., Недра, 1975.
4. Гусева А. Н., Лейфман И. Е., Климушина Л. П. Нефтегазоносность, типы нефтей и их распределение по составу. — В кн.: Гидрогеологические и палеогидрогеологические условия размещения залежей нефти и газа. М., Наука, 1977, с. 6—18.

УДК 552.32:546.21/26.027 (470.21/25)

В. Н. КУЛЕШОВ (ГИН АН СССР)

Изотопный состав и происхождение высокотемпературных карбонатов Ковдорского массива

Геологическое строение и геохимические особенности Ковдорского массива, расположенного в Карело-Кольской провинции щелочных пород и карбонатитов, хорошо изучены. Он может служить классическим примером глубоко эродированного массива ультраосновных щелочных пород с карбонатитами. Кроме того, Ковдорский массив залегает в толще пород, среди которых в ближайшем к нему окружении практически полностью отсутствуют карбонатные разности первично-осадочного происхождения. Последнее имеет большое значение для интерпретации изотопных данных.

Начиная с момента открытия Ковдорского массива и связанного с ним железорудного месторождения (около 50 лет назад), геологические исследования проводились здесь почти непрерывно. Геологии массива и вещественному составу слагающих его пород посвящен

5. Добрянский А. Ф. Геохимия нефти. Л., Гостоптехиздат, 1948.
6. Карцев А. А. Основы геохимии нефти и газа. М., Недра, 1978.
7. Конторович А. Э., Стасова О. Ф. Типы нефтей в осадочной оболочке Земли. — Геология и геофизика, 1978, № 8, с. 3—13.
8. Неручев С. Г. Закономерности, зависящие от генерационных условий. — В кн.: Происхождение и прогнозирование скоплений газа, нефти и битумов. Л., Недра, 1983, с. 9—18.
9. Петров Ал. А. Химия алканов. М., Наука, 1974.
10. Рудкевич М. Я. Палеотектонические критерии нефтегазоносности. М., Недра, 1974.
11. Рудкевич М. Я., Озеранская Л. С. Классификация нефтей и конденсатов Западно-Сибирского бассейна по составу их легких фракций. — В кн.: Осадочно-миграционная теория образования нефти и газа. М., Наука, 1978, с. 128—144.
12. Рудкевич М. Я., Озеранская Л. С. Нефтегазогеологическое районирование (на примере Западно-Сибирского бассейна). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 1, с. 104—115.
13. Рыльков А. В., Потеряева В. В. Оценка фазового состояния углеводородов в глубокопогруженных горизонтах осадочного чехла Западно-Сибирской плиты. — Труды ЗапСибНИГНИ, 1979, № 140, с. 100—102.
14. Соболев В. С. Изменения составов нефтей. — В кн.: Происхождение и прогнозирование скоплений газа, нефти и битумов. Л., Недра, 1983, с. 79—92.
15. Шиманский В. К. Пути построения генетической классификации нефтей. — В кн.: Генетическая классификация нефтей, газов и рассеянного органического вещества пород. Л., Недра, 1981, с. 6—10.

ряд публикаций [3, 13]. Выполнялись также специальные работы по выяснению тектоники, минералогии и геохимии массива.

Ковдорский массив имеет кольцевое строение, обусловленное последовательным внедрением тяготеющих к единому центру различных по составу интрузий и сопровождающим их явлением метасоматоза. Наряду с интрузивными в строении массива участвуют и метасоматические породы, на долю которых, по мнению некоторых исследователей [13], приходится не менее половины всей его площади.

Согласно существующим представлениям, в процессе становления массива выделяются два основных этапа — магматический и постмагматический. В магматический этап были сформированы оливиниты и различные щелочные породы (ийолиты, ийолит-мельтейгиты, ийолитуртиты и турьяиты). Внедрение щелочных пород по кольцевому разлому на контакте оли-

винитов с вмещающими гнейсами сопровождалось мощным метасоматозом тех и других, в результате чего в эндоконтакте развивалась сплошная кольцевая зона апопливиновых метасоматитов, а в экзоконтакте возник ореол фенитов.

С постмагматическим этапом связано образование гранат - амфибол-мантичеллитовых, слюдяно-гранатовых и других скарноподобных пород. В это же время сформировались месторождения флогопита и магнетитовых руд, а также дайки различных карбонатитов.

Несмотря на достаточно хорошую изученность Ковдорского массива, до настоящего времени ряд вопросов остается невыясненным. Это прежде всего касается происхождения и источника вещества приуроченных к массиву высокотемпературных карбонатитов. Большинство исследователей считает их мантийными. К такому же выводу пришли и авторы статьи на основании анализа данных изучения изотопного состава карбонатитов [2, 11]. Между тем получены изотопные материалы, позволяющие говорить о несомненном участии в образовании карбонатитов вещества корового происхождения [4, 11].

Карбонаты, в особенности кальцит, сопровождают формирование почти всех пород Ковдорского массива. Поэтому изучение карбонатов может дать ценную информацию об эволюции в ходе становления массива как самого карбонатного вещества, так и связанных с карбонатами силикатных пород. Исходя из этих соображений, а также из попытки оценить роль глубинной (мантийной) углекислоты в указанном процессе и ее исходный изотопный состав, была подобрана и изучена коллекция практически всех разновидностей карбонатсодержащих и карбонатных пород, распространенных в массиве. Пробы отбирались главным образом на карьере железорудного и в шахте флогопитового месторождений. Часть проб была взята в известковом карьере.

Изученные карбонатные породы можно разделить на шесть групп: кальцит-волластонитовые обособления в фенитах, карбонатизированный пироксенит, дорудная брекчия, кальцит-магнетитовые руды и породы, жильные карбонатные породы четырех генераций и флогопитовые карбонатные образования.

Если придерживаться мнения В. И. Тернового и др. [13] о том, что кальциты кальцит-волластонитовых обособлений в фенитах генетически связаны с карбонатитами 3-й генерации, то по времени образования они не будут самыми ранними из карбонатных пород массива. Если же предположить, что кальцит-волластонитовые обособления возникли одновременно с фенитами (в какой-то мере на это может указывать наличие волластонита в жилах карбонатитов, секущих фениты), то кальцит можно считать одним из наиболее ранних карбонатных образований массива.

О времени выделения карбоната в карбонатизированном пироксените ничего определенного сказать нельзя, поскольку трудно связать его происхождение с какой-либо конкретной стадией карбонатообразования.

Наиболее ранними карбонатными породами массива являются так называемые дорудные брекчии, развитые на железорудном место-

рождении. Иногда их называют также кимберлитоподобными брекчиями. Эти конгломератовидные породы состоят из округлых (эллипсоидных в срезе) обломков, цементированных кальцитом. Кроме того, в цементе много магнетита, встречаются и сульфиды. Обломки представлены апатит-диопсидовыми породами.

Среди кальцит-магнетитовых руд и пород выделяются следующие разновидности: кальцит-магнетитовая (руда) и доломит-кальцит-магнетитовая породы, их разновидности с тетраферрифлогопитом (аномальная руда).

Серия жильных карбонатных пород — карбонатитов — относится к наиболее ранним постмагматическим образованиям. Они секут практически все типы пород массива. По форме тел, условиям залегания и минеральному составу карбонатиты очень разнообразны. Можно выделить несколько их генераций.

Карбонатиты 1-й генерации — эгирин-кальцитовые — являются наиболее ранними. Они встречаются лишь на крайнем юге массива, где образуют линейно вытянутые в субширотном направлении тела с распыленными очертаниями, постепенными переходами и крайне невыдержанным составом. Помимо пироксена (эгирин-диопсида), для них характерны чернубурый, почти черный флогопит и сфен. В значительном количестве присутствуют апатит и магнетит. Эгирин-кальцитовые карбонатиты сформировались в результате замещения якупирангитов, ийолитов и фенитов и изобилуют реликтовыми минералами этих пород. В апофенитовых карбонатитах часто встречается волластонит.

Карбонатиты 3-й генерации распространены несколько шире первых и более разнообразны по составу. На южном участке развиты флогопит-диопсид-кальцитовые карбонатиты, местами с форстеритом, образующиеся зачастую на месте эгирин-кальцитовых. Их облик по сравнению с предыдущими более лейкократовый. К этой же стадии относится формирование более меланократовых разновидностей карбонатитов — кальцит-флогопит-магнетит-апатитовых с диопсидом. Кроме того, к карбонатитам 2-й генерации принадлежат лейкократовые кальцитовые карбонатиты, слагающие почти изометрические штоки вдоль западных границ массива, а также линейно вытянутые неполноконические жилы в его центре. Кальцит составляет не менее 80—90 % этих пород. Второстепенные минералы — апатит, форстерит, зеленый флогопит и магнетит. Крупные залежи таких тел разрабатываются с целью получения известкового сырья.

Карбонатиты 3-й генерации характеризуются небольшим удельным весом. В их составе появляются тетраферрифлогопит, гумит, сульфиды, в значительном количестве доломит.

Существенно доломитовые и кальцит-доломитовые карбонатиты 4-й генерации образуют мелкие жилы мощностью до 1—1,5 м. Развита они незначительно и наиболее часто встречаются на железорудном месторождении. В качестве второстепенных и аксессуарных минералов в них содержатся тремолит, серпентин, тетраферрифлогопит и циркон.

Карбонатные образования флогопитового комплекса подразделяются на две группы — кальцит из флогопитовых пород и вторичные

кальциты, развившиеся в результате наложенных процессов карбонатизации. Первый заполняет межзерновые пространства и сингенетичен с флогопитом, диопсидом и другими минералами. В составе породы он играет второстепенную роль. Вторые слагают главным образом кальцитовые жилы с тетраферрифлогопитом, что позволяет соотносить их по времени образования с карбонатами 3-й, возможно 4-й генерации. Таким образом, полученный материал характеризует практически все типы и стадии формирования карбонатных пород в пределах массива.

При подготовке проб к масс-спектрометрическому анализу использовалась общепринятая методика разложения карбонатов в ортофосфорной кислоте при комнатной температуре в течение одного часа. Она описана нами ранее [7]. При таком способе обработки проб разлагается только кальцит. Все значения изотопного состава углерода даны в относительных единицах, $\delta^{13}\text{C}$ — по отношению к международному стандарту РДВ, а кислорода $\delta^{18}\text{O}$ — по отношению к международному стандарту SMOW. Ошибка эксперимента не превышает $\pm 0,3\%$.

Результаты изучения изотопного состава углерода и кислорода в отобранных пробах приведены в таблице и представлены в виде гистограммы (рис. 1) и графика (рис. 2). Они хорошо согласуются с имеющимися литературными данными. И. П. Луговой и др. [12] показано, что карбонатиты Ковдорского массива и Вуориярви (Карело-Кольская провинция основных и ультраосновных щелочных массивов и карбонатитов) характеризуются значениями $\delta^{13}\text{C}$ от $-4,0$ до $-1,3\%$, а $\delta^{18}\text{O}$ от $9,1$ до $14,9\%$. Изотопные данные для кальцит-апатит-форстерит-магнетитовых руд, описанные в настоящей статье, не выходят за указанные пределы и совпадают также с определениями других авторов [2, 8].

Изотопные исследования пород массива позволили выяснить, что они характеризуются широким пределом вариаций состава углерода и кислорода ($\delta^{13}\text{C} = -6,0 \pm 2,5\%$, $\delta^{18}\text{O} = -6,7 \pm 14,2\%$). Наибольшее количество измерений $\delta^{13}\text{C}$ приходится на интервал от $-4,5$ до $3,5\%$, а $\delta^{18}\text{O}$ — на интервал от 7 до 9% (пик гистограмм). В целом значения $\delta^{13}\text{C}$ несколько занижены по отношению к типично карбонатитовым (от -8 до -5%).

