

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ISSN 0038-5069

12/1984



Ежемесячный
научный журнал

Пролетарии всех стран, соединяйтесь!

СОВЕТСКАЯ 12 / 1984 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. ГеоСекян, 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, Н. И. Погребнов, В. Н. Полуэктов (зам. главного редактора), Н. Н. Предтеченский, Д. А. Родионов, Е. И. Семенов, В. В. Семенович, Л. Н. Смирнов, П. Н. Сторчак, В. С. Сурков, К. И. Сычев, М. А. Фаворская, А. С. Филько, Н. И. Хитаров, А. Л. Яншин, В. А. Ярмолюк



МОСКВА, «НЕДРА»

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

РЕШЕНИЯ XXVI СЪЕЗДА КПСС — В ЖИЗНЬ

Итоги работы геологической отрасли за девять месяцев 1984 года	3
ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ	

Шпильман И. А., Шпильман С. И., Ярошенко А. В.
Соотношение структуры фундамента и осадочного чехла в зоне сочленения Прикаспийской синеклизы и Волго-Уральской антеклизы

5

Мехтиев Ш. Ф., Бунят-Заде З. А., Надиров Р. С.
Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Предталяшья

15

ЭКОНОМИКА И ОРГАНИЗАЦИЯ

Попов В. В.
Система сбора и обработки информации при поисках и разведке угольных месторождений

21

Крылова В. В., Савинский И. Д.
Прогнозная оценка оловорудных объектов Приморья по геохимическим данным с применением ЭВМ

28

РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

Шабалин Л. И.
Закономерности размещения месторождений титаномагнетитовой формации

36

Пумпянский А. М., Бирючев С. И., Самаркин Г. И.
Магнетитовые месторождения Глубоченской железорудной зоны

45

СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Крузина А. Х., Узюк В. И., Шварцман Е. Г.
Палинолог-петрографические исследования для детального расчленения и корреляции угольных пластов Донбасса

53

Лебедев Е. Л., Кричевец В. И.
Стратиграфия и структурное положение Преддугдурского прогиба

62

Федоров Е. Е., Федорова М. Е.
К проблеме границы архея и протерозоя центральной части Кольского полуострова

66

Боровиков Л. И., Семилеткин С. А.
О возрасте шабактинской свиты хребта Малый Каратау (Южный Казахстан)

69

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

Шатков Г. А.
Графическая модель эволюции планетарных геологических и металлогенических систем

72

Маркус М. А.
К вопросу о позднеальпийском тектогенезе Восточного Кавказа

81

Орлов Л. Н.
Северо-Киргизская эндогенная кольцевая структура в Северном Тянь-Шане

91

МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

Руднев В. В., Раков Л. Т., Малинко С. В.

Бор в структурах кальцита и ангидрита — индикатор оруденения или нет?
Васильев Б. И., Путинцев В. К., Марковский Б. А., Святогорова Н. Н., Селиванов В. А., Удинцев Г. Б.
Результаты драгирования дна Охотского моря

95

100

ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Соколовский Л. Г., Чан Хонг Фу, Во Конг Нгип
Подземные воды Социалистической Республики Вьетнам

107

РЕЦЕНЗИИ

Еремеев А. Н.
Первая универсальная энциклопедия горняка и разведчика недр
Буш В. А.
Геологи изучают планеты
Памяти Натана Ильича Гинзбурга
Памяти Сергея Алексеевича Музылева
Список статей, опубликованных в журнале «Советская геология» в 1984 году

115

118

120

121

122

Решения XXVI съезда КПСС — в жизнь

Итоги работы геологической отрасли за девять месяцев 1984 года

11 октября 1984 г. коллегия Министерства геологии СССР и президиум ЦК профсоюза рабочих геологоразведочных работ рассмотрели итоги работы Министерства геологии СССР за девять месяцев 1984 года.

Коллективы геологических организаций и предприятий, руководствуясь решениями XXVI съезда КПСС, последующих Пленумов ЦК КПСС, положениями и выводами, содержащимися в выступлениях Генерального секретаря ЦК КПСС, Председателя Президиума Верховного Совета СССР товарища К. У. Черненко, развернули социалистическое соревнование за досрочное выполнение и перевыполнение плана 1984 года.

Успехи в выполнении и перевыполнении установленных заданий являются также результатом широко развернутого в отрасли социалистического соревнования по достойной встрече 40-летия Победы советского народа в Великой Отечественной войне и 50-летия стахановского движения.

Геологическая служба решает крупномасштабные народнохозяйственные задачи, направленные на реализацию заданий Энергетической и Продовольственной программ СССР, расширение сырьевых баз действующих горнодобывающих предприятий, развитие производительных сил, подготовку создания новых территориально-производственных комплексов. Опережающий рост минерально-сырьевых ресурсов обеспечивается путем концентрации геологоразведочных работ на важнейших направлениях и объектах, внедрения достижений научно-технического прогресса, в первую очередь современных методов поисков и разведки полезных ископаемых — аэрокосмических, геофизических, геохимических и др. Существенный вклад в познание закономерностей формирования и локализации месторождений всех типов минерального сырья вносит геологическая наука.

Министерством геологии СССР в целом план прироста запасов за девять месяцев 1984 года выполнен по всем полезным ископаемым, а по молибдену, фосфоритам, апатитам выполнен годовой план. По нефти и конденсату прирост запасов перевыполнен на 15,3 %, в результате чего значительно уменьшилась задолженность по приросту запасов этих видов сырья, образовавшаяся за первые три года пятилетки. Годовой план прироста запасов выполнен по молибдену на 123,4 %, по фосфоритам на 102,0 %, по апатитам на 103,0 % и по пьезокварцу на 101,7 %. Недовыполнение плана прироста запасов допущено главным образом объединениями Мингео РСФСР.

В ГКЗ СССР утверждены запасы 75 месторождений полезных ископаемых, открыты новые месторождения нефти и газа, в том числе в Западной Сибири, где действуют нефтедобывающие предприятия, в Тимано-Печорской провинции и Прикаспийской впадине. Полученные результаты в значительной степени являются итогом реализации разработанных мероприятий по повышению эффективности геологоразведочных работ и выполнению заданий одиннадцатой пятилетки по приросту запасов нефти и конденсата.

Укреплена сырьевая база угольной промышленности, в том числе по дефицитным коксующимся углям. В Казахстане выявлено новое бурого угольное месторождение, характеризующееся благоприятными горно-геологическими условиями и пригодное для отработки открытым способом. В результате проведенных работ расширены сырьевые базы ряда действующих и проектируемых горнорудных предприятий. В Казахстане завершена разведка и в ГКЗ СССР утверждены запасы марганцевых и свинцовых руд месторождения Ушкатын III.

В Дальневосточном регионе разведаны железорудные месторождения (Десовское, Тарыннахское и Таежное), что обеспечивает создание здесь новой минерально-сырьевой базы для черной металлургии. Новая сырьевая база по добыче меди создана на Северном Кавказе. Высокими темпами продолжало развиваться глубокое бурение

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

Сдано в набор 25.10.84. Подписано в печать 19.11.84. Т-22521. Формат 70×108¹/₁₆.
Печать высокая. Усл. печ. л. 11,2. Усл. кр.-отт. 11,55. Уч.-изд. л. 13,3.
Тираж 3265 экз. Заказ № 1271

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

на нефть и газ в наиболее перспективных районах, в первую очередь в Тюменской области.

Геофизическими методами выполнены значительные объемы региональных, поисковых и детальных работ, в результате которых получены данные о геологическом строении нефтегазоперспективных и рудных районов. Новые рудные тела и залежи открыты по геофизическим данным в различных горнорудных районах, в том числе в Башкирии (медноколчеданные руды), в Красноярском крае, Иркутской области (железные руды), в Южном и Восточном Казахстане (полиметаллы), а также в Якутии, Казахстане и Узбекистане.

В соответствии с планом научно-исследовательских работ на одиннадцатую пятилетку осуществлялось изучение глубинного строения территории страны. Начата проходка Криворожской сверхглубокой скважины. Созданы новые технические средства и аппаратура для производства геологоразведочных работ. Разработаны схемы обогащения руд ряда месторождений — Холоднинского колчеданно-полиметаллического, Эжугского оловянного и ряда других.

Вместе с тем в проведении геологоразведочных работ имеется ряд недостатков и узких мест, что снижает их эффективность и качество. Имеют место случаи, когда разведка и оформление материалов подсчета запасов проводятся на низком уровне. Так, за три года текущей пятилетки ГКЗ СССР не утвердила запасы по шести месторождениям в связи с их недостаточной обоснованностью.

Отмечается ослабление геологического контроля за качеством разведочных работ, в результате часты еще случаи низкого выхода керна при бурении скважин, что снижает достоверность получаемой геологической информации. Допускаются искривления стволов скважин, из-за чего нарушается принятая сеть разведки. Недостаточно налажен учет и изучение избирательного истирания керна. Наблюдаются факты низкого качества первичной геологической документации. Имеет место механический подход к разведке месторождений по заданной сети разведочных выработок без своевременного анализа получаемой информации и уточнения особенностей изучаемых месторождений.

Узким местом является разработка технико-экономических обоснований (ТЭО) постоянных кондиций. Значительная часть проектов ТЭО разрабатывается проектными институтами отраслевых министерств, которые нередко нарушают сроки работ, а в ряде случаев необъективно, с ведомственных позиций подходят к геолого-экономической оценке месторождений. В настоящее время начата работа по созданию на базе ВИЭМСа головной организации отрасли по геолого-экономической оценке месторождений, что повысит оперативность и качество ее выполнения. Слабо проводятся технологические исследования руд черных металлов и нерудного минерального сырья, что задерживает разведку месторождений.

Важный резерв повышения качества разведочных работ и достоверности разведанных запасов представляет широкое внедрение новых геохимических и геофизических методов обнаружения рудных тел, доказательства сплошности оруденения и определения качества руд.

Внедрение достижений научно-технического прогресса в производство, улучшение организации труда, укрепление трудовой и производственной дисциплины — залог успешного выполнения заданий 1984 года и пятилетки в целом.



ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

УДК 553.98(470.56)

И. А. ШПИЛЬМАН (ВолгоУралНИПИгаз),
С. И. ШПИЛЬМАН (ПГО «Оренбурггеология»), А. В. ЯРОШЕНКО (МИНХиГП)

Соотношение структуры фундамента и осадочного чехла в зоне сочленения Прикаспийской синеклизы и Волго-Уральской антеклизы

В зоне сочленения Прикаспийской синеклизы и Волго-Уральской антеклизы в последние годы открыт ряд месторождений газа, конденсата и нефти. Полученные в процессе поисковых работ данные не подтверждают некоторые сложившиеся представления о геологическом строении рассматриваемой территории.

Предполагаемые здесь по геофизическим данным относительно неглубокие выступы фундамента [7] буровыми скважинами на технически достижимой глубине не вскрыты. Под сомнением оказалась тектоническая природа подсолевого бортового уступа Прикаспийской синеклизы, так как на более глубоких горизонтах осадочного чехла такой уступ не обнаруживается [8, 13]. В обширной зоне предполагаемого некомпенсированного прогибания внутренней части синеклизы выявлены крупные массивы (платформы) органических карбонатных пород, осложненные рифами, что ставит под сомнение и эту геологическую позицию. Гряды солей высотой в несколько тысяч метров и такие же глубокие межкупольные мульды, в которых нет солей кунгура, в сочетании со строго пластовым залеганием соли на примыкающей с севера территории нельзя объяснить только явлениями гравитенного порядка.

Все это свидетельствует о сложном строении и высокой тектонической активности сочленения двух крупнейших надпорядковых элементов платформы. На эту территорию обычно распространяются представления, сложившиеся по более северным хорошо изученным районам Волго-Уральского региона. С целью выяснения различий в строении этих регионов, более уверенного прогнозирования и направления геологоразведочных работ авторы провели сопоставление структурных пла-

нов фундамента и осадочного чехла с зонами нефтегазоаккумуляции юго-востока Волго-Уральской антеклизы и северо-востока Прикаспийской синеклизы.

В северной бортовой зоне Прикаспийской синеклизы архей-протерозойский фундамент скважинами не вскрыт; различными геофизическими методами отмечается общее перикратонное погружение его поверхности на юг, осложненное, по мнению Н. В. Неволлина, Н. С. Ерофеева и др. [7, 13], выступами и сводами. Р. Н. Валеев и А. Н. Золотов [2, 5] полагают, что здесь фундамент образует глубокий авлакоген.

В Волго-Уральском регионе положение фундамента и его вещественный состав изучены по фактическому материалу многих буровых скважин. Как и на Восточно-Европейской платформе, он здесь разделен относительно узкими, но весьма протяженными и глубокими авлакогенами на крупные изометрические своды и выступы [2, 5, 9, 15].

Авлакогены, характеризующие важнейший этап растяжения земной коры, достигают наиболее подвижных ее оболочек и отличаются высокой тектонической активностью не только на стадии погружения фундамента и заполнения осадками гигантского грабена, но и в процессе последующей активизации, отражающейся в морфологии всего осадочного комплекса пород. Поэтому соотношение тектоники осадочного чехла и фундамента в авлакогенах существенно отличается от их соотношения в не нарушенных разломами блоках. Крупным поднятиям осадочного чехла в зонах авлакогенов не отвечают соответствующие выступы фундамента. Борты последнего даже после инверсии всегда занимают более высокое гипсометрическое положение,

чем его поверхность в центральной части. В то же время в результате активизации осадочные породы образуют над центральной частью авлакогена положительную структуру, которой отвечает понижение фундамента. Особенно трудно разобраться в таких соотношениях в перикратонных зонах, где авлакогены завуалированы, так как компенсирующими породами авлакогенов и перикратонов являются близкие по составу и возрасту толщии рифея и венда.