Не отмечается отчетливой корреляции и в распределении значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в целом для пород массива (хотя в первом приближении можно установить очень слабо выраженную зависимость). Практически все разновидности карбонатных пород имеют близкий изотопный состав, что свидетельствует о едином источнике их вещества и сходных условиях образования. Из всей совокупности изученных пород несколько выделяются по изотопному составу углерода и кислорода карбонатиты 4-й генерации (доломитовые), а по составу кислорода — карбонаты флогопитового комплекса. Первые в целом характеризуются повышенным содержанием тяжелых изотопов углерода ($\delta^{13}\text{C}$ от $-3,2$ до $-2,5\%$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{ср}} = -3,0\%$) и кислорода ($\delta^{18}\text{O}$ от $8,7$ до $11,8\%$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{ср}} = 10,5\%$). Для кальцитов из флогопитовых пород типичны только лишь повышенные значения $\delta^{18}\text{O}$ (от $7,4$ до $14,2\%$).

Какова же причина наблюдаемого разброса изотопных данных и установленных закономерностей в их распределении? Нами ранее неоднократно отмечалось, что они могут быть следствием как смешения карбонатного вещества из двух разных источников с неодинаковым исходным изотопным составом, так и высокотемпературной переработки осадочных карбонатов в глубинных условиях, обычно сопровождающейся разделением изотопов.

Поскольку общий ход эволюции карбонатного вещества пород Ковдорского массива в целом аналогичен таковому рассмотренных ранее массивов [7, 9, 10], можно думать, что наблюдаемый разброс изотопных данных, полученных для указанного массива, вызван смешением вещества из двух разных источников. Один из них представляет собой вещество преобразованных первично-осадочных карбонатов, заимствованное из вмещающих пород и характеризующееся высокими значениями $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, другой источник с низкими величинами изотопного состава — углекислота глубинного генезиса. Согласно господствующим представлениям, она имеет мантийное происхождение.

Отличительная особенность карбонатных пород Ковдорского массива заключается в отсутствии четкой корреляции в распределении значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ (но в общем между ними намечается слабо выраженная зависимость). Это обусловлено тем, что в большинстве случаев изотопный состав кислорода в изученных карбонатах целиком определяется составом кислорода ассоциирующих с ними силикатных пород, с которыми они находятся в изотопном равновесии или в близком к нему состоянии.

Кроме того, согласно широко распространенной точке зрения (Э. М. Галимов, 1967 г.), мантийный углерод должен характеризоваться значениями $\delta^{13}\text{C}$, близкими к -6 — -8% . Именно такие значения мы вправе были бы ожидать для пород Ковдорского массива. Однако этого не отмечается. Здесь мы видим, что в целом они занижены (пик гистограммы приходится на значения от $4,5$ до $3,5\%$) по сравнению с типично карбонатитовыми (от -8 до -6%). Такое несоответствие указывает на то, что изученные породы сформировались преимущественно за счет преобразованного вещества первично-осадочного происхождения. Наблюдаемое изотопное смешение относительно исходных (первично-осадочных) пород и весь спектр значений $\delta^{13}\text{C}$ можно объяснить, как уже отмечалось, смешением преобразованного исходного осадочного вещества с изотопически более легкой, условно нами называемой глубинной, CO_2 . Однако при этом не исключена возможность некоторого облегчения изотопного состава осадочных карбонатов в ходе их высокотемпературного преобразования в глубинных условиях в результате процессов декарбонатизации. Оценить степень участия обоих процессов, приводящих к изотопному облегчению, в формировании конечного изотопного состава карбонатов рассматриваемого массива пока не представляется возможным.

Из изложенного выше становится очевидным, что карбонатное вещество, принимающее участие в составе пород Ковдорского массива,

Изотопный состав углерода и кислорода кальцита карбонатных пород и карбонатов

Номер анализа	Номер образца	Место взятия образца	Порода	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ (POB)	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ (SMOW)
1407	969	Железородное месторождение	Кальцит-волластонитовое обособление из зоны фенинизации	-3,3	+9,9
1407a	970	То же	То же	-4,0	+9,1
1408	972	»	»	-4,2	+8,4
1409a	974	»	Карбонатизированный пироксенит	-4,8	+8,8
1410	975	»	То же	-4,6	+10,8
1337	979	»	Карбонатит 1-й генерации	-6,0	+7,5
1305	934	»	Дорудная брекчия	-3,9	+8,1
1306	934a	»	То же	-3,7	+8,8
1409	962	»	»	-3,8	+7,4
1320	949	»	»	-3,6	+7,5
1321	950	»	»	-3,4	+9,8
1307	935	»	Кальцит-магнетитовая порода	-3,0	+8,1
1308	936	»	То же	-4,3	+8,3
1309	937	»	»	-5,1	+8,0
1329	959	»	»	-5,1	+7,8
1330	960	»	»	-4,6	+9,2
1395	1044	»	»	-4,5	+8,0
1310	938	»	То же, с апатитом	-4,5	+9,1
1311	939	»	То же, с апатитом и форстеритом	-2,8	+8,5
1312	940	»	»	-5,1	+8,3
1316a	945	»	Карбонатит 2-й генерации	-4,3	+8,1
1328	958	»	»	-4,1	+7,7
1069	965	»	»	-3,0	+8,7
1335	966	»	»	-4,1	+7,4
1336	967	»	»	-3,8	+7,3
1338	980	»	»	-5,6	+7,7
1339	981	»	»	-4,3	+6,7
1340	982	»	»	-4,6	+7,9
1344	988	»	»	-4,5	+9,5
1355	1000	Флогопитовое месторождение	»	-3,8	+7,5
1070	983	То же	»	-4,3	+8,0
1313	941	Известковый карьер	»	-4,3	+8,0
1315	943	Железородное месторождение	Аномальная руда	-3,8	+8,3
1319	948	То же	»	-4,4	+7,6
1331	961	»	»	-3,9	+8,2
1332	963	»	»	-3,6	+7,7
1333	964	»	Карбонатит 3-й генерации	-4,0	+7,5
1314	942	»	То же	-3,9	+7,6
1316	944	»	»	-3,6	+10,1
1356	1001	»	»	-2,9	+7,2
1317	946	Флогопитовое месторождение	»	-4,8	+8,5
1318	947	Железородное месторождение	Доломит-кальцит-магнетитовая порода	-3,6	+11,6
1324	953	То же	То же	-3,4	+9,2
1301	930	»	»	-3,4	+8,6
1302	931	»	Карбонатит 4-й генерации	-3,4	+9,2
1303	932	»	»	-2,7	+11,8
1304	933	»	»	-2,5	+10,5
1325	954	»	»	-3,2	+10,5
		»	»	-3,2	+8,7

Продолжение табл.

Номер анализа	Номер образца	Место взятия образца	Порода	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ (POB)	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ (SMOW)
1342	985	Флогопитовое месторождение	Гнездо кальцита в флогопитовом обособлении	-4,2	+10,2
1346	990	То же	Гнездо кальцита с тетраферрифлогопитом	-3,7	+14,2
1348	993	»	Гнездо кальцита в измененном флогопите	-3,1	+13,8
1349	994	»	Обособление кальцита во флогопит-диопсид-форстеритовой породе	-4,8	+10,2
1350	995	»	То же	-4,8	+7,4

заимствовано главным образом из карбонатов первично-осадочного происхождения. Каким образом, откуда (из каких отложений) и ряд других вопросов остаются нерешенными. Их обсуждение выходит за рамки настоящей статьи. Уместно лишь подчеркнуть, что подобное заимствование вполне реально, поскольку на территории Карело-Кольской провинции распространены протерозойские отложения, в составе которых, хотя и ограниченно, но присутствуют карбонатные породы.

Незначительная роль карбонатов в породах протерозоя и зачастую существенная их удаленность от карбонатитовых массивов используются многими исследователями как доказательство невозможности участия осадочных карбонатов в процессе карбонатитообразования. Можно было бы с этим и согласиться. Но ведь ограниченное распространение карбонатов во вмещающих отложениях в современном эрозионном срезе еще не может служить доказательством их отсутствия в более глубоких горизонтах земной коры, и особенно их более широкого развития в геологическом прошлом. Вполне возможно, что именно остатки вещества этих пород мы встречаем сегодня в карбонатопоявлениях рассматриваемого массива.

Из всей совокупности изученных карбонатных пород Ковдорского массива выделяются по изотопному составу углерода и кислорода наиболее поздние образования — карбонатиты 4-й генерации (доломитовые) и карбонаты флогопитового комплекса. Они обогащены тяжелым изотопом кислорода (^{18}O), а первые — также и изотопом углерода (^{13}C). Аналогичная тенденция утяжеления изотопного состава карбонатов поздних генераций намечается и для других карбонатитовых массивов [1, 5, 6]. Причиной обычно считают более низкие температуры их образования. К такому же выводу пришли И. П. Луговая и др. [12] при изучении пород Ковдорского массива.

Приведенное объяснение вполне логично. Действительно, по константам термодинамического разделения изотопов карбонат, выпадающий в осадок при более низких температурах, должен характеризоваться более высокими значениями изотопного состава. Но, на наш взгляд, помимо этого, на формирование конечного изотопного состава карбонатитов могут оказывать влияние и другие факторы. Если бы обогащение кальцитов Ковдорского

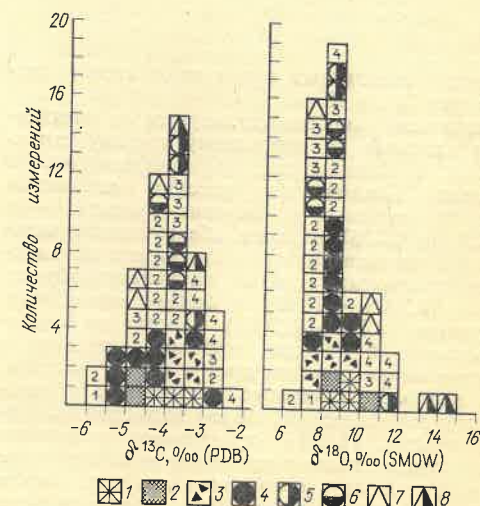


Рис. 1. Гистограмма распределения значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатных породах

1 — кальцит-волластонитовые обособления из фени- тов; 2 — карбонатизированный пироксенит; 3 — до- рудная брекчия (карбонат цемента); 4 — магне- титсодержащие породы (руды); 5 — кальцит-магне- титовые; 6 — доломит-кальцит-магнетитовые; 7 — ано- мальная руда (с тетраферрифлогопитом); 8 — кальцит из пород флогопитового комплекса; 9 — ран- ний (сингенетичный) флогопит и диопсид; 10 — поздний (наложенный); цифры в квадратах — генера- ция карбонатитов

массива тяжелым изотопом ^{13}C было связано только с температурным фактором, то как же можно объяснить высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ кар- бонатов более ранних (высокотемпературных) генераций, магнетитовых руд и брекчий ($\delta^{13}\text{C} = -3,5$ ‰ и выше)?

По всей видимости, наряду с температурным фактором на распределение изотопов кислоро- да и углерода в карбонатных породах масси- ва влияло и то, что в гидротермально-метасо- матических процессах завершающих, т. е. бо- лее низкотемпературных стадий, все большую роль играет вещество корового происхожде- ния. В данном случае можно думать, что утяжеление изотопного состава кислорода кар- бонатов поздних генераций обусловлено учас- тием в их образовании флюидов, претерпев- ших изотопно-кислородный обмен с вмещаю- щими отложениями (значение $\delta^{18}\text{O}$ метамор-

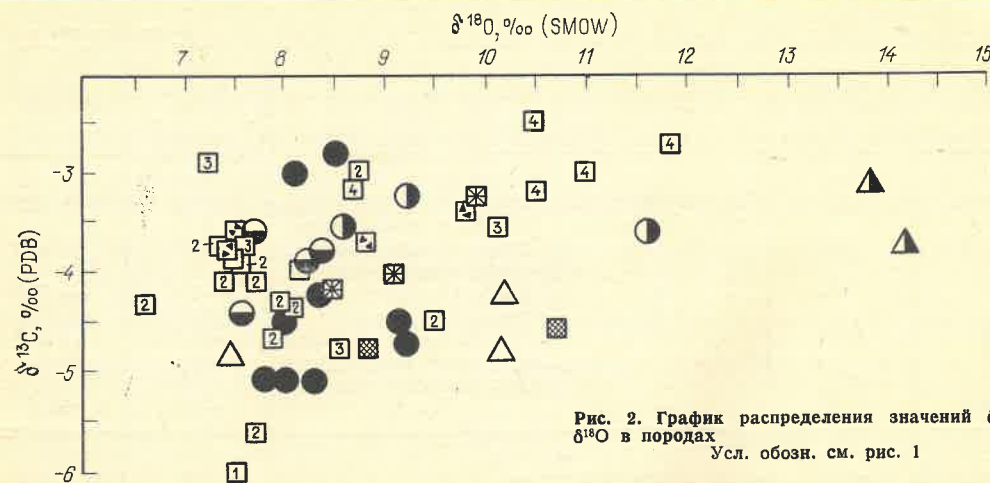


Рис. 2. График распределения значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в породах

Усл. обозн. см. рис. 1

фических силикатных пород находится в пределах от 10 до 15 ‰.

Сказанное хорошо согласуется с имеющимися данными по изотопному составу стронция. Э. А. Ланда и др. [4] показали, что в породах Ковдорского массива отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ меняются в широких пределах — от 0,7034 до 0,7061. Причем обнаруженная зависимость увеличения этого отношения от высокотемпературных стадий карбонатитообразования (0,7035—0,7046) к более низкотемпературным (0,7060—0,7061) однозначно свидетельствует об участии корового вещества в формировании карбонатных пород массива. Это наиболее отчетливо выражено в образованиях завершающих, более низкотемпературных стадий. Низкие стронциевые отношения в карбонатах ранних генераций ни в коей мере не могут служить основанием для того, чтобы отрицать исходное осадочное происхождение их углекислоты, поскольку отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в них целиком обусловлено фоновым значением этого отношения во вмещающих изверженных породах (0,7034).

Резюмируя вышеизложенное, без сомнения, можно сделать вывод, что в формировании высокотемпературных карбонатов Ковдорского массива принимало участие преобразованное карбонатное вещество корового (первично-осадочного) происхождения. Причем изотопный состав кислорода и стронция ранних, наиболее высокотемпературных генераций целиком определяется составом этих элементов во вмещающих силикатных породах, с которым они находятся в изотопном равновесии (или в близком к нему состоянии).

Изотопный состав углерода претерпел гораздо меньшие изменения и в некоторых случаях сохранил близкие к исходным значения $\delta^{13}\text{C}$, хотя в целом и они занижены относительно нормально-осадочных морских карбонатов. Наблюдаемое обогащение легким изотопом ^{12}C изученных карбонатов — скорее всего результат смещения исходной осадочной углекислоты с незначительным количеством поступающей из глубины изотопически более легкой CO_2 . В то же время не исключена возможность некоторого облегчения исходного изотопного состава углерода вследствие проявления процессов декарбонатизации, протекающих в глубинных условиях.

Относительно источника легкой CO_2 и ее исходного изотопного состава на основании данных по породам Ковдорского массива ничего определенного сказать нельзя. Если допустить, что она имеет мантийное происхождение, то принимаемые сейчас значения изотопного состава для мантийного углерода (—7 ‰) следует немного повысить, вплоть до $\delta^{13}\text{C} = -4$ ‰. Иначе, как было показано раньше П. Дейнесом и Д. Гоулдом [14] на примере эффузивных карбонатитов Юго-Восточной Африки, придется признать неоднородность изотопного состава углерода мантии.

Полученные материалы по изотопному составу карбонатных пород Ковдорского массива, на наш взгляд, еще раз подтверждают, что при обсуждении вопросов, касающихся происхождения изотопически легкой, так называемой мантийной, углекислоты и изотопного состава углерода мантии весьма необоснованно исходить из значений изотопного состава высокотемпературных карбонатов (в том числе и наиболее часто встречающихся) только для определенного (изучаемого) объекта и не учитывать всю совокупность имеющихся изотопных данных для различных карбонатных пород эндогенного генезиса. Именно такой подход и сложность поставленной задачи послужили причиной того, что в научной литературе приводятся практически все логически возможные варианты решения этого вопроса — от изотопной неоднородности углерода мантии (с $\delta^{13}\text{C}$ от —8 до —2 ‰) до «непоколебимости» значения $\delta^{13}\text{C} = -7$ ‰ как критерия мантийного происхождения углеродного вещества.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Багдасаров Ю. А., Галимов Э. М., Прохоров В. С. Об изотопном составе углерода анкеритовых карбонатитов и источнике углерода карбонатитов, формировавшихся в осадочных породах. — Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 6, с. 1372—1375.
2. Донцова Е. И., Кононова В. А., Кузнецова Л. Д. Изотопный состав кислорода карбонатитов и карбонатитовосодержащих пород в связи с источником вещества и проблемой рудоносности. — Геохимия, 1977, № 7, с. 963—975.

3. Златкинд Ц. Г., Шалимова А. И. Ено-Ковдозерский плутон щелочных и ультраосновных пород (Кольский полуостров). — Сов. геология, 1946, № 12, с. 26—34.
4. Изотопный состав стронция в апатитах и апатитовосодержащих породах карбонатитовых комплексов/Э. А. Ланда, Т. А. Мурина, Ю. П. Щергина, Н. И. Краснова. — Докл. АН СССР, 1982, т. 264, № 6, с. 1480—1482.
5. Изотопный состав углерода кальцитов различных стадий карбонатитового процесса в связи с вопросами генезиса карбонатитов/А. П. Виноградов, О. И. Кропотова, Е. М. Эпштейн, В. А. Гриненко. — Геохимия, 1967, № 5, с. 499—509.
6. Изотопы углерода, кислорода и стронция в карбонатитах СССР/Г. С. Плюссин, В. С. Самойлов, С. И. Голышев и др. — В кн.: Тезисы докладов на VIII Всесоюз. симпозиуме по стабильным изотопам в геохимии. М., 1980, с. 86—88.
7. $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ и концентрация ^{14}C в карбонатитах вулкана Калианго (Юго-Восточная Африка)/В. И. Виноградов, А. А. Краснов, В. Н. Кулешов, Л. Д. Сулержицкий. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 6, с. 33—41.
8. Коржинский А. Д., Мамчур Г. П. Изотопный состав углерода карбонатитов и вероятный источник их вещества. — Зап. ВМО, 1978, т. 107, вып. 2, с. 129—136.
9. Кулешов В. П., Виноградов В. И. Роль осадочной углекислоты в эндогенном карбонатитообразовании. — В кн.: Тезисы докладов на Всесоюз. совещании по геохимии углерода (14—16 декабря 1981 г.). М., 1981, с. 37—39.
10. Кулешов В. Н., Первов В. П. Изотопный состав углерода и кислорода апатит-кальцитовых пород района Улугей-Хид (Южная Монголия). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 10, с. 44—51.
11. Кухаренко А. А., Донцова Е. И. К проблеме генезиса карбонатитов. — Геология рудных месторождений, 1962, № 2, с. 32—47.
12. Луговая И. П., Лапин А. В., Кривдик С. Д. Роль изотопных данных при выяснении условий формирования карбонатитовых комплексов. — В кн.: Тезисы докладов на VIII Всесоюз. симпозиуме по стабильным изотопам в геохимии. М., 1980, с. 84—86.
13. Терновой В. И., Афанасьев Б. В., Сулимов Б. И. Геохимия и разведка Ковдорского вермикулито-флогопитового месторождения. Л., Недра, 1969.
14. Deines P., Gold D. P. The isotopic composition of carbonate and kimberlite carbonates and their bearing on the isotopic composition of deep-seated carbon. — Geochim. et Cosmochim. Acta, 1973, v. 37, No 7, p. 1709—1733.



ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

УДК 550.831.015.072:551.22(235.211-13)

О. А. СУСИН, В. Е. ВЕРХОТУРОВ (Упр. геологии ТаджССР)

О глубинной морфологии гранитоидных массивов Южного Памира

Площадь выходов интрузивных пород, главным образом гранитоидов мезозойского возраста, в складчатой системе Южного Памира составляет свыше 8 тыс. км², т. е. 20 % территории региона. По геофизическим данным установлено, что размеры интрузивных массивов увеличиваются с глубиной. По составу гранитоиды занимают место между гранитами и гранодиоритами. Они отличаются высокой кремнекислотностью, глиноземистостью, щелочностью, пониженным содержанием железа, магния, кальция; количество акцессорного магнетита не превышает 10 г/т. Гранитоиды имеют меньшую плотность и намагниченность по сравнению с вмещающими породами.

К Базардаринскому и Курустыкскому массивам приурочены одноименные рудные районы. Поэтому для достоверного металлогенического районирования, прогнозной оценки территорий и выбора направления поисковых работ необходимо определение объемов интрузивных тел, морфологии их кровли, контуров скрытых частей и мощности надинтрузивных отложений. Результаты объемного картирования по геофизическим данным приведены для Кобригенского, Курустыкского, Бозтеринского и Базардаринского интрузивов Юго-Восточного Памира, имеющих различную формационную принадлежность. Строение каждого интрузива иллюстрируется глубинными раз-

резами по наиболее характерному гравиметрическому профилю.

Для определения морфологических характеристик интрузивных массивов по геофизическим, в основном гравиметрическим, данным использовалась методика математического моделирования геологических структур с применением микро-ЭВМ «Электроника ДЗ-28». Реальные геологические тела аппроксимировались произвольным, ограниченным по простиранию многогранником (многогранной призмой). Аналитическое выражение поля силы тяжести, создаваемого таким телом, получено Г. Г. Кравцовым (Ленинградский горный институт). Для удобства работы в простейшем диалоговом режиме С. С. Гроссом (Управление геологии ТаджССР) предложен и реализован на микро-ЭВМ соответствующий алгоритм. Моделирование проводилось в следующем порядке.

1. На основе геологического разреза и данных о плотностях горных пород района составлялся петроплотностной разрез, геометризванный в виде, приемлемом для расчетов. Практически это означает, что каждое геологическое образование, отличающееся по плотности, аппроксимировалось многогранной призмой.

2. С помощью микро-ЭВМ рассчитывался прямой гравитационный эффект для этого петроплотностного разреза в точках, расположенных на дневной поверхности, т. е. получали так называемое «нулевое» приближение.

3. Вычисленный гравитационный эффект сравнивался с наблюдаемой кривой локального поля.