Авлакогены как наиболее подвижные элементы древних платформ представляют собой крупные зоны генерации и накопления углеводородов. В этом отношении трудно переоценить гипертрофированный Днепровско-Донецкий авлакоген. Большинство месторождений нефти Саратовской области тяготеет к Пачелмскому авлакогену. В пределах Волго-Уральской антеклизы и примыкающей к ней северной части Прикаспийской синеклизы также открыт ряд месторождений газа и нефти в различных зонах авлакогенов. Например, Большекинский вал и приуроченные к нему месторождения нефти и газа Бугурусланского района располагаются вдоль южного борта Серноводско-Абдулинского авлакогена. Скважины в Султангулово и Тарханах, прошедшие по бавлинским отложениям рифея многие сотни метров, фундамент не встретили, в то время как южнее крутого крыла вала на борту авлакогена он вскрыт скважинами на относительно небольшой глубине непосредственно под отложениями эйфельского яруса среднего девона.

Сводовая часть Большекинского вала отвечает приподнятым относительно южного борта авлакогена бавлинским отложениям. Последние как бы переполняют авлакоген, а напластования девона, карбона и перми облекают это поднятие бавлинских пород. Здесь фундамент даже на крыле залегает ниже, чем возвышающиеся над ним бавлинские серии. Восточнее Аширово вал проходит в виде четкой структуры до Пономаревки, но в его приподнятой части и на южном крыле под девонскими отложениями повсеместно вскрыты рифей-вендские. Серноводско-Абдулинский авлакоген на востоке был вовлечен в обширное пе-

рикратонное погружение фундамента и лишь дислокация Большекинского вала осталась здесь в качестве косвенного свидетельства авлакогена.

Оренбургский вал также приурочен к завуалированному авлакогену, сходному с восточной частью Серноводско-Абдулинского. Тем не менее в Волго-Уральском и Прикаспийском районах авлакогены не рассматриваются в качестве объектов нефтегазогеологического прогнозирования. До последнего времени в основе различных прогнозных схем лежала оценка возможного положения фундамента; полагали, что его выступам отвечают перспективные нефтегазоносные структуры осадочного чехла, для авлакогенов же соотношения другие. На примере менее глубоких синеклиз, в том числе и Московской, установлено, что региональному погружению фундамента в додевонское время предшествовало образование многочисленных авлакогенов. Поэтому и в Прикаспийской впадине наиболее перспективными могут оказаться не выступы фундамента, а активизированные авлакогены, где додевонская поверхность и вышележащие осадочные комплексы образуют структуры, благоприятные для нефти и газа. Примером таких соотношений фундамента, додевонской поверхности и структур вышележащего осадочного чехла является вся зона Северного Прикаспия и примыкающей южной части Волго-Уральского региона.

За последние десятилетия представления о геологическом строении северного борта Прикаспийской впадины существенно изменились. Первоначально бортовой уступ впадины рассматривался как проявление дизъюнктивного смещения всей толщи осадочных пород [8]. Позже в этой зоне был выделен целый ряд выступов фундамента [7], в том числе и Соль-Илецкий, где кристаллические породы, по геофизическим данным, ожидалось на глубине 4000 м. Скважина 1 Красноярская, пробуренная на этом выступе, при положении забоя на глубине 5450 м фундамент не вскрыла, пройдя по отложениям ордовика более 2000 м.

В 1962 г. Д. В. Наливкин южнее широтного течения р. Урал выделил Яицкий погребенный массив, к которому, как он предполагал, «... с юга примы-

кает Волго-Эмбенская область соляных куполов» [9]. Один из авторов статьи вслед за Д. В. Наливкиным высказал соображения о погребенном додевонском Яикском своде [3]. Как выяснилось позже, этот свод образовался в результате инверсии пород, заполняющих одноименный авлакоген фундамента. В начале 70-х годов были получены данные о седиментационной природе подсолевого бортового уступа, вдоль которого М. М. Грачевским [4] выделен барьерный риф. Одновременно нами указывается на возможность и более обширного площадного распространения подсолевых органических построек и массивов подсолевых известняков, которые образовались в пределах погребенных рифовых палеоархипелагов [3]. В 1981 г. Р. Н. Валеев выделил Челкарско-Пугачевский авлакоген как обширную зону погружения фундамента, охватывающую значительную часть Северного Прикаспия и соединяющуюся с Пачелмским авлакогеном. В 1982 г. А. Н. Золотов оценил эту зону погружения как перикратон. В 1983 г. С. П. Максимов с соавторами вдоль северного борта синеклизы выделили желобообразную систему подсолевого Аксайского прогиба и примыкающий к ней с юга Казахстанский мегавал [10]. Вопросам геологического строения и нефтегазоносности Прикаспийской впадины, в том числе и районам ее северного борта, посвящен ряд работ [1, 12, 14 и др.].

Таким образом, северному борту Прикаспийской впадины отвечают разнообразные структурно-седиментационные элементы, наложение которых дает очень сложные соотношения, и их взаимные связи нередко трудно улавливаются. В основе всех этих сложных элементов находится Яицкий авлакоген, развитие которого оказало основное влияние на особенности тектоники и седиментации рассматриваемого района.

Яицкий авлакоген выделяется по ряду косвенных признаков. Как отмечалось, по геофизическим данным в его восточной части был намечен выступ фундамента, который не подтвердился бурением. Косвенными признаками для выделения авлакогена являются:

— значительная мощность додевонских отложений, вскрытых скважинами в районе Оренбурга (2148 м) и на Рожковской площади (452 м);

— гипсометрически приподнятое положение поверхности этих отложений в районе Оренбурга (на 1300 м) и на Рожковской площади (на 560 м) относительно примыкающих с севера территорий;

— полное или частичное отсутствие девонских отложений на додевонских поднятиях, в то время как севернее они развиты в полном объеме;

— резкое стратиграфическое несогласие ряда горизонтов осадочного чехла.

Такие высокоамплитудные «лысые» поднятия додевонских, преимущественно терригенных отложений и резкие колебания в обстановке осадконакопления других комплексов свидетельствуют об инверсии (активизации) докембрийского авлакогена. Аналогичная активизация наблюдается в пределах Серноводско-Абдулинского авлакогена.

Яицкий архей-протерозойский авлакоген и отвечающее ему Яицкое сводовое поднятие додевонских отложений (рис. 1 и 2, I, IV) протягиваются от Оренбурга на запад до Рожковской площади в Северном Казахстане, где четко выделяется приподнятая поверхность додевонских отложений. Западнее, в Саратовской области, в этой зоне додевонские структуры не устанавливаются, но по ряду других признаков северная граница авлакогена проходит вдоль всего северного борта впадины. Общая длина Яицкого авлакогена достигает 800 км, ширина его 80—110 км, а глубина с учетом масштабов инверсии (наблюдаемая амплитуда инверсионных поднятий и длительность размыва воздымавшихся пород), очевидно, превышает 10 км.

Додевонская поверхность занимает наиболее высокое гипсометрическое положение на севере Соль-Илецкой зоны в сводовой части Оренбургского вала, где ордовикские отложения залегают на абсолютной отметке —2654 м (см. рис. 2, IV). На северном крыле вала они располагаются на отметках от —2858 до —3245 м, а севернее на Шуваловской, Борисовской и Переволоцкой площадях поверхность

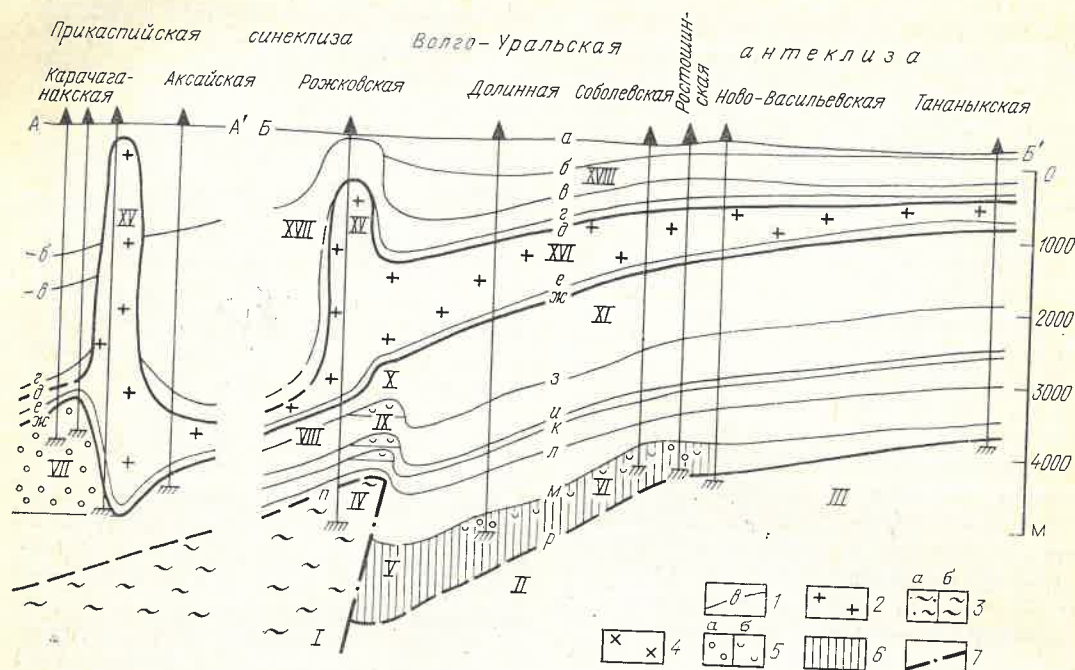


Рис. 1. Схематический профиль через зону сочленения Волго-Уральской синеклизы и Прикаспийской синеклизы

1 — кровля стратиграфических подразделений: а — древней поверхности, б — пермской системы, в — казанского яруса P_2 , г — уфимского яруса P_2 , д — иренского горизонта кунгурского яруса P_1 , е — филипповского горизонта кунгурского яруса P_1 , ж — артинского яруса P_1 , з — башкирского яруса S_2 , и — бобринского горизонта S_1 , к — турнейского яруса S_1 , л — фаменского яруса D_3 , м — пашийского горизонта франского яруса D_3 , н — эйфельского яруса D_2 , о — ордовикской системы, п — рифей-вендского отдела верхнего протерозоя, р — архей-нижнепротерозойского фундамента; 2 — соленосная толща кунгура; 3 — ордовикские (а) и рифей-вендские (б) отложения; 4 — кристаллические породы фундамента; 5 — месторождения (а — вскрытые, б — предполагаемые); 6 — предполагаемая зона литологически и тектонически экранированных месторождений; 7 — разломы; тектонические элементы архей-протерозойского фундамента: I — Яикский авлакоген, II — крутая

моноклираль Волго-Уральской антеклизы, III — пологая моноклираль Волго-Уральской антеклизы; тектонические элементы додевонской поверхности: IV — Яикский свод; тектоно-седиментационные элементы терригенной толщи девона; V — Павловско-Таловый прогиб, VI — Зайкинский гряд крутого залегания и увеличенной мощности терригенного девона; тектоно-седиментационные элементы подсоловых пермских и каменноугольных отложений: VII — Казахстанский мегавал (Карачаганакская структура), VIII — Аксайский некомпенсированный прогиб, IX — предполагаемый Северо-Яикский вал, X — подсоловой бортовой уступ Прикаспийской впадины, XI — моноклиальный склон Волго-Уральской антеклизы, XII — Копанско-Бердянский вал, XIII — предполагаемый Северо-Бердянский вал, XIV — Оренбургский вал; тектоно-седиментационные элементы соленосной толщи кунгура: XV — зона соляных гряд и куполов, XVI — зона пластового залегания соли; тектоно-седиментационные элементы надсоловых отложений: XVII — зона межсоловых мульд, XVIII — зона пластового залегания

додевонских пород, датируемых силуром, ордовиком и вендом, залегает на абсолютных отметках от —3628 до —3955 м (см. рис. 2, V). Следовательно, амплитуда северного крыла Яикского свода в Соль-Илецкой зоне достигает 1300 м. Северная граница свода совпадает здесь с северным крылом Оренбургского вала (см. рис. 2, XIV).

Восточнее в зоне Предуральского прогиба породы ордовика вскрыты на отметке —4052 м, а севернее при глубине 4900 и 4850 м скважины из карбона и девона не вышли. Здесь амплитуда северного крыла Яикского свода достигает 800—900 м. Западнее Соль-Илецкой зоны северная граница свода

проходит севернее скв. 1 Восточно-Кардаилловской площади, в которой из разреза выпадает значительная часть девонских отложений. Далее эта граница условно проведена севернее Карачаганакского месторождения, южнее Кошинской площади, между Ташлинской, Долговской, Таловой площадями на севере и Рожковской на юге. На последней бавлинские отложения вскрыты на абсолютной отметке —4836 м, а севернее на Ташлинской, Долговской и Таловой площадях при глубине 5500 м скважины из девонских отложений не вышли. Таким образом, амплитуда северного крыла Яикского свода в районе Рожковского выступа превышает 560 м (см. рис. 1).

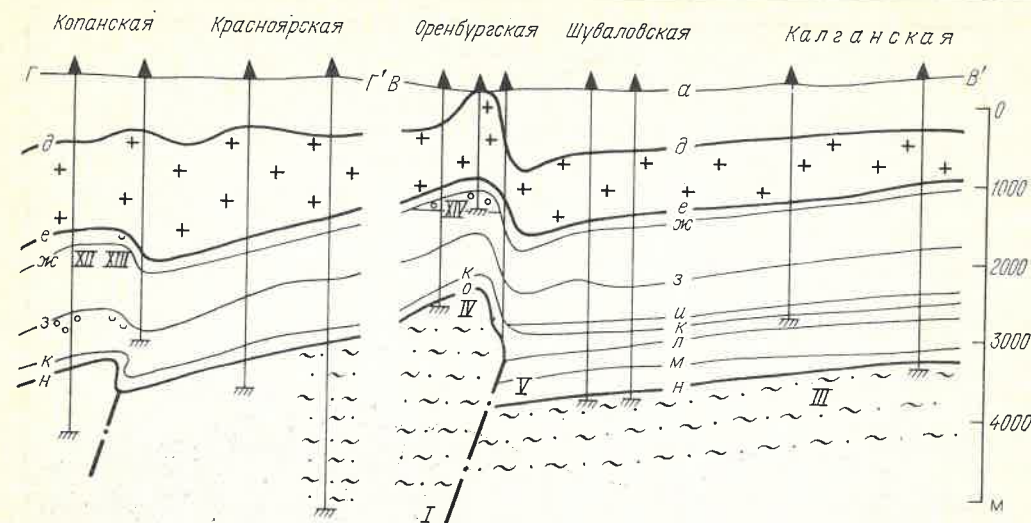


Рис. 2. Схематический профиль через Яикский авлакоген
Условные обозн. см. рис. 1

Ундуляция сводовой части Яикского свода от —2654 м на востоке до —4836 м на западе обусловлена не только активизацией авлакогена, но и более обширными тектоническими процессами формирования Бузулукской впадины и Восточно-Оренбургского поднятия. На севере Соль-Илецкой зоны в пределах Оренбургского вала эрозионная докеменноугольная поверхность свода состоит из терригенных пород ордовикской системы, а южнее, на Копанской площади — из пород эйфельского яруса среднего девона [11]; западнее, на Восточно-Кардаилловской площади также установлены породы эйфельского яруса, а на Рожковской площади — рифей.

Следовательно, Яикский свод состоит из отдельных блоков, которые перекрываются породами разного возраста. Ордовикские и эйфельские отложения Соль-Илецкого блока перекрываются породами нижнего карбона. На Восточно-Кардаилловской площади на породы эйфельского яруса ложатся породы фаменского яруса. На Рожковской площади на рифее также залегает карбонатная толща фаменского яруса. Повсеместно отсутствуют отложения, датируемые от живетского до фаменского ярусов. Разный возраст пород, составляющих Яикский свод, и широкий возрастной диапазон перекрывающих отложений свидетельствуют о различной длитель-

ности прогибания отдельных частей авлакогена и сложном характере его последующей активизации, приведшей к образованию единого крупного додевонского поднятия. Отложения живетского, франского и частично фаменского ярусов девона на Яикском своде отсутствуют, в то время как непосредственно к северу от него они развиты в полном объеме, характерном для Волго-Уральских районов.

На структурной карте по кровле пашийского горизонта (рис. 3) Яикский свод показан как зона отсутствия этих отложений, а к северу от него поверхность пашийского горизонта образует желобообразное понижение Павловско-Талового прогиба шириной 20—30 км. Днище прогиба постепенно воздымается с запада на восток из Бузулукской впадины по направлению к Восточно-Оренбургскому поднятию. Предполагается продолжение Павловско-Талового прогиба восточнее Шуваловской площади и пересечение им Предуральского прогиба. Отметки поверхности пашийского горизонта днища Павловско-Талового прогиба на Таловой площади —5133 м, на Кошинской —5001 м, на Переволоцкой —3591 м, на Шуваловской —3437 м. Характер выклинивания или срезания терригенной толщи девона Яикским сводом неясен. К северу от днища Павловско-Талового прогиба поверхность пашийского горизонта ха-

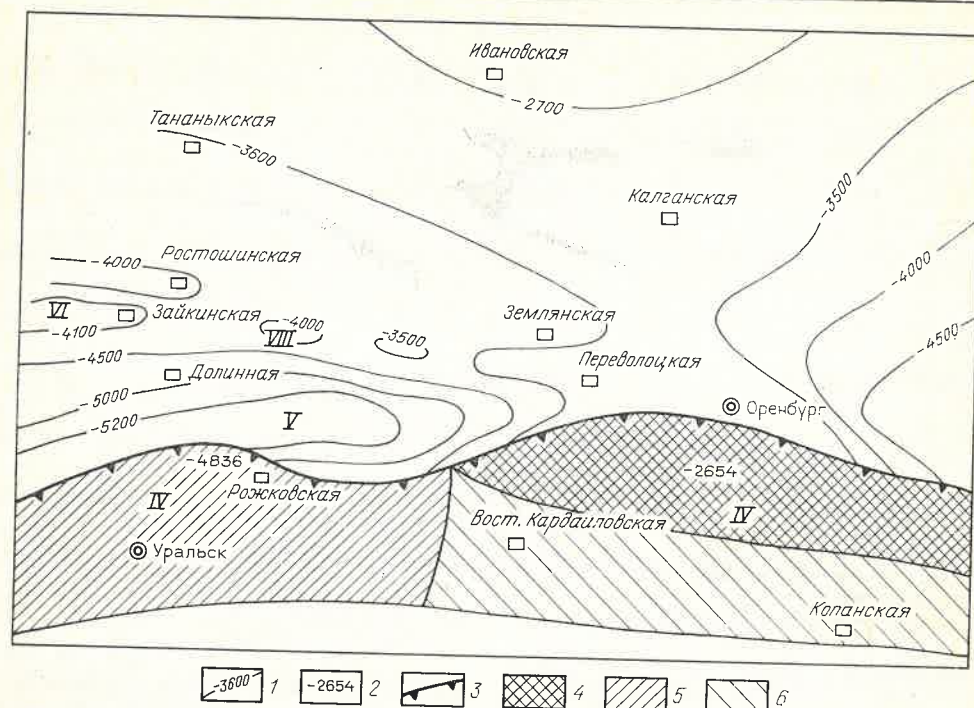


Рис. 3. Схематическая структурная карта по кровле пашийского горизонта (франкий ярус верхнего девона)
1 — изогипсы, м; 2 — абсолютная отметка кровли додевонских отложений в зонах частичного или пол-

ного отсутствия девонских отложений; 3 — северная граница Яикского авлакогена; 4—6 — площади залегающих пород: 4 — каменноугольных на ордовикских, 5 — фаменских на рифей-вендских, 6 — каменноугольных на эйфельских

рактизуется относительно крутым воздыманием: 32 м на 1 км, в то время как севернее 6 м на 1 км.

Терригенная толща девона в Павловско-Таловом прогибе обогащена терригенным материалом. В скв. 113 Кошинской площади в интервале 4885—5145 м вскрыты песчаники, алевролиты и глины. По данным С. П. Макаровой, они относятся к живецкому и франскому ярусам среднего девона. Значительные по мощности терригенные породы вскрыты в скв. 87 Таловой площади. Обогащение терригенным материалом отложений живецкого и франского ярусов отмечается и по ряду других скважин.

Павловско-Таловый прогиб на севере обрамлен Зайкинской грядой (см. рис. 3, VI), южное крыло которой крутое; амплитуда его превышает 1000 м. Для Зайкинской гряды характерно трехкратное увеличение мощности терригенной толщи девона по сравнению с соседними северными территориями за счет сноса обломочного материала с Яикского свода (рис. 4). При этом возросли мощность и число

песчаных пластов, увеличилась мощность карбонатных пород, среди которых появились типично органогенные разности с хорошими коллекторскими свойствами.

Газ, конденсат и нефть получены из девонских отложений на Зайкинской, Ростошинской, Долинной и Ташлинской площадях практически из всех опробованных пластов в диапазоне от 4260 до 5450 м. Наличие органогенных пород указывает на благоприятную обстановку для формирования в этой зоне не только тектонических, но и седиментационных структур. Здесь повсеместно можно ожидать газ и конденсат в выклинивающихся песчаных пластах. Южные склоны Зайкинской гряды весьма благоприятны для поиска литологически и тектонически экранированных залежей углеводородов в девонских отложениях. Не исключено, что продуктивные скважины на упомянутых площадях находятся на едином месторождении подобного типа. Это подтверждается трехкратным увеличением мощности терригенной толщи девона и выполаживанием за-

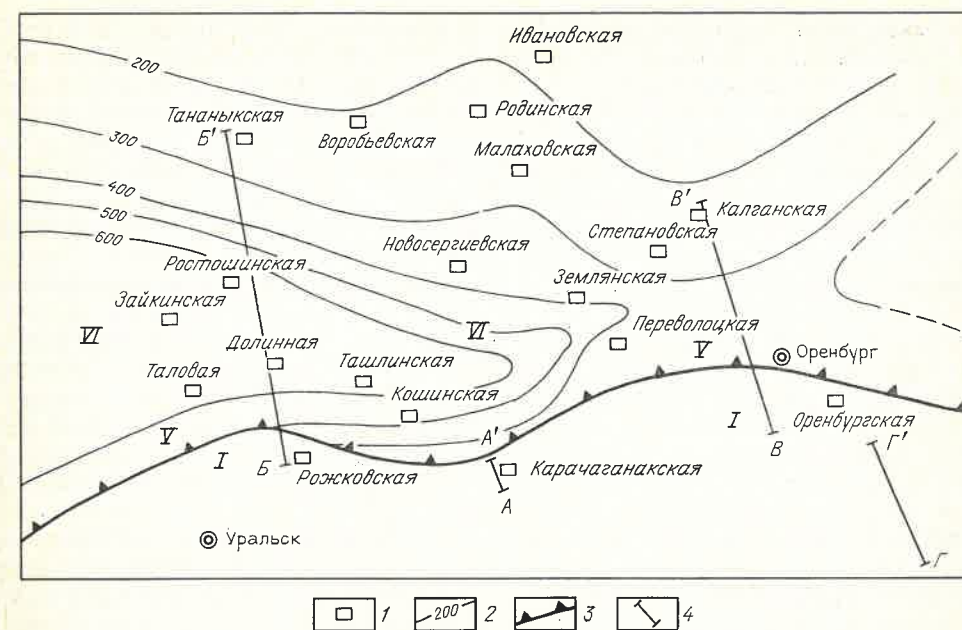


Рис. 4. Схематическая карта мощности терригенной толщи девона (от кровли пашийского горизонта до додевонской поверхности)

1 — площади, по которым использованы данные для построения; 2 — изогипсы, м; 3 — северная граница Яикского свода; 4 — линии профилей (см. рис. 1 и 2)

легания этих пород на севере (см. рис. 1, VI). Из всех опробованных скважин, даже пробуренных на сомнительных структурах, здесь получены притоки углеводородов (Ташла). В Ромашкино и на Оренбургском месторождении из поисковых скважин на небольших локальных структурах получены нефть и газ, однако локальных структур там не оказалось, а выявились единые крупные поднятия. В Зайкинской зоне геологическая обстановка другая, но наблюдаются сходные явления. Длина Зайкинской гряды определяется в 225 км, ширина 25—30 км.

Западная часть Яикского свода погружилась под уровень моря в конце фаменского века, а восточная — в нижнем карбоне. В каменноугольное время додевонская эродированная поверхность свода повсеместно погружалась ниже уровня моря, и здесь отлагались породы, хорошо коррелируемые с горизонтами более северных районов. Активизация Яикского авлакогена проявляется с этого времени в морфологии и других особенностях перекрывающих каменноугольных, пермских и мезо-кайнозойских осадков. Непосредственно над авлакогеном и соответствующим додевонским сводом в

каменноугольное и нижнепермское время отлагаются преимущественно карбонатные, органогенные породы, на ряде участков выявлены погребенные контрастные рифовые постройки, прослеживаются протяженные участки так называемого некомпенсированного прогибания. Массивы карбонатных органогенных пород, состоящие из обломков разрушенных органогенных построек, захороненные рифы и биогермы, а также сопутствующие им депрессионные образования некомпенсированных прогибов рассматриваются нами как породы древних рифовых палеоархипелагов [3].

Яикский свод и активизация авлакогена были наиболее благоприятными для указанного органогенеза. В процессе регионального погружения территории Яикский свод представлял собой относительно приподнятую крупную подводную возвышенность, вода над которой лучше прогревалась; не исключается и более интенсивное ее разогревание за счет глубинных тепловых потоков. В результате неравномерного погружения и этапов активизации многие участки морского дна неоднократно оказывались выше уровня моря, и размываемые органогенные постройки служили источником детри-

тового материала, образующего слоистые карбонатные породы платформенного типа. Смена знака тектонических движений приводила к возобновлению органогенеза и формированию над породами «платформенного типа» различных органогенных построек. Длительные периоды возникновения обстановок, неблагоприятных для органогенеза, характеризуются перерывами осадконакопления.

Группы рифовых островов, неоднократно появлявшихся в каменноугольно-нижнепермском эпиконтинентальном морском бассейне нынешнего северного Прикаспия, в зоне Яикского свода представляли собой рифовые палеоархипелаги. Основные отложения палеоархипелагов — биогермные, детритовые и обломочные известняки; последние сформировались за счет разрушения органогенных построек и переотложения обломочного материала. Депрессии между отдельными органогенными постройками и биогермными грядами выполнены глинисто-карбонатными отложениями. Генетические типы этих отложений установлены в разрезах скважин Карачаганакской, Аксайской и других площадей.

Газонефтеконденсатная залежь Карачаганакского месторождения приурочена к массиву карбонатных пород мощностью 1600 м. Отложения нижнего карбона представлены известняками, светлыми и темно-серыми, трещиноватыми и кавернозными, органогенно-фораминиферовыми с детритом иглокожих, мшанок, брахиопод, а также биогермными водорослевыми, сложенными корковыми формами синезеленых и сифоновыми водорослями. Эти типы пород сформировались в условиях подводной возвышенности Яикского свода. Отложения среднего карбона представлены известняками, органогенными, фораминиферовыми и фораминиферо-водорослевыми.