4. По результатам сравнения проводилась коррекция модели по плотности или геометрии тел. Такими последовательными приближениями достигалось соответствие вычисленной (теоретической) и наблюдаемой кривых. Затем производился «обратный» переход, т. е. петроплотностная модель заменялась соответствующей ей геологической моделью. При этом допускалась новая геологическая интерпретация отдельных элементов петроплотностного разреза. Полученные в результате моделирования геолого-геофизические разрезы приведены на рисунках.

Оценивая степень достоверности полученной геологической модели, отметим, что вследствие неоднозначности решения обратных задач гравиметрии возможно существование и других вариантов разрезов, удовлетворяющих локальному полю силы тяжести. Границы неоднозначности (области эквивалентных решений) резко сужены за счет: 1) ограничений на класс решений, так как расхождение теоретического и наблюдаемого поля различается не более чем на погрешность аномалии Буге; 2) ограничений на класс моделей, поскольку большинство геологических тел выходит на поверхность, и тогда геометрия их однозначна. Известны также средние плотности этих тел.

В целом же при оценке достоверности математического моделирования важнейшим, на наш взгляд, является ответ на вопрос, какой объем информации о геологической среде необходим и достаточен для однозначного восстановления геометрии системы областей, непрерывных относительно плотности, по внешнему полю. Существующие аналитические решения позволяют ответить на этот вопрос лишь для небольшого числа единичных простых тел типа уступа, контактной поверхности, некоторых классов произвольных многогранников. Аналитическое решение для произвольной системы тел, по-видимому, невозможно.

Дальнейший прогресс в математическом моделировании геологических структур в открытых районах и, в частности, на Памире видится в создании мощных программно-математических и технических специализированных средств, своего рода «рабочих мест интерпретатора» для решения задач в интерактивном (диалоговом) режиме с экспрессной оценкой эквивалентных решений и автоматизированной аппроксимацией геологических сред. При этом необходимо предусмотреть развитие системного подхода, включающего следующие операции: вычисление по полю прямыми (интегральными) методами однозначно определяемых параметров — координат центров масс и самих масс гравитируемых объектов; аналитическое продолжение поля в нижнее полупространство с целью выявления и клас-

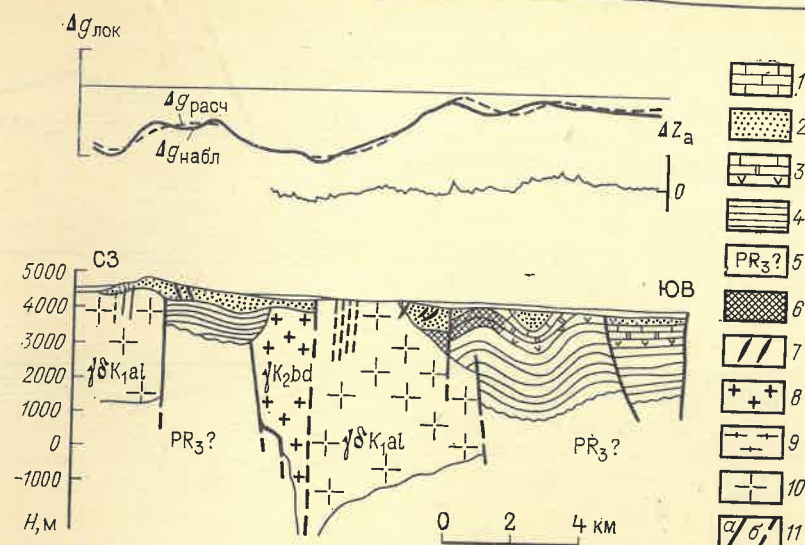


Рис. 1. Геолого-геофизический разрез через Кобригенский массив

1 — терригенно-карбонатные отложения юры; 2 — песчано-сланцевые отложения верхнего триаса; 3 — эффузивные, вулканогенно-осадочные, карбонатно-кремнистые породы пермо-триаса; 4 — песчано-слан-

цевые отложения базардаринской серии; 5 — кристаллическое основание; 6 — скарнированные породы; 7 — дайки интрузивных пород; 8 — граниты; 9 — гранитоиды; 10 — гранодиориты, диориты; 11 — разрывные нарушения (a — достоверные, б — предполагаемые)

сификации особых точек потенциала и отождествления их с характерными точками среды для закрепления элементов геометрии тел в пространстве; собственно математическое моделирование в интерактивном режиме.

Оценивая достоверность проведенной геологической интерпретации, можно заключить, что в результате математического моделирования получено геологически содержательное (но не единственное!) решение в ограниченном классе моделей среды, удовлетворяющее наблюдаемому полю силы тяжести на уровне погрешности определения аномалии Буге.

Кобригенский массив ($\gamma\delta K_1 al$) располагается на правом борту сая Кобриген (рис. 1). Площадь его вскрытой поверхности 4,5 км². Массив сложен гранодиоритами, тоналитами аличурского комплекса гранит-гранодиоритовой формации. Вмещающими породами являются песчано-сланцевые отложения истыкской серии верхнего триаса, эффузивные, вулканогенно-осадочные и карбонатно-кремнистые пермо-триасовые образования, песчано-сланцевые породы базардаринской серии верхнего карбона — перми. Мощность осадочного чехла на юго-востоке профиля достигает 3,2 км, на северо-за-

паде 1,5 км, в надкровлевой части — около 0,5 км. Песчано-сланцевые отложения в экзоконтакте ороговикованы, карбонатно-кремнистые скарнированы.

В направлении с юго-востока на северо-запад по профилю фиксируется локальный минимум силы тяжести, обусловленный складчатой структурой в осадочной толще, затем более значительный по размерам, вызванный наличием менее плотных пород Кобригенского массива. Картируемые зоны повышенных градиентов, ограничивающей минимум с северо-запада. По-видимому, сюда продолжается нескрытое интрузивное тело, сложенное породами, имеющими низкую плотность (2,61 г/см³), возможно, базардаринского комплекса. Аналогично объясняется и локальное понижение поля силы тяжести, фиксируемое на северо-западном окончании профиля. Ширина массива по сечению профиля 6,4 км, глубина до нижней кромки около 6 км. Форма штокообразная; интрузив ограничен разрывными нарушениями. Локализирующая и вмещающая структура — зона глубинного Кобригенского разлома северо-восточного направления, вдоль которого северо-западный

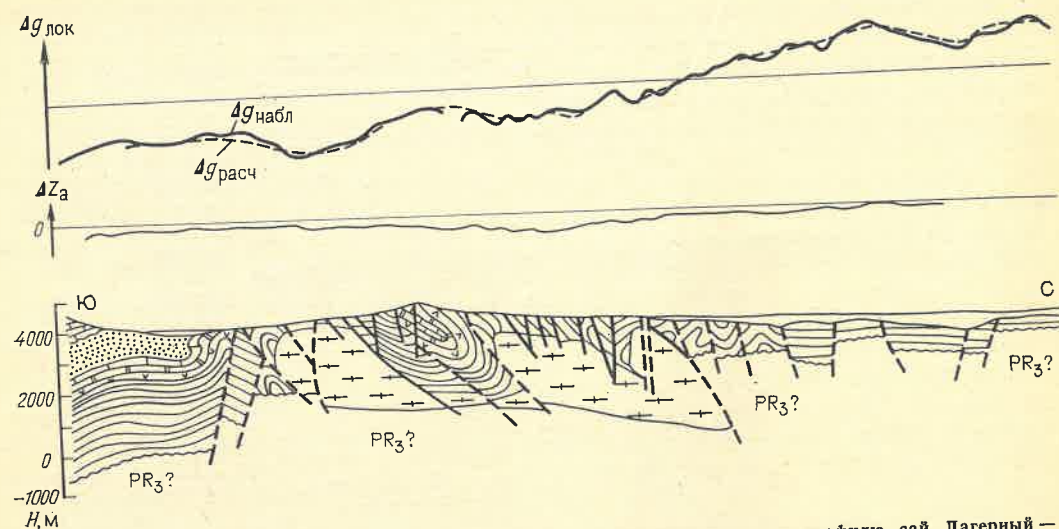


Рис. 2. Геолого-геофизический разрез через Курустыкский массив по профилю сай Лагерный — урочище Кошагыл
Усл. обозн. см. рис. 1

блок приподнят относительно юго-восточного на 1,5—2 км. Кобригенский разлом являлся, по-видимому, магмоподводящим каналом. Следует отметить, что данный массив по условиям становления, петрофизическим свойствам, металлогенической специализации и наличию зон ороговикования отличается от массивов аличурского комплекса, имеющих пластообразную форму (см. рис. 1, 3, 4). Вероятно, по мере накопления фактического материала он будет выделен в самостоятельный более молодой комплекс. Плотности слагающих пород (в г/см³): гранодиоритов 2,67, песчано-сланцевых отложений триаса 2,67, их ороговикованных разновидностей 2,74—2,79, эффузивов 2,79, базардаринской серии 2,71—2,73, скарноидов 2,91—3,11, плотность образований условно верхнепротерозойского основания 2,75 г/см³.

Курустыкский массив ($\gamma K_1?p\check{s}$) располагается в пределах Тохтамышской антиклинали Истыкской подзоны Юго-Восточного Памира, в приподнятом на 1—1,5 км блоке (рис. 2). Границы последнего отмечаются зонами повышенных градиентов силы тяжести. Гранитоиды выходят на дневную поверхность на площади 12 км². Они относятся к памирско-шугнанскому комплексу формации высокоглиноземистых гранитов. Преобладают граниты, гранитогнейсы и их автометасоматиче-

ски измененные разновидности — грейзенизированные и турмалинизированные граниты. Вмещающими породами являются песчано-сланцевые отложения нижней части базардаринской серии верхнего карбона — перми, опрокинутые здесь в южном направлении. Более древние породы не обнаружены. Незначительный объем в разрезе имеют эффузивы, вулканогенно-осадочные и карбонатно-кремнистые образования пермо-триаса, смятые в опрокинутую синклинальную складку.

В основном Курустыкское гранитное тело скрыто и занимает, по геофизическим данным, площадь от левого борта ур. Курустык до среднего течения саев Чакоббура, Зорсулюджилга и Кыркшейт. Его контур зафиксирован отрицательной магнитной аномалией овальной формы интенсивностью 0,02 А/м при аэромагнитных и 0,06 А/м при наземных измерениях общей площадью 130—150 км². Границы массива отмечаются также зонами повышенных градиентов поля силы тяжести, а самому массиву отвечает крупный гравитационный минимум. Кроме того, контуры массива отбиваются отрицательной аномалией естественного электрического поля. Границами интрузива являются внутри-блоковые разрывные структуры.