Граница нижнего и среднего карбона имеет трансгрессивный характер и свидетельствует о проявлении в пределах Карачаганакского поднятия в течение каменноугольного периода двух фаз инверсионных движений — ранне- и позднекаменноугольной.

К началу ранней перми в пределах Карачаганакской площади был сформирован массив карбонатных пород

рифового палеоархипелага, или карбонатная платформа с перепадом отметок в центральной и периферической частях 600—700 м. В ассельское время здесь началось формирование органогенной постройки, которая к концу артинского века приобрела форму, морфологически сходную с современными атоллами. Приуроченность рифов к карбонатным островам современных морей отмечается и в работе А. С. Ионина и В. С. Медведева [6]. Аталловидная форма Карачаганакского рифа устанавливается довольно четко по разрезам скважин, вскрывающих отложения нижней перми в фациях рифового ядра, рифового плато и рифовой лагуны.

В основании пород ассельского яруса лежит пачка раковинных песчаников, сложенных окатанными и гранулированными фрагментами фораминифер, иглокожих, брахиопод и разнообразными водорослями. Фации рифового ядра представлены известняками, биогермными, водорослевыми, тубифитовыми и мшанково-тубифитовыми с детритом криноидей и брахиопод. В фациях рифового плато чередуются биогермные и полидетритовые породы. В биогермных разностях каркасообразующими формами являются тубифиты, табулятные кораллы, криноидеи, серпулы, а сопутствующими — головоногие моллюски, остракоды, трилобиты и брахиоподы. Фации внутренней лагуны имеют другой характер. Биогермные мшанково-тубифитовые известняки слагают нижнюю часть ассельского яруса (скв. Карачаганакская). Выше лежит толща известняков, биоморфных, фораминиферо-водорослевых с прослоями полидетритовых и сгустковых разностей. Вскрытая мощность ассельского яруса изменяется от 192 до 250 м.

Отложения сакмарского яруса представлены переслаиванием фораминиферо-водорослевых и полидетритовых известняков; мощность их от 10 до 108 м. Артинский ярус в фациях рифовой лагуны сложен сгустково-комковатыми известняками с прослоями доломитовых; мощность его 111 м. В фациях рифового ядра и рифового плато преобладают биогермные водорослевые известняки с прослоями детритовых; мощность яруса 53—282 м.

Наиболее интенсивное биогермообразование на Карачаганакской площади отмечается в ассельское время. Вначале здесь формировались каркасные известняки, а затем между отдельными биогермами ядра рифа обособляется зона лагуны овальной или серповидной формы. В сакмарское время органогенез в этом районе почти прекратился, часть рифа была подвергнута денудации и нивелировке. В артинское время продолжалось надстраивание частично разрушенного рифа. В кунгурское время Карачаганакский риф был перекрыт ангидритами и солями.

Обстановка рифового палеоархипелага, включающего массив (платформу) органогенных известняков и контрастные рифы, не ограничивается только описанным участком Карачаганакского месторождения. Условия для образования массива карбонатных органогенных пород были идентичными вдоль всего Яикского свода протяженностью 800 км. Здесь были благоприятные условия и для формирования контрастных рифовых сооружений.

Неотъемлемой частью рифовых палеоархипелагов, как отмечалось, являются и некомпенсированные прогибы — линейные зоны, в которых в силу разных причин органогенные постройки не формировались, а продукты их разрушения не отлагались. Региональное погружение дна моря, сопровождавшееся формированием органогенных построек и отложением карбонатных пород, осадками в это время не компенсировалось.

Карбонатный газоносный массив (платформа) каменноугольного времени в основании Карачаганакской рифогенной структуры указывает на возможное распространение карбонатных органогенных пород вдоль северной внутренней зоны Прикаспийской впадины. Только вскрытая часть органогенных подсолевых пород на Нагумановской площади превышает 800 м, а в других районах они установлены повсеместно. Следовательно, Карачаганакская структура представляет собой не одиночный риф. Биогермное сооружение раннепермского возраста лишь осложняет здесь подстилающий массив (платформу) органогенных пород. Этот массив на севере ограничен

глубоким Аксайским некомпенсированным прогибом (см. рис. 1) и образует Казахстанский мегавал [10]. Положение северного борта прогиба, контролирующего предполагаемый Казахстанский мегавал, установлено западнее с. Илек по данным буровых и геофизических работ. Восточнее Илека ни одна из скважин не вскрыла подсолевые депрессионные образования, характеризующие этот прогиб. Возможно, последний распадается здесь на несколько рукавов [10] или обрамляет Соль-Илецкую зону на юге с недоступными для бурения глубинами. Отсутствие достаточно глубокого прогиба севернее Нагумановской площади привело к ограничению этажа газоносности одноименного месторождения.

Весьма противоречивы данные о положении некомпенсированного прогиба с примыкающими к нему структурами южнее: первоначальные данные геофизики по Кобландинской и Чиликской структурам не подтверждаются. На Рожковско-Карачаганакском профиле пересечении положение Аксайского некомпенсированного прогиба совпадает с северным бортом Яикского авлакогена и Яикского додевонского свода. На Оренбургском профиле (см. рис. 2) по северному борту авлакогена и додевонского свода в вышележащих подсолевых отложениях некомпенсированное прогибание не установлено. Таким образом, в Соль-Илецкой зоне самого высокого залегания додевонских и подсолевых отложений ни прямым, ни косвенным путем не удастся наметить положение некомпенсированного прогиба и взаимосвязанных с ним положительных газоносных структур, а геофизические работы здесь недостаточно эффективны.

Очевидно, зона некомпенсированного прогибания подсолевых отложений только на Рожковском участке совпадает с северной границей Яикского авлакогена, а восточнее на ее положение оказали влияние внутренняя неоднородность авлакогена и перемещение осложняющих его блоков. На Рожковском пересечении совпадают границы авлакогена и подсолевого бортового уступа (см. рис. 1, X). В результате активизации вдоль северной бровки авлакогена в подсолевых отложениях

образовалось валлообразное поднятие, усиленное явлениями органогенеза; оно состоит из Оренбургского (см. рис. 1, XIV) и предполагаемого Северо-Якского (см. рис. 1, IX) валов. Последний располагается на более низком гипсометрическом уровне и в зоне ухудшения коллекторов, тем не менее он представляет перспективную зону нефтегазонакопления. И на Рожковском, и на Оренбургском пересечениях отмечается совпадение северной границы авлакогена с границей распространения соляных гряд кунгурского яруса (см. рис. 1 и 2, XV). Севернее соль характеризуется пластовым залеганием. Мощность отложений кунгурского яруса постепенно увеличивается здесь с севера на юг. Все это указывает на то, что активизация Якского авлакогена происходила в течение длительного времени.

Таким образом, зоне сочленения Прикаспийской синеклизы и Волго-Уральской антеклизы отвечает активизированный Якский авлакоген как проявление растяжения земной коры. Погружение архей-протерозойского фундамента компенсировалось осадками соответствующего возраста. Формирование авлакогена в рифе и венде сопровождалось общим перикратонным погружением более обширной территории. Глубина погружения фундамента превышает 10—15 км. Энергия подвижных оболочек земной коры сказалась на интенсивности и длительности тектонических и взаимосвязанных седиментационных процессов в северной бортовой зоне Прикаспийской впадины. В результате последующего сжатия земной коры и активизации породы, заполнившие авлакоген, испытали воздымание. Образовалось поднятие додевонской поверхности высотой 1,5—2 км.

Формирование и последующая активизация авлакогена во времени и пространстве имели неравномерный характер, отразившийся на возрасте заполняющих его пород, стратиграфических несогласиях в более молодых отложениях, явлениях некомпенсации и органогенеза, форме залегания солей и т. д.

Следовательно, граница между Прикаспийской синеклизой и Волго-Уральской антеклизой проходит по се-

верному борту Якского авлакогена. Границы же, проводимые по гравитационной ступени, распространению соляных гряд и куполов или подсолевым бортовым уступам, не везде отвечают этому главному определяющему фактору.

Активизация Якского авлакогена предопределила формирование Оренбургской, Северо-Якской, Зайкинской и Казахстанской зон нефтегазонакопления, представляющих объекты для проведения поисковых работ на нефть и газ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бакиров А. А., Бакиров Э. А., Мстиславская Л. П. Прикаспий — перспективный нефтегазоносный район страны. — Геология нефти и газа, 1983, № 10, с. 1—6.
2. Валеев Р. Н. Тектоника и минералогия рифа и фанерозоя Восточно-Европейской платформы. М., Недра, 1981.
3. Геологическое строение Оренбургского газоконденсатного месторождения и перспективы дальнейших геологоразведочных работ в пределах Якского свода/И. А. Шпильман, С. П. Максимов, А. А. Воробьев и др. — Геология нефти и газа, 1972, № 7, с. 1—9.
4. Грачевский М. М., Сипко Т. А. Фации нижнепермского барьерного рифа в Саратовском Поволжье. — Докл. АН СССР, 1973, т. 210, № 2, с. 419—421.
5. Золотов А. Н. Тектоника и нефтегазоносность древних толщ. М., Недра, 1982.
6. Ионин А. С., Медведев В. С. Морфолито-генетические зоны островных атолловидных рифогенных структур океана. — В кн.: Континентальные островные шельфы. Рельеф и осадки. М., Недра, 1981, с. 251—260.
7. Карта рельефа фундамента Восточно-Европейской платформы. Под ред. Н. В. Неволлина. М., Недра, 1973.
8. Кожевников И. И. Тектоника и перспективы нефтегазоносности северной части территории северо-каспийского прогиба. — Геология нефти и газа, 1959, № 1, с. 18—21.
9. Наливкин Д. В. Геология СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1962.
10. Направление и методика проведения геологоразведочных работ с целью открытия и разведки газоконденсатных месторождений в северной бортовой части Прикаспийской впадины/С. П. Максимов, И. А. Шпильман, Р. Б. Бахтияров, С. И. Шпильман. — Геология нефти и газа, 1983, № 1, с. 1—8.
11. Нижнеэфельские отложения Оренбургской области/С. П. Макарова, Т. Н. Маркова, В. П. Кирихина, А. Д. Архангельская. — Геология нефти и газа, 1983, № 5, с. 52—55.
12. Новые данные по геологии и нефтегазоносности Якского свода/С. П. Максимов, И. Н. Капустин, Л. Г. Кирихин, С. П. Ро-

гова. — Геология нефти и газа, 1981, № 5, с. 20—27.

13. Разведка бортового уступа Прикаспийской впадины — неотложная задача/Н. С. Ерофеев, А. Г. Алексин, Г. П. Макаров и др. — Геология нефти и газа, 1970, № 5, с. 10—16.
14. Сапожников Р. Б., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Основные направления поисков

углеводородов в палеозойских отложениях Прикаспийской впадины с позиций сеймо-стратиграфического анализа. — Геология нефти и газа, 1983, № 10, с. 10—16.

15. Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 5, с. 28—42.

УДК 553.98.041 (479.24)

Ш. Ф. МЕХТИЕВ, З. А. БУНИАТ-ЗАДЕ,
Р. С. НАДИРОВ (Ин-т геологии АН АзССР)

Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Предталышья

Северо-восточное предгорье Талышского хребта — Предталышье (рис. 1) издавна привлекает внимание геологов естественными нефтегазопоявлениями, связанными с олигоцен-миоценовыми отложениями, однако до настоящего времени здесь не обнаружено ни одного месторождения нефти или газа.

В истории геологической изученности Талыша и Предталышья можно выделить два этапа: начальный (до 1950 г.) и современный (с 1951 г.). Основные результаты работ первого этапа отражены в трудах Н. М. Леднева (1913 г.), В. В. Богачева (1926 г.), П. П. Авдусина (1930 г.), К. А. Машковича (1930 г.), Е. Я. Дмитриева (1932 г.), А. Г. Поминова (1932 г.), М. М. Алиева (1933 г.), А. Ф. Михайлова (1936 г.), В. П. Куцева (1937 г.), В. П. Ренгартена (1939 г.), Э. А. Тагиева (1946 г.), В. Е. Хаина (1946 г.) и др. Многочисленные естественные нефтегазопоявления подробно описаны в монографии [3]. Обобщение и анализ результатов проведенных исследований, геофизических работ и структурно-картировочного бурения позволили выделить (с юга на север) три тектонических элемента в пределах Горного Талыша (Астаринский антиклинорий, Ярдымлинский синклинорий и Буроварский антиклинорий) и один в предгорной полосе Северного Талыша (Астраханбазарский синклинорий); в пределах последнего были выделены также Тумарханлинская, Гермелинская и Агдашская антиклинали, где в процессе бурения наблюдались интенсивные нефтегазопоявления.

ния из олигоцен-миоценовых отложений.

Современный уровень знаний об особенностях геологического строения рассматриваемого района отражен в работах Р. М. Абдуллаева, Б. М. Авербуха, Ш. А. Азизбекова, А. Э. Багирова, А. С. Байрамова, М. П. Воронина, А. И. Исмаил-Заде, Н. Г. Мамедова, Ш. Ф. Мехтиева и др. В 50-х годах были проведены геофизические работы и пробурен ряд скважин с целью освещения геологического строения региона и определения перспектив его нефтегазоносности. Из пробуренных в 50-е годы на Новоголовской площади семи скважин пять на глубинах 1675 м (скв. 3) и более (скв. 6, 7, 8, 9) вскрыли отложения осадочно-туфогенной фации условно верхнемелового возраста.

В 1963—1965 гг. в Муганской степи пробурены три скважины, две из них соответственно южнее и юго-восточнее г. Пушкино. Одна (скв. 2) при забое 1812 м вышла из продуктивной толщи и углубилась на 52 м в отложения миоцена, пройдя 30 м в караганских и 22 м в чокракских породах. Так удалось установить, что выклинивание отложений продуктивной толщи происходит южнее этих скважин. Сква. 3, пробуренная в 13 км к востоку от пос. Пришиб, пройдя 120 м в продуктивной толще, вскрыла на глубине 1400 м вулканогенные эффузивные породы. Визуально они были определены как туфопорфириты, а возраст их по аналогии с развита в Талыше туфогенной фацией принимался эоценовым. Петрографический анализ

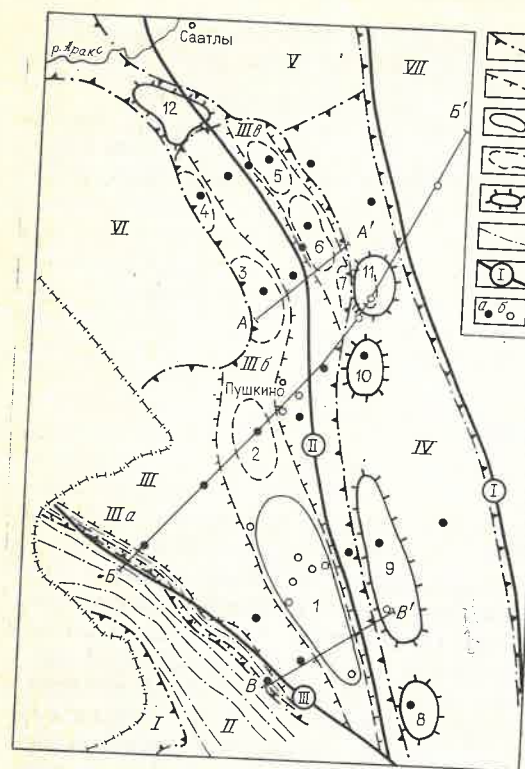


Рис. 1. Схема тектонического районирования Предталяшья

1 — границы региональных структурных элементов: I — Ярдымлинского синклинория, II — Буварварского антиклинория, III — Предталяшского прогиба (синклинория), IV — Предталяшского погребенного поднятия, V — Саатлы-Кюрдамирского погребенного поднятия, VI — Белясувар-Карадонлинского погребенного выступа, VII — Нижнекуринской впадины; 2 — границы антиклинальных зон: IIIa — Тумарханлы-Гермелинской, IIIб — Западнокурдско-Новоголовской, IIIв — Курдско-Халфалинской; 3 — антиклинальные структуры, выявленные по данным сейсморазведки и бурения (1 — Новоголовская); 4 — антиклинальные структуры, выявленные по данным сейсморазведки (2 — Пушкинская, 3 — Агаеринская, 4 — Западно-Курдская, 5 — Курдская, 6 — Халфалинская, 7 — Среднемуганская); 5 — локальные выступы, выявленные по комплексным геофизическим данным (8 — Кызылагачский, 9 — Южно-Муганский, 10 — Северо-Шорсулинский, 11 — Среднемуганский, 12 — Варханский); 6 — осевые линии брахиантиклиналей; 7 — глубинные разломы (цифры в кружках): I — Западно-Каспийский; II — Масаллы-Турманчайский; III — Предталяшский; 8 — скважины (а — рекомендуемые, б — пробуренные)

(Э. А. Даидбекова) показал, что породы представлены фельзитофирами, андезитами и известковисто-кремнистыми образованиями, имеющими вид мелкозернистого мозаичного агрегата халцедона.

В 1975—1978 гг. на Среднемуганской площади были пробурены две параметрические скважины. Сква. 1 на глубине около 2900 м вошла в несогласно перекрытые продуктивной толщей отложения предположительно кампанского яруса, а на глубине

3500 м вскрыла известняки возможно сантонского возраста. Сква. 2 на глубине 3200 м вошла в несогласно перекрытые продуктивной толщей известняки предположительно сантонского возраста, а на 3500 м — в эффузивные породы, представленные сильно измененным порфиритом (в интервале 3500—4200 м), пироксеновым порфиритом (4200—4800 м), андезитами и габбро (до забоя 5015 м).

В Азербайджане по аномалиям силы тяжести первого порядка выявлен крупный Талыш-Вандамский гравитационный максимум [1]. В его пределах выделено несколько максимумов второго порядка, в том числе Саатлы-Кюрдамирский и расположенный южнее Предталяшский, охватывающий восточную часть рассматриваемой территории.

Важные результаты были получены при проведении здесь в 70-х годах трестом «Азнефтегеофизика» сейсморазведочных работ, охвативших обширную территорию к юго-востоку от пос. Саатлы до предгорий Талыша. Материалы этих работ позволили осветить структурно-тектонические соотношения отложений, установить границы распространения отдельных стратиграфических единиц и обнаружить ряд погребенных структур по палеоген-меловым породам.

Обобщение и анализ результатов всего комплекса геолого-геофизических работ по Предталяшью с учетом данных космодатасъемок позволили получить более четкое представление о его глубинном строении, по-новому провести тектоническое районирование и дать обоснование перспектив нефтегазоносности олигоцен-миоценовых, палеогеновых и меловых образований.

Данные многочисленных скважин подтверждают, что положительные гравитационные аномалии Куринской впадины являются отражением погребенных вулканогенных пород. В пределах Предталяшского гравитационного максимума они вскрыты в разрезах Среднемуганского (сква. 2, на глубине 3500—5015 м) и Южно-Муганского (сква. 3, на глубине 1440—1659 м) локальных поднятий. Очевидно, обе скважины вскрыли вулканогенные образования одного и того же линейно вытянутого структурно-тектонического

элемента — Предталяшского погребенного поднятия, который служит естественным продолжением Саатлы-Кюрдамирского погребенного поднятия, соответствующего одноименному гравитационному максимуму.

Обособление Предталяшского гравитационного максимума от Саатлы-Кюрдамирского обусловлено сужением области развития вулканогенных образований и их относительным погружением севернее Среднемуганского поднятия. Подтверждением единой структурно-тектонической и генетико-формационной природы Талыш-Вандамского гравитационного максимума является и Западно-Каспийский разлом, четко очерчивающий его восточную границу.

Из числа наиболее характерных особенностей Предталяшья следует прежде всего отметить региональные глубинные разломы [7]. Ознакомление с различными материалами космодатасъемки [2] несколько изменило наши представления о тех частях известных разломов, которые проходят на рассматриваемой территории. Прежде всего это касается южной субмеридиональной части Западно-Каспийского глубинного разлома, отделяющего Предталяшское погребенное поднятие от южной части Нижнекуринской депрессии. Другой субмеридиональный глубинный разлом, названный нами Масаллы-Турманчайским, находится западнее предыдущего — между Предталяшским погребенным поднятием и Курдско-Халфалинской антиклинальной зоной на северо-востоке и Западнокурдско-Новоголовской антиклинальной зоной на юго-западе. Глубинный разлом восточно-юго-восточного простирания — Предталяшский — сечет Тумарханлы-Гермелинскую антиклинальную зону и служит границей между Талышским антиклинорием и Куринской впадиной.

В целом Предталяшский максимум силы тяжести отражает одноименное погребенное поднятие, сложенное вулканогенными породами. Кстати, относительно возраста последних нет единого мнения. Не дают однозначного ответа на этот вопрос и данные об абсолютном возрасте пород. Надо полагать, что вулканогенные образования Куринской впадины могут быть дати-

рованы от эоцена до верхней юры включительно. Для более конкретной датировки необходимо проведение специальных исследований. Мы будем использовать принятые в геологических и геофизических производственных организациях определения «эффузивные породы верхнего мела», «карбонатная фация сантонского возраста» и «терригенно-туфогенные образования верхнего мела».

В результате геолого-геофизических работ определены границы выделенного ранее [4] Предталяшского краевого прогиба. По тектонической характеристике, особенностям глубинного строения и истории геологического развития его можно считать южной оконечностью Куринской впадины. Южная часть рассматриваемой территории до конца олигоцена — начала миоцена имела с Талышской геосинклиналью тесную связь и мало отличалась от нее. Позже, начиная с раннего и среднего миоцена, когда в области Талыша возникло сводовое поднятие, в Предталяшской области произошло прогибание и накопление верхней молассовой формации. С этого момента выделился Предталяшский прогиб, история геологического развития которого резко отличается от Талышской складчатой области и близка к таковой Куринской впадины [4]. При этом материалы сейсморазведки показывают, что оконтуриваемый нами Предталяшский прогиб целиком включает ранее выделенный [3] и описанный в геологической литературе Астраханбазарский синклинорий, а также его северное продолжение до Саатлы-Кюрдамирского погребенного поднятия (см. рис. 1).

В целом единый Предталяшский прогиб ограничен с севера Саатлы-Кюрдамирским, с востока Предталяшским погребенными поднятиями, с юга и юго-запада — Тумарханлы-Гермелинской антиклинальной зоной. На западе он ограничивается Белясувар-Карадонлинским выступом, а на северо-западе, по нашему мнению, — недавно выявленным (Ю. Г. Мхитарян, 1977 г.) по геофизическим данным Варханским поднятием, которое служит, с одной стороны, перемычкой между Белясувар-Карадонлинским выступом и Саатлы-Кюрдамирским под-

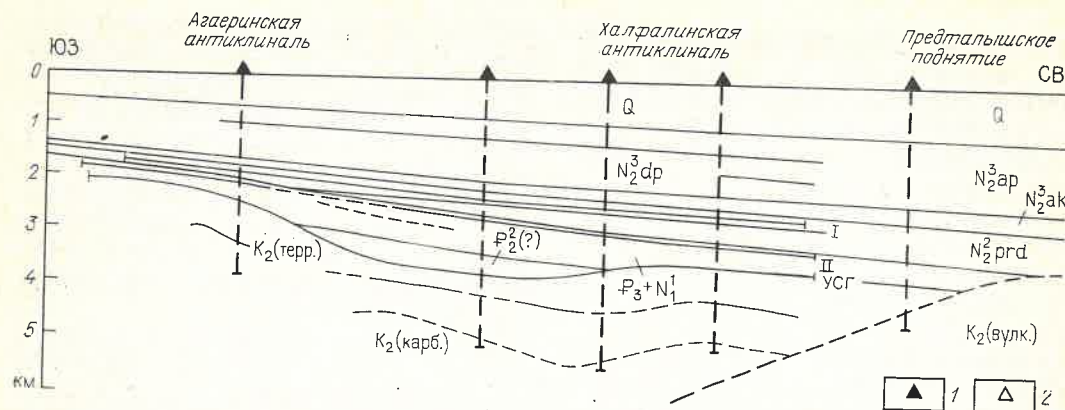


Рис. 2. Сейсмогеологический профиль А—А1

Скважины: 1 — рекомендуемые; 2 — пробуренные

нятием, а с другой, — границей бассейна осадконакопления палеоценовых отложений Евлах-Агджабединского и Предталышского прогибов (рис. 2).

Ниже кратко охарактеризуем вскрытый скважинами разрез (снизу — вверх) и выделим возможно нефтегазоносные интервалы. При этом особый интерес вызывают (по аналогии с нефтяными месторождениями Мурадханлы и Самгори) эффузивные, карбонатные и терригенно-туфогенные образования, возраст которых не уточнен и условно принимается как эоцен-верхнемеловой.

Эффузивные породы условно верхнемелового возраста вскрыты на западном склоне Предталышского погребенного поднятия в скв. 2 на Среднемуганском (рис. 3) и скв. 3 на Южно-муганском (рис. 4) погребенных выступах. Они представлены измененным пироксеновым порфиритом, андезитами и габбро (скв. 2) и выветрелыми, трещиноватыми и кавернозными породами палеотипного облика (скв. 3); при условии если они будут

перекрыты плотными глинами, их можно рассматривать в качестве благоприятных для нефтегазонасыщения (по аналогии с месторождением Мурадханлы).

Карбонатная фация (условно сантонского возраста) также вскрыта в пределах Предталышского погребенного поднятия (скв. 1 и 2, Среднемуганский выступ). В сочетании с подстилающими вулканогенными породами рассматриваемые карбонатные отложения могут образовать неструктурные ловушки (подобно карбонатному эоцену Мурадханлы).

Терригенно-туфогенные образования (условно верхнемелового возраста) вскрыты в Предталышском прогибе на Новоголовской (поисковые скв. 3 и 6—9) и Среднемуганской (скв. 4) площадях, где представлены туфопесчаниками и туфобрекчиями, чередующимися с глинами сильнокарбонатными, местами песчанистыми. В целом для нефтегазонасыщения эти образования в литофациальном отношении мало благоприятны. Лишь при условии

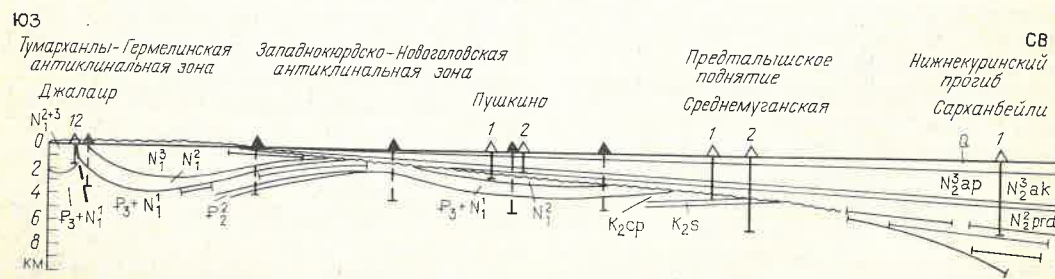


Рис. 3. Сейсмогеологический профиль Б—Б1

Усл. обозн. см. рис. 2

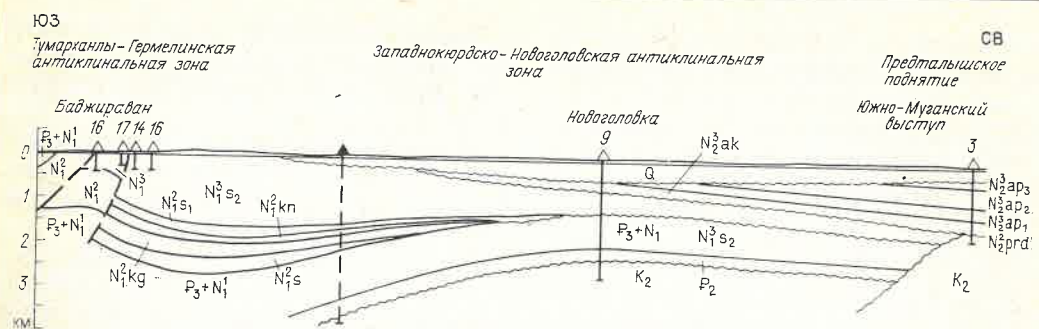


Рис. 4. Сейсмогеологический профиль В—В1

Усл. обозн. см. рис. 2

улучшения литофациальных характеристик в северной и северо-западной частях рассматриваемого прогиба они могут представлять практический интерес на Западно-Кюрдской, Кюрдской, Агаеринской и Халфалинской антиклиналях, а также в зоне северного погружения Предталышского погребенного поднятия (см. рис. 2).