По данным моделирования на гравитационном поле интрузива, массив представляет собой пла-

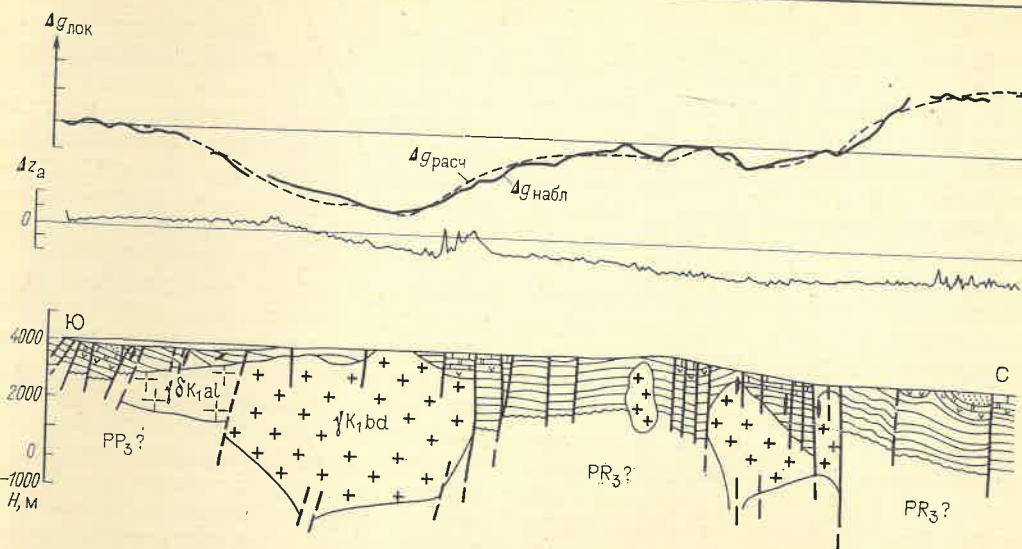


Рис. 3. Геолого-геофизический разрез через Бозтеринский массив
Усл. обозн. см. рис. 1

стообразное тело с максимальной мощностью до 3,5 км. Глубина нижней кромки колеблется от 2,7 до 4,5 км. В южной части субмеридионального профиля сай Родниковый — впадина Кошагыл фиксируются выходы гранитов на поверхности. Кровля, картируемая гравиметрией, имеет весьма сложную конфигурацию: блоки, опущенные и воздымающиеся, разделены разрывами широтного направления, с падением сместителей к северу. В целом массив, приуроченный к поверхности основания (условно верхнепротерозойского возраста) и нижней части разреза базардаринской серии, испытывал деформации совместно с вмещающими породами. На широте хр. Акбура над центром интрузива, отмечается сжатая и опрокинутая к югу синклиналь, сложенная породами пермо-триаса, которая делит массив на две части. Мощность гранитов под ней уменьшается до 0,2—0,5 км. Вулканогенно-осадочные породы здесь фиксируются положительной аномалией гравитационного поля, а приподнятые и наиболее мощные участки массива — минимумами его. Места наибольшего приближения гранитоидов к поверхности картируются по саям Лагерному (0,2 км), Кыркшейт (0,2—0,5 км), Родниковому (0—0,3 км). В результате смятия и опрокидывания блоковые массив приобрел асимметричную форму в поперечном сечении со

смещением верхних кромок в южном направлении. По данным петрофизических исследований, средняя плотность гранитоидов 2,61 г/см³, а магнитная восприимчивость $25 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ, песчано-сланцевых пород 2,68 г/см³ и $239 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ, метаморфизованных сланцев и ороговикованных песчаников 2,70 г/см³ и $227 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ, вулканитов 2,77 г/см³ и тысячи ед. СИ соответственно. Плотность верхнепротерозойского (?) кристаллического основания, по аналогии с северной частью Базардаринского рудного района, принята нами 2,74 г/см³.

Бозтеринский массив ($\gamma K_1?bg$) расположен в устьевой части одноименного сая и выходит на поверхность на площади около 15 км² (рис. 3). Интрузив относят к башгумбезскому комплексу формации высокоглиноземистых гранитов. Он сложен порфировидными и двуслюдяными гранитами и прорывает песчано-сланцевые породы базардаринской серии (C_1-P_1bz), эффузивные, вулканогенно-осадочные, карбонатно-кремнистые образования пермо-триаса и песчано-сланцевые верхнего триаса. Карбонатно-кремнистые отложения скарнированы, а песчано-сланцевые ороговикованы. Ширина ореола ороговикования пород 0,2—1 км.

В гравитационном поле интрузив отражается минимумом, занимающим

площадь, намного большую (более 40 км²), чем его выходы на поверхность. На кривой поля силы тяжести выделяется значительная по протяженности отрицательная локальная аномалия (см. рис. 3). Для минимума характерна несимметричная форма: южная его ветвь пологая, северная более крутая. Минимум обусловлен гравитационным влиянием низкоплотного Бозтеринского интрузива, несимметричность его формы отражает особенности морфологии тела. В частности, по значениям градиентов можно заключить, что в южной части массив имеет меньшую вертикальную мощность, чем в северной. Форма тела в плане изометричная; скрытая часть резко преобладает над вскрытой. Кровля всхолмленная, глубина до верхней кромки колеблется от 0 до 1,5 км. Контакт массива с вмещающими породами резко несогласный, он ограничен разрывными нарушениями, в разрезе имеет коническую форму и выклинивается на глубине 5—6 км. Внедрение гранитоидов происходило с большим механическим воздействием на боковые породы и образованием в них дугообразных разрывов и зон повышенной трещиноватости. По морфологии данный массив сходен с Кобригенским.

В южной части к Бозтеринскому интрузиву примыкает скрытое пластообразное тело гранитоидов аличурского (?) комплекса (плотность 2,66 г/см³). На северном интервале профиля выделяется значительная гравитационная ступень, позволяющая предположить здесь изменение состава кристаллического основания, так как значительных перепадов в плотностях поверхностных пород не зафиксировано. Незначительные локальные минимумы, выделяемые к югу от описываемой ступени, объясняются возможным наличием здесь интрузивных тел низкой плотности (2,63 г/см³). Средние плотности (в г/см³): гранитоидов Бозтеринского массива 2,62, пород базардаринской серии 2,71—2,76, эффузивов 2,78, карбонатно-кремнистых отложений 2,7—2,8, песчано-сланцевых образований верхнего триаса 2,71.

Базардаринский массив (γK_2bd) развит в осевой части крупной антиклинальной структуры (рис. 4). В по-

следние годы он выделяется в самостоятельный комплекс лейкогранитовой формации. Породы главной фазы, составляющие 95 % объема, представлены порфировидными и двуслюдяными гранитами. В пределах массива широко развиты процессы автометасоматических и пневматолито-гидротермальных изменений. Вмещающие породы — песчано-сланцевые отложения базардаринской серии (C_3-P_1bz), истыкской свиты верхнего триаса и разделяющая их толща пермо-триаса эффузивного, вулканогенно-осадочного и карбонатно-кремнистого состава. Отложения древнее карбона известны в южной и северной частях района на значительном удалении от массива. В экзоконтакте и надкровлевой толще песчано-сланцевые образования в различной степени ороговикованы, а среди карбонатных пород наблюдаются тела известковистых скарнов неправильной формы. Ширина экзоконтактового ореола определяется характером погружения контактовой поверхности и колеблется от 750 до 1700 м. В плане интрузив слегка вытянут в широтном направлении. Он представляет собой штокообразное тело; эрозией вскрыта сравнительно пологая неровная апикальная часть его. Имеются крутые секущие контакты со сложнослоистыми отложениями перми и триаса. Глубина эрозионного вреза по саям достигает 2 км. Базардаринский массив является самым крупным из описанных. Площадь вскрытой его части 140 км². Он ограничен разрывами северо-восточного (Акджилгинский, Элисуйский, Кобригенский), субмеридионального (Среднеэлисуйский) и широтного направлений.

Интрузив пересечен гравиметрическим профилем по долинам рек Базардара Южная и Северная. В центральной части фиксируется интенсивный и обширный минимум, обусловленный наличием Базардаринского массива. Колебание значений силы тяжести южной части (ветви) минимума связано с интегральным влиянием нескольких гравитирующих границ, в частности контактов гранитоидов базаррыкского комплекса с фундаментом, осадочной толщей и Базардаринским массивом. Северная ветвь мини-

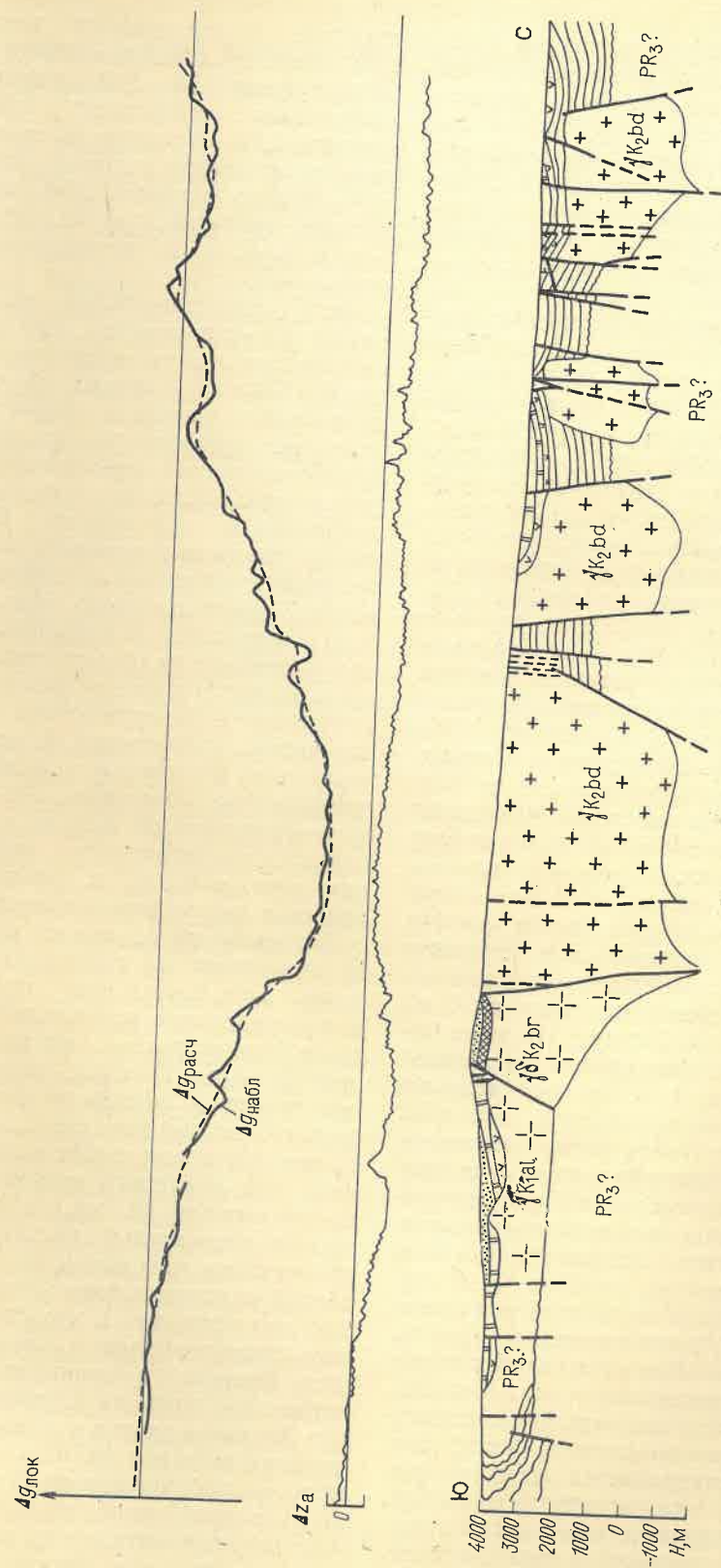


Рис. 4. Геолого-геофизический профиль через Базардаринский массив
Усл. обозн. см. рис. 1

мума сильно дифференцирована и осложнена рядом локальных минимумов и максимумов, отражающих неоднородность этой части интрузивного тела. Выделяемый здесь локальный минимум позволяет предположить существование резкоограниченных зон разуплотнения, секущих как тело Базардаринского массива, так и нижележащие породы.

Далее на северном интервале профиля выделяются еще два локальных минимума, связанных, по-видимому, с наличием не выходящих на поверхность интрузивных тел с низкой плотностью (2,58—2,59 г/см³). Создается впечатление, что существует несколько подводных каналов, обусловивших образование самостоятельных массивов, и близко расположенные тела в верхних частях соединяются. Такими каналами, вероятно, служили широтные структуры, фиксируемые гравиметрией как зоны разуплотнения. Местоположение последних определяется выступами фундамента. Тела штокообразные, с крутыми углами падения вдоль ограничивающих их разломов. Контуры массивов отчетливо фиксируются с поверхности по ореолу ороговикованных пород — по изменению их петрофизических свойств. Наиболее пологое погружение с резким ограничением отмечается в северном экзоконтакте. Мощность осадочного чехла над кровлей массивов от 0 до 2 км (бассейн р. Элису). Наличие останцов и провесов кровли свидетельствует о том, что эрозией вскрыта апикальная часть массива, а слабое развитие пегматитов (при маломощной надынгузивной толще) — о приповерхностных условиях формирования на границе осадочного чехла и кристаллического основания. Массивы выклиниваются на глубине 3—6 км. Выгибание слоев осадочных пород над интрузивами, повышенная дробленость, наличие трещиноватости и ожелезнения говорят о значительной механической энергии внедрения. Последним, возможно, определяется современное направление складчатых структур, особенно сложенных карбонатно-кремнистыми породами пермо-триаса. Плотность (в г/см³): гранитов Базардаринского массива 2,58—2,61, грано-

диоритов базаррыкского комплекса 2,70, песчано-сланцевых пород карбона и триаса 2,71—2,76, карбонатно-кремнистых отложений 2,66—2,76, скварнов 3,12, образований кристаллического основания условно верхнепротерозойского возраста 2,74. Базардаринский гранитоидный массив наиболее интересен в металлогеническом отношении.

Итак, геофизическими исследованиями устанавливается, что площади нескрытых частей интрузивных массивов Южного Памира значительно превышают площади вскрытых. Это позволяет существенно расширить и конкретизировать перспективные районы, располагающиеся в над- и околоинтрузивном обрамлении. Особенно интересны надынгузивные толщи Курустыкского массива и северные контакты Базардаринского. Интрузивные тела аличурского и памирско-шугнанского комплексов существенно отличаются по морфологии от массивов башгумбеского, базаррыкского и базардаринского комплексов. В целом приведенные материалы иллюстрируют чрезвычайно большие возможности гравиметрического метода и последующего математического моделирования при поисках и оконтуривании скрытых интрузивных массивов.

Сведения об объемных содержаниях низкоплотных гранитоидных масс дают дополнительную информацию для определения усредненных физических характеристик верхних частей земной коры Памира, используемых при изучении литосферы региона геолого-геофизическими методами. В общетектоническом плане важно учитывать, что мощности интрузивных тел не превышают 6 км, а нижние их кромки относительно пологие. Под интрузивными массивами не устанавливаются крупных магматических камер. Все это приводит к мысли о возможном существовании в пределах Южного Памира субгоризонтальной ослабленной зоны на глубине 4—6 км, что подтверждается и данными исследований методом МТЗ, и сейсмологическими наблюдениями. По-видимому, по указанной ослабленной зоне и происходит горизонтальное перемещение верхней пластины литосферы.

Роль геофизических методов при прогнозировании месторождений калийных солей

Успешное решение Продовольственной программы в большой мере зависит от сырьевой базы производства минеральных удобрений. Это определяет актуальность задач, связанных с поисками залежей калийных солей для обеспечения действующих в Предкарпатье предприятий, а следовательно, и необходимость совершенствования методики локального прогнозирования на основе широкого использования материалов геофизических работ.

В настоящее время прогнозирование калиеносных площадей основывается на таких критериях, как геотектонический, стратиграфический, структурный, литофациальный, а также на прямых признаках — засолонение разрезов, наличие калийных солей и сведения об их сохранности и разрушении [2, 3].

Геотектонический и стратиграфический критерии базируются на приуроченности калийных залежей к галогенным формациям Внутренней зоны Предкарпатского передового прогиба. Положение солеродного бассейна устанавливается по характеру физических полей, обусловленных особенностями литологического состава слагающих его пород, а также по интенсивности тектонических подвижек и глубинности кристаллического фундамента, определяемых с помощью сейсмо-, электро- и гравиразведки. Структурный критерий учитывает зависимость размещения галогенных образований от глубинного положения подсолевой осадочной толщи, что отражается на структурных картах по маркирующим горизонтам палеогена, построенным по сейсмическим данным. Соленасыщенные разрезы, с которыми тесно связаны калийные залежи, определяются по характеру гравитационного поля. Солевые комплексы фиксируются локальными минимумами Δg . Приуроченность зон гипергенных образований (гипсо-глинистых шляп) к калийным залежам проявляется на участках выходов соленосных пород под современные отложения. Такие зоны отличаются высокой электропроводно-

стью и фиксируются методами сопротивлений — ВЭЗ, ЗСБ. Глубины залегания соляных тел в области развития гипсо-глинистых шляп и структурные формы кровли соляного зеркала определяются по результатам количественной интерпретации электроразведочных данных.

Для оценки объема информации о солях, содержащейся в рассмотренных признаках, проанализированы геолого-геофизические материалы по площадям, наиболее полно изученным геофизическими методами и бурением. Определена информативность, заложенная в расчетных интервалах используемых факторов [1]:

$$J_{AB} = \lg \frac{N_i/N}{S_i/S},$$

где N_i — площадь распространения горизонтов калийных солей, характеризующихся i -м значением признака; N — площадь, занятая калийными солями; S_i — площадь исследуемого интервала с i -м значением признака; S — площадь всей исследуемой территории.

Перечень признаков и их содержательность приведены в таблице. Наибольшей информативностью отличаются площади: соответствующие опущенным блокам в подсолевой толще; удаленные от разломов субмеридионального простирания на 1000 м и более; градиентов гравитационного поля ($\Delta g/\Delta x$) в интервале 30—50 Е; локальных минимумов Δg ; характеризующиеся низкими значениями кажущихся электрических сопротивлений надсолевой толщи (менее 7,5 Ом·м); развития надсолевых пород мощностью, превышающей 10 м; соответствующие антиклинальным складкам и их склонам по поверхности соляного зеркала.

Рассмотренные закономерности позволяют перейти от качественных методов анализа к количественным при прогнозной оценке площадей. Этому способствует хорошая изученность территории бассейна электроразведочными (на соли), а также гравиметрическими и сейсмическими (на нефть и

Информативность признаков, используемых при поисках калийных солей

Признак	Исследуемый интервал	J_{AB}
1. Структурное положение подсолевой толщи	Приподнятые блоки	-0,28
	Опущенные блоки	+0,18
2. Расстояние до зон разломов субмеридионального простирания, км	0-0,5	-0,10
	0,5-1,0	-0,20
	1,0-1,5	0,08
	1,5-2,0	0,09
	2,0-2,5	0,12
	2,5-3,0	0,17
	>3,0	0,52
3. Градиент гравитационного поля, Е	0-10	-0,35
	10-20	-0,02
	20-30	-0,16
	30-40	0,27
	>40	0,19
4. Характер гравитационного поля	Участки надзонных значений Δg	-0,13
	Зоны низких Δg	0,33
5. Электрические сопротивления пород надсолевой толщи, Ом·м	<3	0,51
	3-5	0,16
	5-7,5	0,06
	7,5-10	-0,29
	>10	-0,42
6. Мощность надсоленосных пород в области гипсо-глинистой шляпы, м	0-10	-0,77
	10-30	0,35
	30-50	0,35
	50-75	0,16
	75-100	0,30
	>100	0,21
7. Структурное положение поверхности соляного зеркала	Антиклинали	-0,07
	Синклинали	-0,30
	Склоны структур	0,04

газ) работами масштаба 1:50 000. Строятся карты информативности по отдельным показателям и полученные значения суммируются по единичным поверхностям (1 см²).

В качестве примера на рисунке приведены данные количественного анализа материалов по площади Марково-Росильна. Участок занимает центральную часть Бориславо-Покутской структурно-тектонической подзоны. Здесь известны Росильнянское, Дзвинячское, Старунское, Марковское и Молодьковское месторождения калийных солей и ряд проявлений. Глубины залежей 30-700 м, а мощности отдельных продуктивных горизонтов меняются от единиц метров до 30 м. Значения ΣJ_{AB} на площади находятся в пределах от -2,9 до +2,0. По результатам статистического анализа скопления калийных солей приурочены к зонам наиболее высоких значений исследуемого показателя. Выраженная через отношение площадей известных залежей (S_{kc}) к исследуемым

интервалам информативности (S_n) эта зависимость может быть представлена в следующем виде.

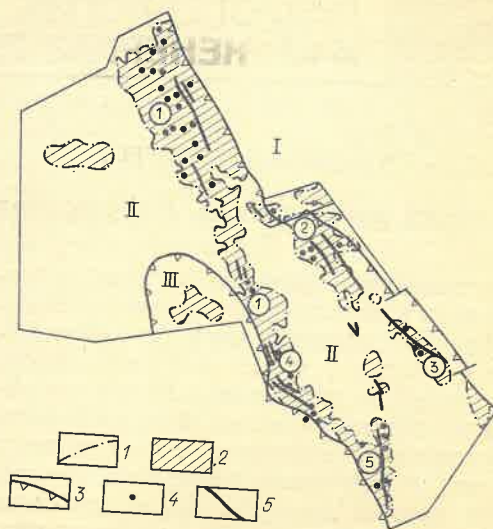
ΣJ_{AB}	S_{kc}/S_n
<0	0,03
0-0,5	0,10
0,5-1,0	0,16
>1,0	0,31

На долю наиболее перспективных участков ($\Sigma J > 1$) приходится менее 8 % площади исследований, а мало-перспективных ($\Sigma J < 0$) — более 60 % площади работ. Всего околонушено 11 аномалий размерами 0,2-2,5 км на 1-6 км. Пять из них связаны с известными месторождениями и проявлениями калийных солей, а шесть выявлены на неразбуренных участках, в том числе Раковецкая аномалия — под надвинутой толщей Скибовой зоны Карпат. Росильнянское, Марковское и Молодьковское месторождения околонушены в единый промышленный пояс, что указывает на высокие перспективы участков, заключенных между ними.

Судя по интенсивности аномалии, их конфигурации и размерам, можно ожидать также увеличение запасов солей на северном фланге Дзвинячского месторождения.

Преимуществом рассмотренной методики анализа перед качественными приемами является то, что она позволяет более полно и объективно учитывать имеющиеся материалы. Это в свою очередь способствует повышению геолого-экономической эффективности исследований, проводимых на калийные соли. Кроме того, установленные связи открывают возможность осуществлять локальный прогноз площадей, не изученных бурением, основываясь на результатах геофизических наблюдений. Для повышения достоверности прогноза и установления границ перспективных на калийные соли участков рекомендуется в дальнейшем расширить перечень информативных признаков за счет привлечения материалов газовой съемки на CO₂ по почвенному воздуху, сведений о разностном поле Δg , характеризующем верхнюю часть разреза до глубин 1000 м, данных о закарстованности и др.