Отложения эоцена, залегающие на размытой поверхности возможно меловых пород, вскрыты на Новоголовской площади (поисковые скв. 3, 6, 7 и 9) и выражены терригенно-туфогенной толщей. При благоприятных литофациальных изменениях этот комплекс может быть нефтегазонасыщенным в зоне несогласного прилегания пород к эффузивам Предталышского погребенного поднятия и в северо-западной части Предталышского прогиба, в пределах Западно-Кюрдской, Агаеринской, Кюрдской и Халфалинской антиклиналей.

Отложения майкопа (олигоцен — нижний миоцен), вскрыты в Предталышском прогибе (в Тумарханлы-Гермелинской зоне и на Новоголовской антиклинале), представлены туфопесчаниками и туфобрекчиями с отдельными прослоями песков и песчаных глин, с дайками базальтов и базальтоидных порфиров; на западе и юго-западе от площади Новоголовки наблюдается постепенное замещение туфогенной фации терригенной. Литофациальные предпосылки нефтегазоносности по этим отложениям относительно благоприятны на далеких юго-западных погружениях Западно-Новоголовской антиклинальной зоны, где предполагается наличие неструктурных ловушек.

При благоприятных литофациальных изменениях аналогичные ловушки могли сформироваться и вдоль обоих бортов Предталышского прогиба: восточного — вдоль юго-западных склонов Предталышского погребенного поднятия и западного — вдоль восточных и северо-восточных склонов Белясувар-Карадонлинского выступа. Возможно следует провести бурение и испытание скважин в разрезах майкопских отложений в пределах антиклиналей северо-западной части прогиба.

Образования среднего миоцена развиты вдоль Тумарханлы-Гермелинской антиклинальной зоны, на юго-западном склоне южной части Западно-Кюрдско-Новоголовской антиклинальной зоны и в прилегающей синклинали, протягивающейся вдоль северо-восточного склона последней.

Чокракские отложения выражены в терригенно-карбонатной литофации и представлены карбонатными глинами, чередующимися с сильноглинистыми, слабокарбонатными плотными песчаниками и доломитизированными мергелями.

Караганские породы трансгрессивно залегают на чокракских и представлены в пределах Тумарханлы-Гермелинской зоны плотными песчанистыми глинами с прослоями трещиноватых плотных мергелей и косослоистых песчаников, а на Новоголовской площади (скв. 7) — прибрежными песчано-глинистыми отложениями мощностью 14 м.

Конкские отложения регрессивно залегают на караганских и выражены плотными песчанистыми глинами с прослоями хорошо сцементированных

песчаников и мергелей; в западном направлении наблюдается выпадение из разреза мергелистых пачек.

По литолого-фациальной характеристике среднемиоценовые отложения могут быть благоприятными для нефтегазоаккумуляции в зоне их выклинивания на юго-западном склоне центральной и южной частей Западно-Курдско-Новоголовской антиклинальной зоны.

Отложения верхнего миоцена развиты вдоль Тумарханлы-Гермелинской антиклинальной зоны и в прилегающей части Предталышского прогиба.

Нижнесарматские породы представлены двумя пачками: нижней — глинистой, развитой на Баджированской и Агдашской площадях, и верхней — глинисто-песчаной, распространенной кроме указанных также на Агдашской, Агдаш-Лазранской и Новоголовской площадях.

Среднесарматские отложения трансгрессивно залегают на нижнесарматских в южной части Предталышского прогиба. В их разрезе условно выделяются четыре литофациальные пачки (снизу вверх): песчано-глинистая, глинисто-конгломерато-песчаная, глинистая и глинисто-песчаная, наиболее четко прослеживаемые на площади Агдаш.

Верхнесарматские образования вскрыты только на Новоголовской площади и представлены песчанистыми глинами с пропластками карбонатного песка.

По литолого-фациальной характеристике благоприятными для нефтегазоаккумуляции могут считаться нижне- и среднесарматские отложения в зонах погружения юго-западного крыла Новоголовского поднятия.

Породы среднего плиоцена, вскрытые на Пушкинской и Южно-Муганской площадях, выклиниваются по линии, проходящей от Беясувар-Карадонлинского выступа на юго-восток по северо-восточному крылу Пушкинского поднятия и далее огибающей с востока Новоголовское поднятие. Это песчанистые глины с прослоями песчаников и конгломератов, причем в юго-восточном направлении количество песчаников увеличивается за счет конгломератов.

Выклинивающиеся песчаные пласты среднего плиоцена заслуживают внимания как возможные ловушки нефти и газа.

Верхнеплиоценовые и постплиоценовые отложения встречаются повсеместно, но практического интереса не представляют.

Все вышеизложенное позволяет более высоко оценить перспективы нефтегазоносности Предталышского прогиба и одноименного погребенного поднятия. Основанием для этого служат выявленные локальные антиклинальные структуры, с которыми могут быть связаны ловушки различного типа — Тумарханлы, Ширинсу, Агдаш, Джалаир, Новоголовка и др. Из скважин на этих площадях уже получены нефть, газ, а также отмечены их проявления. Кроме того в Куринской впадине обнаружены промышленные скопления нефти в эффузивных образованиях (Мурадханлы, Самгори).

Исходя из приведенных данных можно рекомендовать три направления поисков месторождений УВ в Предталыше:

1) в палеоген-меловых отложениях Предталышского прогиба;

2) в эффузивных образованиях Предталышского погребенного поднятия, в зонах выклинивания на западном и восточном его склонах, а также несогласного прилегания пород к эффузивным породам в пределах самого прогиба;

3) в палеоген-миоценовых отложениях в зоне юго-западного погружения Новоголовского и Пушкинского поднятий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

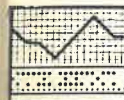
1. Гаджиев Р. М. Глубинное геологическое строение Азербайджана. Баку, Азгосиздат, 1965.
2. Геологическое дешифрирование космических снимков восточной части Средиземноморского пояса/Л. С. Бызова, Я. Г. Кац, М. Л. Кооп и др. М., Недра, 1981.
3. Мехтиев Ш. Ф., Байрамов А. С. Геология и нефтеносность Ленкоранской области. Баку, Изд. АН АЗССР, 1953.
4. Мехтиев Ш. Ф., Байрамов А. С. О Предталышском краевом прогибе и его внутреннем строении. — АНХ, 1967, № 4, с. 4—8.
5. Мехтиев Ш. Ф., Буннат-Заде З. А., Надиров Р. С. Методика выявления поисковых скоплений углеводородов стратиграфического и литологического типов в трехэтажном

осадочном бассейне на примере Предталышского прогиба. — В кн.: Методика поисков стратиграфических и литологических залежей нефти и газа. Баку, 1983, с. 5—16.

6. Надиров Р. С. Опыт использования структурно-рангового критерия при тектоническом районировании и выделении нефтепоисковых объектов на примере Предталышья. —

В кн.: Мат-лы Всесоюз. конфер. «Системный подход в геологии». Тезисы докл. М., Недра, 1983, с. 31—32.

7. Шихалибейли Э. Ш. Глубинные разломы. Поперечные разломы и флексуры Малого Кавказа. — В кн.: Геология СССР, т. XLVII, Азербайджанская ССР. М., Недра, 1976, с. 367—382.



ЭКОНОМИКА И ОРГАНИЗАЦИЯ

УДК 553.94 : 681.3.06

В. В. ПОПОВ (ВНИГРИУголь)

Система сбора и обработки информации при поисках и разведке угольных месторождений

Поиски и разведка угольных месторождений могут быть рассмотрены как целенаправленный процесс сбора, хранения и обработки информации о количестве и горно-геологических условиях разработки полезного ископаемого, об экономической целесообразности эксплуатации и охране окружающей среды. С этой целью планируется создание автоматизированной системы обработки информации по угольным месторождениям (АСОИ — «Углеразведка») как часть общей системы ОАСУ — «Геология» [1, 2].

Имеющий опыт разработки математического обеспечения по угольным месторождениям во ВНИГРИУголь, ВНИИГИС, в Мингео УССР (КОМЭ, ПГО «Южургеология», «Донбассгеология», «Укргеофизразведка»), в Мингео РСФСР (ПГО «Запсибгеология», «Красноярскгеология», «Полярноуралгеология»), КОМЭ и ПГО «Центрразгеология» Мингео КазССР показал эффективность и перспективность разработки автоматизированных систем. Вместе с тем разработанные системы не охватывали всего комплекса решаемых геологических задач, связанных с поисками и разведкой угольных месторождений.

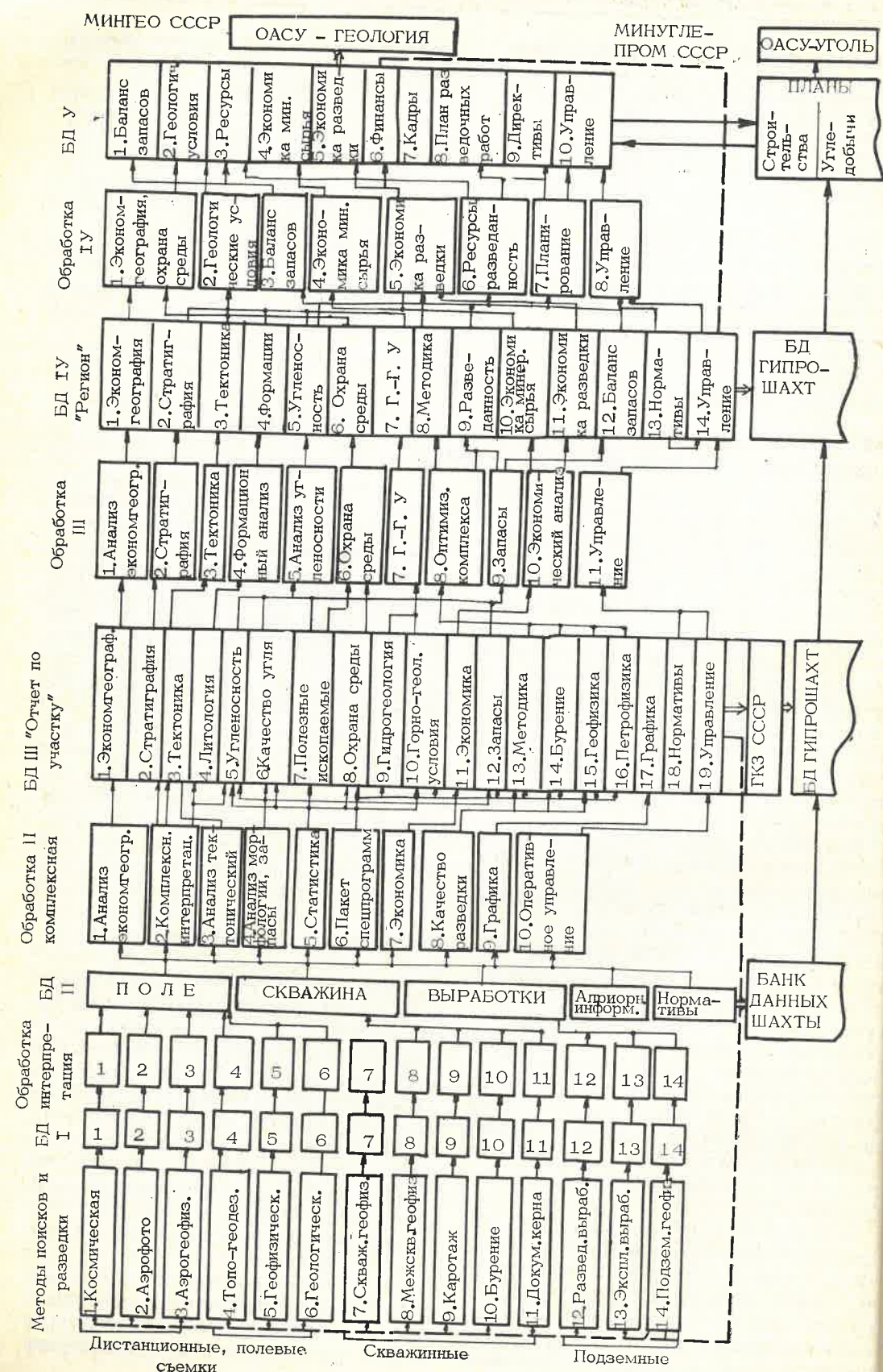
В разведке углей используется информация от 14 групп источников — методов разведки: космической, аэрофото-, аэрогеофизической, топо-геодезической, геофизической и геологической съемки, бурения, каротажа, документации и анализа керна, скважинной,

межскважинной и подземной геофизики, разведочных и эксплуатационных горных выработок.