Следует отметить, что из всех известных критериев прогнозирования на соли остался неизученным геотектонический. Объясняется это тем, что западная граница соленосного бассейна проводится по линии максимального смещения пород покрова в сторону Внутренней зоны и не учитывает миоценовых галогенных формаций под перекрывающими их флишевыми отложениями мела и палеогена. Принимая во внимание низкие в ряде случаев мощности надвинутых пород (250-700 м) [2], авторы предлагают эту границу проводить по подошве покрова, характеризующейся глубинами до 1000 м и являющейся пределом доступности для эксплуатации калийных

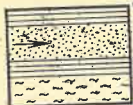


Карта информативности геолого-геофизических показателей о калийных солях
1 — линии равных значений информативности; 2 — аномальные зоны; 3 — надвиги; 4 — скважины, вскрывшие калийные соли; 5 — выходы солей под гипсо-глинистую шляпу; 1, II — Самборская и Бориславо-Покутская подзоны; III — Скибовая зона Карпат; 1-5 (цифры в кружках) — месторождения солей: 1 — Росильнянское, 2 — Дзвинячское, 3 — Старунское, 4 — Марковское, 5 — Молодьковское

залежей. Задача по выявлению участков с малыми мощностями флишевой толщи должна решаться при поисках солей, что будет способствовать расширению площадей, перспективных на калийные соли, и обнаружению новых залежей ее.

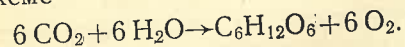
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Высокоостровская Е. Б., Зеленицкий Д. С. О количественной оценке перспектив территории при поисках месторождений рудных полезных ископаемых. — Сов. геология, 1968, № 8, с. 58-71.
2. Корневский С. М., Захарова В. М., Шамахов В. А. Миоценовые галогенные формации предгорий Карпат. Л., Недра, 1977.
3. Отрешко А. И., Климов М. А., Едкина В. А. Методические рекомендации по локальному прогнозированию месторождений калийных солей в Предкарпатском бассейне. Симферополь, 1981.



О роли фотосинтеза в формировании подземных вод

Фотосинтез — основной процесс, с помощью которого осуществляется аккумуляция солнечной энергии в биосфере. Фотосинтетическая деятельность растений сопровождается транспирацией, обеспечивающей большую часть суммарного испарения с поверхности суши, в том числе испарения грунтовых вод. В данном аспекте проблема взаимодействия подземной гидросферы и фитосферы изучалась О. Мейнцером, И. Н. Бейдеман, М. Х. Пенманом и другими авторами. Но фотосинтез влияет на влагооборот и непосредственно, так как в процессе его осуществляется разложение воды по схеме



Непосредственное влияние фотосинтеза на водный баланс Земли анализировалось А. М. Алпатьевым, А. А. Ничипоровичем, Х. Д. Холландом, Л. Беркнером, Л. Ц. Маршалом и другими исследователями, однако работы по оценке воздействия фотосинтеза на формирование подземных вод отсутствуют. Рассмотрим два вопроса: 1) роль фотосинтеза в современных процессах формирования подземных вод; 2) значение фотосинтеза в эволюции подземной гидросферы.

Как уже отмечалось, фотосинтез сопровождается разложением воды. Оценки масштабов этого процесса, данные различными учеными, несколько расходятся. Согласно А. А. Ничипоровичу [4], растения ежегодно разлагают $2,25 \cdot 10^{17}$ г воды, или 225 км^3 . А. М. Алпатьев [1], используя различные методы расчета, получил величины ежегодно разлагаемой при фотосинтезе воды от 95 до 170 км^3 .

Отсутствие сходимости в приведенных результатах объясняется в основном расхождениями в значениях общей продуктивности биосферы. Принимая ежегодно продуцируемую мас-

су автотрофной растительности на Земле, выраженную в углероде, равной $83 \cdot 10^9$ т [3], и считая, что при образовании 1 т органического углерода разлагается 1,32 т воды [1], получим общую ежегодную массу разложенной при фотосинтезе воды $109,6 \cdot 10^9$ т, или 110 км^3 . По отношению к суммарному испарению с поверхности континентов это составляет около 0,15 %. Если учесть, что значительная часть разложенной при фотосинтезе воды рекомбинирует за счет процессов дыхания, брожения, гниения и др., то воздействие фотосинтеза на годовой глобальный водный баланс практически будет равным нулю.

Разложение подземных вод в процессе фотосинтеза осуществляется растениями-фреатофитами, черпающими влагу из грунтовых вод. Принимая долю транспирации подземных вод в суммарном испарении с суши равной 1/3 [5], получим величину ежегодного разложения подземных вод растениями около 37 км^3 . По отношению к подземному стоку в реки (11885 км^3), который является лишь частью естественных ресурсов подземных вод, это составит всего 0,3 %. На отдельных территориях разложение воды фотосинтезирующими растениями может достичь несколько больших величин.

При продуктивности фитоценозов фреатофитов на локальных участках, равной 500 ц/га, что близко к биологическому максимуму, разложение подземных вод при фотосинтезе составит 1,0—1,5 мм. Если принять во внимание точность современных региональных воднобалансовых исследований, которая не превышает 5—10 %, то разложением воды при фотосинтезе в воднобалансовых расчетах можно пренебречь.

Фотосинтетическая деятельность растений изменяет также изотопный со-

став подземных вод. Как показали С. Эпштейн с соавторами [10] и другие исследователи, в составе целлюлозы растений повышено содержание легких изотопов водорода и кислорода, в частности целлюлоза обеднена дейтерием на 20 % по сравнению со стандартом.

Следовательно, образование органического вещества в результате фотосинтеза приводит к утяжелению изотопного состава воды. Согласно [7], в метеорных поверхностных водах отношение дейтерия к протию изменяется от 0,0109 до 0,0155, в среднем 0,0141. Если обратиться к приведенным выше цифрам разложения воды при фотосинтезе, то нетрудно подсчитать, что в течение года может образоваться 220 млн. м^3 утяжеленной воды — бесконечно малая величина в масштабе гидросферы и объема воды, вовлеченного в климатический влагооборот. Несравненно большее геохимическое значение имеет процесс транспирации автотрофных растений, способствующий накоплению в подземной гидросфере вод, содержащих повышенные концентрации изотопов D и ^{18}O .

Из приведенных данных можно сделать вывод, что непосредственное влияние фотосинтеза на современные процессы формирования подземных вод практически можно не учитывать.

Фотосинтез является циклическим процессом, повторяющимся в течение сотен миллионов лет; в масштабах геологического времени он представляет один из главных факторов, влияющих на формирование как поверхностной, так и подземной гидросфер. По данным Е. И. Рабиновича [1], вся вода океанов разлагается в процессе фотосинтеза в течение каждых 2 млн. лет. А. А. Ничипорович [4] на основании расчета круговорота кислорода пришел к выводу, что растения могут разложить всю воду океанов за 6 млн. лет. Менее значительные величины разложения воды при фотосинтезе приводит А. М. Алпатьев [1]. По его мнению, с поправкой на рекомбинацию воды за 600 млн. лет существования фотосинтезирующих растений произошло 1,6 циклов разложения свободной воды гидросферы. Это дает продолжительность одного цикла около 52 млн. лет. С. Л. Шварцев [9] считает, что

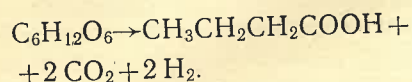
только за последние 10 млн. лет растения разложили объем воды, равный массе гидросферы. Столь значительные расхождения в оценках величин разложения воды при фотосинтезе можно объяснить различными исходными предпосылками, взятыми в основу расчетов, а также переоценкой ежегодной продуктивности биосферы, так как ранее биологическая продуктивность в океанах считалась более высокой, чем на континентах, что не подтвердилось.

Если принять среднюю величину разложения воды автотрофными растениями, равной половине современной, с учетом объемов поверхностной и подземной гидросферы [6] соответственно $1338 \cdot 10^6$ и $1050 \cdot 10^6 \text{ км}^3$, то вода поверхностной гидросферы в среднем может разложиться в течение 24 млн. лет, а вся гидросфера — за 43 млн. лет. Приведенные цифры являются гипотетическими, так как при этом не учитывались процессы рекомбинации воды и другие составляющие глобального водообмена. Тем не менее они свидетельствуют об огромной роли фотосинтеза в эволюции гидросферы Земли.

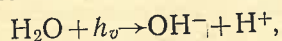
Для того чтобы оценить значение разложения воды при фотосинтезе в эволюции вод Земли, рассмотрим особенности водообмена в системе мантия — литосфера — атмосфера — космос. На верхней границе системы происходит поступление воды на Землю за счет диссипации в космическое пространство атомов и молекул водорода и кислорода. На нижней границе системы запасы воды в поверхностной и подземной гидросфере пополняются путем поступления в литосферу из мантии.

Роль фотосинтеза в процессах водообмена в рассматриваемой системе определяется следующим фактором. Фотосинтез в определенной мере способствует «обезвоживанию» Земли; следствием существования биосферы является поступление в атмосферу водорода и кислорода, которые частично диссипируют в космос. Вода, содержащаяся в живом веществе, захороняется вместе с ним в процессах литогенеза и претерпевает в земной коре сложную эволюцию.

Попытаемся определить соотношение перечисленных составляющих глобального водного баланса. В настоящее время не представляется возможным дать их обоснованную количественную оценку, поэтому наши выводы будут иметь предварительный характер. Потери воды в космическое пространство осуществляются в основном путем диссипации составляющих молекул воды — атомарных кислорода и водорода. Наиболее быстро происходит рассеивание в космос атомарного водорода: время его диссипации равно 50 годам при температуре 1800 К на высоте 550 км от поверхности Земли [1]. Для сравнения укажем, что время диссипации гелия в тех же условиях 10^6 лет, а молекулярного кислорода 10^{29} лет. Поступление водорода в атмосферу является косвенным результатом фотосинтетической деятельности растений и происходит в основном в результате распада органического вещества в анаэробных условиях. В качестве примера можно привести реакцию распада глюкозы:



Фотосинтез не единственный источник поступления водорода в атмосферу, которая обогащается им также в процессе вулканической деятельности, при синтезе минералов, фотодиссоциации молекул воды, происходящей по схеме



где $h\nu$ — квант энергии.

Согласно [1], интенсивность фотодиссоциации невелика, за ее счет в течение всей геологической истории могло образоваться не более $1 \cdot 10^{20}$ г кислорода из общего его количества $182 \cdot 10^{20}$ г. Все большие количества водорода поступают в атмосферу вследствие индустриальной деятельности.

Результатом указанных процессов является существование на больших высотах водородной геококоны, которая имеет земное, а не космическое происхождение [1].

В. Ф. Дерпгольц [2] считает, что за время существования Земли в космос улетучилась масса водорода, с участием которой мог бы образоваться слой

воды, равный 25 м. По вычислениям Г. Юри, указанный слой составляет 290—300 м, а по расчетам Д. Калпа 2400 м, или 47 % современной поверхностной гидросферы [1]. Столь противоречивые цифры объясняются в основном тем, что наряду с диссипацией водорода в космос происходят реакции рекомбинации воды, резко снижающие величину диссипации, и учесть эти процессы на современной стадии изученности чрезвычайно трудно. Тем не менее процесс диссипации водорода имеет планетарное значение, что подтверждается малой его встречаемостью на Земле по сравнению с космическими телами.

Поступление воды с метеоритным веществом оценивалось В. Ф. Дерпгольцем, В. С. Сафроновым и другими исследователями. По расчетам В. Ф. Дерпгольца [2], ежегодно на Землю выпадает 38 000 т метеоритов при среднем содержании в них воды, равном 0,5 %. Это дает за 5 млрд. лет геологической истории $3,5 \cdot 10^{14}$ м³, или слой воды 2 м. По оценкам В. С. Сафронова [8], за счет выпадения метеоритов образовался слой воды 5,2 м.