Система АСОИ — «Углеразведка» должна позволить расширить объем исходной информации как за счет применения новых высокоэффективных, так и исключения устаревших методов. Каждый из перечисленных видов разведки представляет собой группу методов измерения, сбора, хранения и обработки информации, имеет свою систему понятий и терминологию. Из всех видов разведки только методы, связанные с бурением скважин и проходкой горных выработок, дают информацию непосредственно о полезном ископаемом — угле; все же остальные решают в основном структурные, стратиграфические и литологические задачи.

Автоматизированная система обработки геолого-геофизической информации АСОИ — «Углеразведка» по организационному принципу, принятой технологии разведки, степени обобщения данных и решаемым задачам включает четыре уровня обработки (рис. 1), каждый из которых имеет свои исходный и конечные банки данных, причем выходной банк нижнего уровня является исходным для следующего. Первичная информация вводится в систему только один раз.

Первый уровень обработки соответствует специализированным геофизическим, геохимическим, гидрогеологическим экспедициям и геологораз-



дочным партиям, которые производят сбор первичной информации, ее документацию, накапливание и хранение. На этом уровне информация не имеет ни общей понятийной основы, ни геологической модели, поэтому данные, полученные каждым методом разведки, накапливаются и обрабатываются отдельно с помощью специальных автоматизированных систем (ГЕОПАК, АСОИГИС, СЕЙСПАК, АСУТП-«Бурение» и др.): производятся интерпретация материалов, перевод на общий геологический язык и увязка в пространстве. Выходные данные банка включают пять основных видов информации — информацию, привязанную: 1) по площади разведываемого участка, 2) к скважинам, 3) к горным выработкам, 4) априорную директивно-нормативную (директивы, ОСТы, ГОСТы, нормативы, действующие разнообразные классификации минералов, пород, месторождений, горно-геологических условий и др.); 5) управленческую.

Второй уровень обработки выполняется геологоразведочными экспедициями (ГРЭ). Это — накопление информации от поисков до детальной разведки, управление разведочным процессом, оперативная и окончательная обработка информации, подготовка данных к отчету по разведке участка для защиты в ГКЗ СССР. Обработка информации по участку включает 18 групп задач, а выходная база (БД III) данных (основа для составления отчета по разведке) имеет 19 секций (см. рис. 1). Каждая из этих основных решаемых задач разбивается на множество более мелких. Например, 10 — прогноз горно-геологических условий (Г-ГУ) обработки месторождений — охватывает: а) изучение закономерностей изменения физико-механических свойств пород; б) прогноз устойчивости пород и будущих горных выработок; в) газоносность углей и вмещающих пород; г) оценку напряженного состояния пород; д) определение выбросоопасности месторождения; е) изучение температурного режима; ж) самовозгораемость углей; з) силикозоопасность и др.

Обработка информации на втором уровне предусматривает автоматизированное построение карт, разрезов, графиков, оформление отчетов, составле-

ние проектно-сметной документации по разведке, выполнение расчетов для составления технико-экономических соображений (ТЭС), докладов (ТЭД) и обоснования кондиций (ТЭО). Результирующая информация поступает в банк данных третьего уровня (банк «Отчет по участку»).

Третий уровень обработки предусматривает решение 11 групп задач, включающих обобщение данных по территории, выделение перспективных участков для разведки, оценку ресурсов и планирование разведки по угольным месторождениям и бассейнам. Организационно эта работа выполняется научно-производственными (НПО), производственно-геологическими (ПГО) объединениями и научно-исследовательскими институтами.

В блок «Управление разведкой» входит решение задач, связанных: а) с работой буровых бригад [6], б) геофизической съемкой, в) каротажом, г) геологической службой, д) с работой аналитических лабораторий, е) транспортом, ж) с комплексированием методов в процессе разведки, з) контролем за исполнением принятых решений, и) строительно-монтажными работами, к) ремонтом и профилактикой оборудования, л) технико-экономическим планированием, м) финансовой деятельностью, н) планированием, оперативным управлением и отчетностью материально-технического снабжения, о) бухгалтерским учетом и отчетностью, п) анализом себестоимости, р) с учетом трудовых затрат и нормирования, с) с комплектованием и управлением кадрами, т) управлением технологическими процессами. Результаты обработки данных выводятся в банк данных четвертого уровня.

Четвертый уровень обработки предназначен для обобщения данных об угленосных месторождениях по крупным регионам и стране в целом для Министерства геологии СССР, а также министерств и управлений геологии союзных республик. Результаты обработки выносятся в банк данных пятого уровня, который связан с системой ОАСУ — «Геология».

АСОИ — «Углеразведка» на разных уровнях связана с системами информационного обеспечения геологических задач и автоматизированного проекти-

рования шахт (САПР — «Уголь») Минуглепрома СССР. В системе АСОИ — «Углеразведка» предусмотрены обратные информационные связи на разных уровнях для управления и оптимизации процесса разведки угольных месторождений.

Поиски и разведка угольных месторождений делятся на шесть стадий — съемочную, поисковую, предварительную, детальную, в горном отводе и эксплуатационную разведки и семь подстадий, представляющих собой систему последовательного накапливания все более детальной информации. Это позволяет направлять разведку на более перспективные площади, а применение автоматизированных систем обработки информации делает ее более целенаправленной, дает возможность принимать решения до завершения очередной стадии разведки, а значит, экономить средства и объемы работ, более гибко ими маневрировать.

Объем информации, получаемой в процессе разведки угольных месторождений, колеблется в очень широких пределах и зависит от размеров участка, применяемого геолого-геофизического комплекса, глубины разведки, угленасыщенности, объема бурения, обнаженности, наличия горных выработок и др. Основной объем информации дают сейсморазведка и бурение. В Донецком бассейне при детальной разведке участка выполняется 200—400 км сейсмических профилей ОГТ, плотность информации в среднем составляет 10^6 бит на километр профиля (10^8 — 10^9 бит на участок). Расчеты показывают, что на каждые 1000 м проходки скважины общее количество геолого-геофизической информации составляет $3 \cdot 10^5$ — $3 \cdot 10^6$ слов (порядка 10^7 бит) с учетом информации по документации керна, лабораторным анализам и каротажу. Для разведки одного участка бурится 100—500 скважин; объем информации в зависимости от глубины составляет 10^8 — 10^{10} бит на 1 участок без полевых геофизических методов измерений. Объем информации по данным дистанционных, полевых геологических и геофизических съемок по разведочному участку не превышает 10^3 — 10^4 бит информации на 1 км². Эти ориентировочные данные показывают, какова ин-

тенсивность потока и объема обрабатываемой информации при разведке угольных месторождений.

С точки зрения теории информации геолого-геофизические методы можно рассматривать как канал связи, по которому передаются сигналы [14]. Информационная ценность метода по отношению к поставленной задаче может быть определена по средней информации, получаемой в результате решения конкретной задачи. Под информативностью метода понимается сумма средних объемов информации относительно всех решаемых геологических задач [12].

Все задачи, решаемые с помощью геолого-геофизических исследований скважин, могут быть разбиты на четыре типа: а) распознавание (выделение полезных ископаемых, литологическое расчленение разреза и др.); б) определение разрешающей способности (мощности и структуры пластов); в) корреляция (оценка показателей качества углей и физико-механических свойств пород по данным ГИС и др.); г) прямые измерения (инклинометрия, термометрия, кавернометрия и др.).

Информативность метода в задаче распознавания может быть оценена по разности априорной и условной энтропии, получаемой в результате измерений [14]:

$$I = H(A) - H(A/B).$$

Информативность метода при решении таких задач, как оценка мощности и структуры (разрешающая способность), прямые измерения, может быть определена [12] из формулы

$$I = \frac{1}{2} \log \left(\frac{\sigma_0^2}{\sigma_{\Delta}^2} + 1 \right),$$

где σ_{Δ} — среднеквадратичная погрешность измерения; σ_0 — среднеквадратичное отклонение измеряемой величины.

Если методами математической статистики можно определить статистические показатели связи (коэффициент корреляции, корреляционные отношения), то в этом случае количество информации, содержащейся в измерениях, может быть определено по формуле [14]

$$I = -\frac{1}{2} \log (1 - r^2),$$

где r — коэффициент корреляции.

Для определения информации, содержащейся в измерениях одним методом, используется парный коэффициент корреляции (r) между геофизическим и качественным показателем. Определяя информативность геолого-геофизических комплексов, нужно использовать многомерный коэффициент корреляции R , условные и априорные вероятности, погрешности измерений, свойственные всему геофизическому комплексу.

В результате расчета информативности геофизических исследований по материалам месторождений углей марок Д и Г Донбасса установлено, что наивысшую информативность имеет параметр БК (БТК), далее ГК, ГГКП, КСпз, КВ, ПС, КСгз. На месторождениях коксующихся углей (марки Ж, К, ОС, Т) информативность геофизических параметров снижается в следующем порядке: ГК, БК, КСпз, БТК, ГГКП, ПС, КВ, КСгз, а на антрацитовых: ГК, БК, КСпз, ТК, ГПС, ГГК, ПС, КВ, КСгз. Необходимо отметить высокую информативность новых геофизических методов исследований, сравнительно недавно опробованных на угольных месторождениях и включенных в комплекс: бокового (БК), акустического (АК), селективного гамма-гамма (ГГКС) и импульсного нейтрон-нейтронного (ИННК) каротажа (табл. 1).

Информативность колонкового бурения зависит от нескольких факторов: выхода керна, способов привязки в пространстве, методов отбора проб, методики и точности лабораторных исследований, способов и системы документации керна и др. На основании статистического материала фактически достигнутая информативность при разведке угольных месторождений рассматривается во многих работах [6, 7, 8, 9, 10, 11, 15, 16].

Необходимый уровень информативности геолого-геофизического комплекса определялся нами согласно инструкциям ГКЗ СССР и требованиям угольной промышленности к качеству геологоразведочной документации (табл. 2). Количественная оценка информативности геолого-геофизических методов и комплекса в целом позволяет поставить задачу оптимизации

комплекса методов разведки. При этом под оптимальным подразумевается такой комплекс, который обеспечил бы максимум информации при минимальных затратах и, кроме того, удовлетворял условиям достаточности информации при решении отдельных геологических задач. Критерием оптимизации считается целевая функция (эффективность):

$$L = \sum_{i=0}^n I'_i / \sum_{i=0}^n C_i, \quad (4)$$

где I'_i — информативность i -метода; C_i — затраты на выполнение работ i -методом на единицу объема.

Надо найти максимум этой функции при условии выполнения ограничений, налагаемых на целевую функцию. В нашем случае это — условие обеспечения необходимого объема информации, согласно требованиям угольной промышленности при решении геологических задач:

$$\left. \begin{aligned} I'_{01} + I'_{11} + I'_{21} + \dots + I'_{n1} &\geq I_1 \\ I'_{02} + I'_{12} + I'_{22} + \dots + I'_{n2} &\geq I_2 \\ &\dots \\ I'_{0m} + I'_{1m} + I'_{2m} + \dots + I'_{nm} &\geq I_m \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

где I'_{ij} — информативность i -ого геофизического метода при решении j -ой геологической задачи; I'_{0j} — информативность колонкового бурения при решении j -ой задачи; I_j — необходимая информативность при решении j -ой геологической задачи (требования угольной промышленности).

Сущность решения задачи оптимизации комплекса заключается в нахождении максимума целевой функции для разных комбинаций методов (4) при условии выполнения ограничений (5).

Применяемый в производственных организациях геолого-геофизический комплекс методов еще не может решать все геологические задачи с точностью, требуемой для угольной промышленности, т. е. не достиг оптимального уровня. Технически необхо-

Таблица 1

Информативность геофизических исследований скважин при разведке каменноугольных месторождений (бит)

Геологическая задача	Стандартный комплекс геофизических методов							Новые геофизические методы				Требуемая информативность [7, 8, 9, 10]
	КС _{гз}	КС _{пз}	ПС	ГК	ГГКП	КВ	БТК	БК	АК	ИННК	ГГКС	
Литологическое расчленение	0,50	1,10	0,83	1,38	1,29	0,90	0,70	1,10	1,30	1,60	1,29	2,30
Выделение углей	0,60	0,78	0,54	0,70	0,97	0,59	0,55	0,78	0,60	0,70	0,98	1,00
Общая мощность пластов	2,76	2,76	2,35	2,82	2,60	1,16	3,18	3,18	2,35	2,35	2,76	5,32
Разрешающая способность	0,50	0,50	0,50	1,16	0,20	0,16	1,81	1,81	0,50	0,50	0,50	3,33
Качественные показатели углей:												
зольность	0,07	0,24	0,15	0,46	0,80	0,09	0,27	0,27	0,24	0,80	0,87	1,66
сернистость	0,01	0,09	0,09	0,01	0,05	0,11	0,05	0,10	0,01	0,09	0,26	1,66
влажность	0,11	0,08	0,16	0,09	0,01	0,15	0,22	0,22	0,16	0,80	0,09	1,00
выход летучих веществ	0,25	0,08	0,08	0,09	0,02	0,13	0,02	0,08	0,30	0,50	0,04	1,50
удельная теплота сгорания	0,05	0,02	0,04	0,28	0,08	0,10	0,44	0,44	0,25	0,35	0,08	1,00
элементный состав	0,01	0,01	0,08	0,05	0,08	0,01	0,00	0,03	0,20	0,55	0,08	1,00
Физико-механические свойства пород:												
предел прочности $\sigma_{сж}$	0,07	0,38	0,10	0,09	0,18	0,10	—	0,38	0,52	0,48	0,25	2,00
предел прочности σ_p	0,05	0,28	0,02	0,06	0,08	0,03	0,03	0,30	0,42	0,31	0,05	1,50
пористость	0,04	0,15	0,59	0,02	0,42	0,09	—	0,15	0,64	0,53	0,42	2,20
плотность	0,04	0,19	0,54	0,01	0,58	0,05	—	0,20	0,32	0,46	0,40	2,60
модуль упругости, E	0,03	0,32	0,39	0,08	0,25	0,13	—	0,32	0,80	0,35	0,25	2,00
модуль сдвига, G	0,05	0,31	0,34	0,02	0,30	0,15	—	0,31	0,70	0,30	0,27	1,30
Трещиноватость	0,20	0,21	0,26	0,00	0,41	0,50	0,60	0,45	0,67	0,27	0,40	2,00
Суммарная информативность	5,34	7,60	7,01	7,27	8,37	4,53	7,84	10,12	9,88	10,74	8,99	33,33
Поправочные коэффициенты	0,95	0,95	0,95	—	—	0,95	0,95	0,95	—	—	—	—
Информативность	3,70	7,12	6,70	7,27	8,37	5,17	7,44	9,62	9,88	10,74	8,99	—