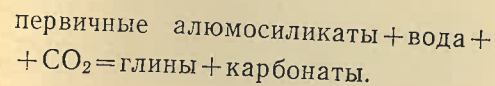
Приток воды из мантии в земную кору в настоящее время можно оценить лишь на основе косвенных соображений. Согласно [6], ежегодная миграция флюидов из мантии в земную кору составляет 0,3 км³.

Сопоставляя приведенные величины элементов водного баланса в системе мантия — литосфера — атмосфера — космос, можно сделать вывод, что приход и расход воды на границах системы более чем на порядок меньше, чем разложение воды в процессе фотосинтеза, причем приходная часть баланса преобладает над расходной. Даже если за основу взять максимальные цифры диссипации водорода в космос, полученные Д. Калпом, то среднегодовой темп диссипации, выраженный в соответствующем объеме воды, составит 0,12 км³, что более чем в два раза меньше глубинного притока флюидов из мантии. Разумеется, из приведенных данных нельзя делать далеко идущих заключений, учитывая приближенность результатов расчетов.

Основной вывод заключается в том, что подавляющая часть атомов водорода и кислорода разлагаемой в про-

цессе фотосинтеза воды остается на Земле, принимая участие в разнообразных циклах миграции вещества нашей планеты. Значительная часть образованного при фотосинтезе кислорода под влиянием дыхания, гниения, брожения и других процессов рекомбинирует, образуя воду. Масштабы этого процесса изучены недостаточно. А. М. Алпатов [1] полагает, что таким образом расходуется около 15 % образованного при фотосинтезе кислорода; по нашему мнению, эта цифра занижена. Рекомбинация воды усиливается в результате индустриальной деятельности. Около 1 % продуцированной растительной массы ежегодно захороняется в недрах Земли. С учетом принятых величин разложения воды при фотосинтезе это составит 1,1 км³ воды. Вода, содержащаяся в органических остатках, является активным участником геологических процессов в земной коре, вовлекаясь в геохимический цикл, под которым, согласно С. Л. Шварцеву [9], следует понимать совокупность процессов, приводящих к прямому участию, разложению и синтезу молекул воды в геохимических преобразованиях горных пород, органических веществ и газов в поступательно направленном развитии осадочно-метаморфических процессов.

Начальный этап геохимического цикла воды начинается в зоне гипергенеза, где в процессе выветривания происходит разложение воды и связывание ее вторичными продуктами гипергенеза, что в общем виде может быть представлено в виде следующего уравнения:



Глины связывают большое количество воды, что сопровождается повышением содержания водорода, образованием различных гидридных соединений, формированием восстановительной обстановки. Это приводит к возникновению процессов протонирования органических соединений и в результате к ионному разложению воды. Хотя эффект протонирования и установлен, экспериментально оценить его масштабы затруднительно [9].

Общий объем разложения воды в результате обменных процессов в зоне гипергенеза с использованием данных Р. Гаррелса и Ф. Маккензи определен С. Л. Шварцевым [9] в количестве $1,6 \cdot 10^9$ т/год, или 1,6 км³/год. Приведенная цифра должна быть несколько уменьшена, так как ион OH^- , возникающий в процессе гидролиза алюмосиликатов, частично соединяясь с H^+ , образует воду. Заметим, что это составляет всего 1,7 % величины разложения воды при фотосинтезе. Разложение воды, содержащейся в минералах и горных породах, продолжается в зонах диагенеза и катагенеза. Здесь происходит трансформация монтмориллонита и каолинита в иллит и хлорит, которая обуславливает дальнейшее разложение воды с выделением водорода, связыванием ионов гидроксидов, магния и калия. В рассматриваемых геохимических зонах происходит образование воды и при гумификации органического вещества.

Согласно С. Л. Шварцеву [9], суммарное разложение воды в верхних зонах литосферы при ее взаимодействии с горными породами составляет не менее 3 км³/год. Если принять, что вся масса захваченной органическим веществом воды рекомбинирует в недрах, то результирующая процессов разложения и синтеза воды в зонах гипергенеза, диагенеза и катагенеза будет составлять около 2 км³/год с преобладанием разложения. В зонах метангенеза и метаморфизма происходит синтез молекул воды. Если исходить из гипотезы постоянства гидросферы, то ежегодная величина синтеза воды в зонах метангенеза и метаморфизма превысит 2 км³ (с учетом флюидов, поступающих из мантии). Полученная цифра приблизительно характеризует приток глубинных вод, поступающих в верхние слои литосферы из ее глубоких зон преимущественно по тектоническим нарушениям.

Попытаемся оценить соотношение между разложением воды в процессах минералообразования и фотосинтеза. С. Л. Шварцев [9], основываясь на данных Р. Гаррелса и Ф. Маккензи, А. В. Сидоренко и О. М. Розена, определил суммарное разложение воды в осадочных породах в течение геологического этапа развития Земли в коли-

честве $1,46 \cdot 10^8 \text{ км}^3$. Если за время существования растений, которые появились в начале кембрия [1], интенсивность фотосинтеза принять равной половине современной величины, то за период времени 600 млн. лет при этом было разложено $3,3 \cdot 10^{10} \text{ км}^3$ воды, т.е. примерно на два порядка больше, чем в процессах минералообразования. Разложение воды при фотосинтезе снижает воздействие поступления воды из мантии на баланс гидросферы и в определенной мере регулирует массу последней, хотя нельзя полностью согласиться с утверждением А. М. Алпатьева, что «без ...общепланетарной функции фотосинтеза — регулирования массы гидросферы — всему живому на Земле угрожал бы всемирный потоп» [1, с. 135].

Наконец, появление фотосинтезирующих растений привело к определенным изменениям подземной гидросферы, которые можно характеризовать лишь качественно. Из наиболее очевидных последствий отметим:

1) глобальное понижение уровня грунтовых вод за счет их более интенсивного испарения растительностью, что установлено многочисленными воднобалансовыми наблюдениями и экспериментами для современных условий и может быть экстраполировано в геологическое прошлое;

2) усиление интенсивности климатического влагооборота за счет увеличения испарения;

3) изменение соотношения между поверхностным и подземным стоком в сторону увеличения последнего, так как наличие растительного покрова снижает величину склонового поверхностного стока и повышает инфильтрацию;

4) повышение средней глобальной проницаемости пород в зоне аэрации за счет активизации процессов выветривания (появление в почвенном покрове гуминовых и фульвокислот, обладающих повышенной агрессивностью по отношению к многим минералам), дезинтеграции пород корневой системой растений и других явлений.

Столь мощный фактор эволюции гидросферы, как фотосинтез, необходимо учитывать при реконструкциях

сложной истории происхождения и эволюции природных вод, водообмена в системе мантия — земная кора — атмосфера — космос, палеогидрогеологических реконструкциях, оценке взаимодействия биосферы и гидросферы.

Таким образом, проблема оценки роли фотосинтеза в формировании земных вод тесно смыкается с основными фундаментальными проблемами наук о Земле. При этом возникает ряд научных задач, требующих изучения.

1. Количественная оценка роли фотосинтеза в водном балансе в системе мантия — земная кора — атмосфера — космос как в современный период, так и в течение геологического времени.

2. Количественное определение значения фотосинтеза в геохимическом цикле воды.

3. Исследование эволюции изотопного состава подземных вод в масштабах геологического времени с учетом роли фотосинтеза в этих процессах.

4. Прогностическая оценка влияния изменений интенсивности фотосинтеза в результате замены естественных фитоценозов агроценозами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алпатьев А. М. Влагообороты в природе и их преобразования. Л., Гидрометеоздат, 1969.
2. Дерггольц В. Ф. О водообмене между Землей и мировым пространством. — В кн.: Географический сборник. Вып. XV. Астрогеология. М.—Л., 1962, с. 35—49.
3. Дювилье П., Танг М. Биосфера и место в ней человека. М., Прогресс, 1973.
4. Ничипорович А. А. Световое и углеродное питание растений. М., Изд-во АН СССР, 1955.
5. Островский В. Н. Биосфера и подземные воды. — Сов. геология, 1980, № 1, с. 106—114.
6. Пиннекер Е. В. Подземная гидросфера. — В кн.: Общая гидрогеология. Новосибирск, Наука, 1980, с. 40—58.
7. Природные изотопы гидросферы. Под ред. В. И. Ферронского. М., Недра, 1975.
8. Сафронов В. С. О росте планет земной группы. — В кн.: Вопросы космогонии. Т. 6. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 55—71.
9. Шварцев С. Л. Взаимодействие подземных вод с горными породами. — В кн.: Основы гидрогеологии. Т. 3. Гидрогеохимия. Новосибирск, Наука, 1982, с. 92—117.
10. Epstein S., Yapp C. I., Hall I. H. The determination of the D/H ratio of nonextracted from aquatic and land plants. — Sci. Lett., 1976, vol. 30, p. 241—251.

Contents

IN COMMEMORATION OF THE XXVII-TH CONGRESS OF THE CPSU	
In holding the course of intensification of economics	3
ENERGY RESOURCES	
Maximov S. P., Pankina R. G., Shkutnik E. N.	
Features of oil accumulation in the area of the Verkhnekamskaya Depression	6
Chernenko Yu. Ya.	
The role of volcanism and pyroclastic product in the formation of Ekibastuz coal basin	12
METHODOLOGY, ECONOMICS, MANAGEMENT	
Brodskiy P. A., Gabrielyants G. A., Golubev O. A., Saichuk Ya. D., Chebukin V. V.	
Prospects of application of the laser gas analysis to find beds saturated with oil and gas	20
METALS AND NON-METALS	
Mikhailov B. M., Rogov V. S.	
Geologic prerequisites of predicting manganese deposits beneath the Urals	24
Rudenko B. M., Oleinik Yu. F., Mokhov V. A.	
Geologic-structural conditions of polymetallic mineralization in the Leninogorskiy region, Rudniy Altai	31
RESULTS OF THE WORK OF THE XXVII-TH IGC	
Filko A. S., Sonkin L. S.	
Non-metallic useful minerals	39
STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY	
Martinson G. G.	
Correlation of Cretaceous terrestrial sediments in Asia	51
Glezer Z. I., Tabachnikova I. P.	
Biostratigraphy of the Paleogene sediments in the North and East Caspian region	56
REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS	
Volchanskaya I. K., Litvinenko K. I., Nesterov V. G.	
Formational and morphostructural criteria of the metallogenetic division into regions of the Central Tadzhikistan	64
Lopatkin A. P.	
On the mapping of fault zones in the mineralization regions and fields	75
MINERALOGY, PETROGRAPHY, LITHOLOGY	
Korobov A. D.	
Chlorophaeitic basalts in the Kushmurnskiy graben	80
Garanin V. K., Kudryavtseva G. P., Lavrova T. N., Serenko V. P.	
Mineralogy of the ultramafic rocks of the Sitikanskaya kimberlite pipe	86
GEOCHEMISTRY	
Rudkevich M. Ya., Ozeranskaya L. S.	
Geochemical classification and prediction of the oil and condensate compositions in the West Siberian oil and gas basin	97
Kuleshov V. N.	
Isotopic composition and origin of high-temperature carbonates in the Kovdor massif	107
GEOPHYSICS AND DEPTH STRUCTURE	
Susin O. A., Verkhoturov V. E.	
On the depth morphology of granite massifs in the South Pamir	113
Pomortsev G. P., Trofimova G. N.	
The role of geophysical methods in predicting potash salt deposits	121
HYDROGEOLOGY AND ENGINEERING GEOLOGY	
Ostrovskiy V. N.	
On the role of photosynthesis played in the formation of groundwater	124

Цена 1р. 60к.

Индекс 70824

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ, 1985, № 8, 1-128