ДИМО и экономически целесообразно комплекс геофизических исследований в углеразведочных скважинах пополнить высокоинформативными методами. Эффективность бескернового бурения возрастает по мере расширения комплекса геофизических методов разведки, однако по абсолютному значению становится выше колонкового только в том случае, если он состоит не менее чем из пяти методов (рис. 2). Расчеты показывают, что наибольшая эффективность достигается при условии, что этот комплекс будет пополнен по крайней мере такими методами, как:

1) акустический каротаж (АК) — для решения задач инженерной геологии, литологического расчленения и

определения качественных показателей угольных пластов;

2) импульсный нейтронный каротаж (ИННК) — для выявления качественных показателей угольных пластов, вещественного состава пород, инженерно-геологических;

3) боковой каротаж (БК) — для повышения разрешающей способности выделения тонких прослоев литологического расчленения пород;

4) пластовая наклонотрия для измерения элементов залегания пород.

При каротаже углеразведочных скважин выполняется свыше 10 спуско-подъемных операций, сопровождаемых пересоединениями скважинных

Сравнительная информативность комплекса геофизических методов разведки и колонкового бурения (бит)

Геологическая задача	Колонковое бурение		Геофизические измерения	Грунтоносное опробование	Геологические и геофизические методы вместе	Требуемая информативность [8, 9, 10]
	описание керна	лабораторные исследования керна				
Литологическое расчленение	1,87	—	2,09	0,99	2,30	2,30
Выделение угольных пластов	0,61	—	0,99	0,99	0,99	1,00
Определение глубин	3,01	—	4,33	4,33	5,33	5,32
Корреляция разреза	3,00	6,00	5,00	—	6,70	7,00
Определение общей мощности угля	1,81	—	3,33	3,20	3,63	5,32
Разрешающая способность	1,16	—	1,81	1,30	2,04	3,33
Определение качественных показателей углей:						
зольность	—	0,21	0,41	1,16	1,23	1,66
сернистость	—	0,39	0,13	0,39	0,64	1,66
влажность	—	0,50	0,25	0,50	0,85	1,00
выход летучих веществ	—	0,63	0,15	0,63	0,94	1,50
пластометрия	—	0,50	0,10	0,60	0,81	1,00
удельная теплота сгорания	—	0,50	0,50	0,50	1,00	1,00
Физико-механические свойства пород:						
предел прочности на одноосное сжатие $\sigma_{сж}$	—	1,66	1,46	—	2,00	2,00
предел прочности влажной породы $\sigma_{вл. сж}$	—	1,16	0,56	—	1,30	1,50
предел прочности на растяжение σ_p	—	0,86	0,80	—	1,20	1,50
пористость	—	1,66	1,68	—	2,20	2,20
плотность	—	2,04	1,70	—	2,60	2,60
объемная масса	—	1,66	0,40	—	1,80	2,00
модуль Юнга (упругость)	—	1,16	1,05	—	1,70	2,00
модуль сдвига	—	0,85	1,00	—	1,30	1,30
коэффициент Пуассона	—	0,50	0,50	—	0,70	1,00
Трещиноватость	0,30	0,63	0,60	—	0,70	2,00
Определение газоносности горизонтов	—	0,60	0,85	—	0,90	0,95
Выделение водоносных горизонтов	—	0,50	0,90	—	0,90	0,90
Дебит	—	0,50	0,70	—	0,80	0,80
Коэффициент фильтрации	—	0,20	0,60	—	0,70	1,00
Суммарная информативность	11,76	23,20	32,656	14,980	46,115	55,746
Информативность с учетом коэффициента выноса керна	—	—	36,857	—	—	—

Примечание. Информативность геофизических методов при оценке физико-механических свойств пород исправлена в соответствии с числом многократных определений.

приборов, сменой масштабов записи и перенастройкой аппаратуры. Для повышения пропускной способности аппаратуры должны применяться многоканальные станции и скважинные приборы на многожильном кабеле с одновременной магнитной цифровой регистрацией 6—12 параметров, что позволит повысить производительность каротажа в 3—5 раз, снизить затраты, простоту буровых бригад из-за каротажных работ и вероятность аварийных ситуаций в скважинах. Автоматизированная обработка данных каротажа позволит более полно использовать

информацию и расширить круг решаемых геологических задач.

Применение системы АСОИ — «Углеразведка» в практике поисков и разведки угольных месторождений даст значительный экономический, социальный и геологический эффект. Разработка и внедрение в производство этой системы связаны с большим объемом работ, а ее реализация возможна лишь при тесном взаимодействии научно-исследовательских институтов и производственных геологических объединений и при условии использования накопленного опыта и имеющегося математического обеспечения.

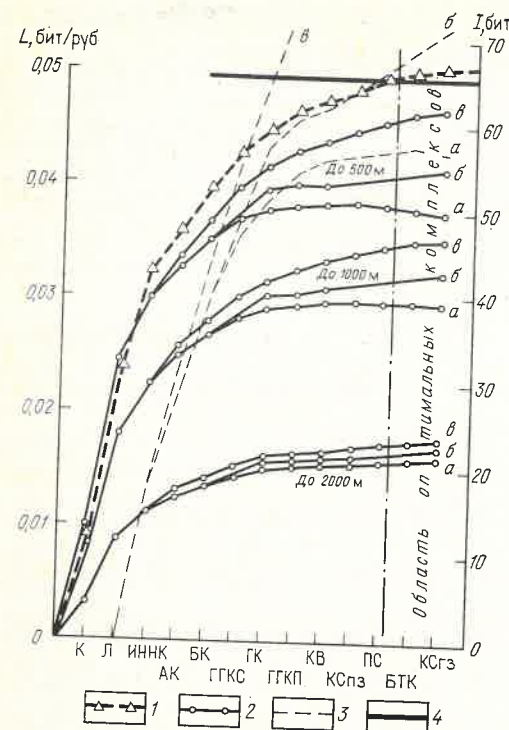


Рис. 2. Оптимизация комплекса геофизических исследований скважин

1 — информативность; 2 — эффективность колонкового бурения (а — при одиночных записях кривых, б — технически достигнутая при совместной записи кривых БК+ГК+ГГК, КСЗ+КСЗ+ПЗ, в — теоретическая, при условии одновременной записи всех параметров); 3 — эффективность бескернового бурения (а, б, в — то же); 4 — уровень минимально необходимой информативности; К — визуальное описание керна; Л — лабораторные испытания керна, соответственно, для скважин глубиной до 500, 1000 и 2000 м

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Автоматизированные системы управления в нефтяной и газовой промышленности/А. Д. Бренц, В. Е. Тищенко, А. А. Блансевич и др. М., Недра, 1982.
2. Арзиани К. К., Максимов М. М., Чистяков Ю. В. Разработка автоматизированных

УДК 550.84.053 : 681.3 : 553.45.041 (571.63)

В. В. КРЫЛОВА, И. Д. САВИНСКИЙ (ВИМС)

Прогнозная оценка оловорудных объектов Приморья по геохимическим данным с применением ЭВМ

Возможность применения математических методов и ЭВМ при крупномасштабном прогнозировании привлекает большое внимание. При оценке перспектив месторождений и рудопроявлений необходимо комплексное изучение геолого-структурных, магматиче-

ских, литологических факторов, минералого-геохимических и геофизических материалов. Однако на ранних стадиях работ важные выводы часто приходится делать лишь по геохимическим данным, интерпретация которых нередко приобретает особое значение

3. Гречухин В. В. Изучение угленосных формаций геофизическими методами. М., Недра, 1980.
4. Зайченко В. Ю., Козлов Е. А., Тихомиров В. М. Выбор оптимальных направлений геолого-геофизических исследований подсистеме АСУ — «Геофизика». М. ВИЭМС, 1982.
5. Козлов Е. А. Определение экономической эффективности геофизических работ на нефть и газ. М., Недра, 1980.
6. Козловский Е. А., Питерский В. М., Кожмаров М. А. Кибернетика в бурении. М. Недра, 1982.
7. Методика геофизических исследований скважин Донбасса/И. А. Гаркаленко, Ю. В. Зайченко, Н. П. Развалов и др. Киев: Наукова думка, 1971.
8. Методика разведки угольных месторождений Донецкого бассейна/Ю. В. Буцун, М. Л. Левенштейн, Г. В. Шарманова и др. М., Недра, 1972.
9. Методика поисков и разведки угольных месторождений Печорского бассейна/И. И. Молчанов, Н. И. Вергизов, Н. Б. Какунов и др. М., Недра, 1981.
10. Миронов К. В. Разведка и геолого-промышленная оценка угольных месторождений. М., Недра, 1977.
11. Попов В. В. Комплексная интерпретация результатов геофизических исследований углеразведочных скважинах. М., Недра, 1976.
12. Сендерзон Э. М., Юзвский А. З., Трофимов С. Ф. Методика разведки угольных месторождений Кузнецкого бассейна. Кемеровское кн. изд-во, 1978.
13. Тархов А. Г., Бондаренко В. М., Никитин А. А. Принципы комплексирования разведочной геофизики. М., Недра, 1977.
14. Стратонович Р. Д. Теория информации. М. Сов. радио, 1976.
15. Coal Exploration (Proceeding of the first International Coal Exploration Symposium, London, May 18—21, 1976). San Francisco, 1976, v. 1.
16. Coal Exploration (Proceeding of the second International Coal Exploration Symposium, Colorado, USA, October, 1978). San Francisco, 1979, v. 2.

систем управления в геологии. М., Недра, 1975.

в освоенных горнорудных районах, где вероятность обнаружения промышленных месторождений, выходящих на дневную поверхность, крайне низка и дальнейшие перспективы связаны с поисками скрытого оруденения с помощью буровых работ. К их числу относится Кавалеровский оловорудный район Приморья. Здесь одним из ведущих методов поисков и оценки скрытого и слабо проявленного на поверхности оруденения является геохимический, основанный на использовании зональности в строении рудных тел и сопровождающих их первичных геохимических ореолов рассеяния.

Рассматриваемый район расположен в секториальном блоке Южно-Сихотэалинского свода, занимая синклиниорий и западную часть Прибрежного поднятия [2, 3]. Большинство оловорудных месторождений залегает в структурно-формационной зоне синклиниория среди терригенных песчанико-сланцевых толщ верхнего палеозоя и мезозоя, перекрытых с резким несогласием вулканитами верхнемелового и палеогенового возраста. Вулканыты развиты по периферии района. Менее распространены верхнемеловые и палеогеновые интрузивные породы. Оловорудные месторождения относятся к турмалиновому и хлоритовому типам касситерит-силикатной формации (с переменным количеством сульфидов) и представлены жилами, минерализованными зонами дробления и штокверками, находящимися как в надинтрузивной (преобладают), так и околоинтрузивной зонах.

Определяющую роль в локализации месторождений играют ослабленные разнонаправленные тектонические зоны, особенно участки их пересечения, осложненные очаговыми структурами купольного типа, с которыми главным образом связаны рудные узлы. Максимальная концентрация оруденения приурочена к пересечению широтного Силинского разлома меридиональным Хрустальным и северо-восточными Дубровским и Арсеньевским разломами [2, 3]. Наиболее благоприятны для локализации промышленного оруденения толщи переслаивания песчаников и алевролитов, в которых развиты согласные или близкие к согласным протяженные сколовые трещины. Рудные

тела, удаленные от гранитоидных массивов, прослеживаются на значительные расстояния и по простиранию, и на глубину (более 1 км, включая непродуктивные участки), характеризуются устойчивой минерализацией, проявлением структурной и минералогической зональности.

В рудовмещающих терригенных породах района широко развиты процессы метасоматоза — площадного дорудного и локального, связанного с процессами рудообразования (хлоритизация, серицитизация, турмалинизация и др.). Дорудные метасоматиты имеют зональное строение, выраженное в смене вверх по разрезу биотитовых роговиков и биотитизированных пород, развитых в нижних горизонтах месторождений и вблизи интрузивных тел, пропилитизированными и березитизированными породами верхнего яруса. В отдельных случаях биотитовые роговики выходят на поверхность [3, 4].

Месторождения отличаются разнообразностью, многостадийностью и зональностью минерализации. Наиболее богатые руды и основная часть оловянного оруденения связаны с поздним эоценовым периодом рудообразования (верхний ярус оруденения), локализуясь среди пропилитизированных и березитизированных пород. В глубоких горизонтах многих месторождений в биотитовых роговиках, а также в роговиках, окружающих штоки гранодиоритов, проявляется более ранняя (поздне меловая) минерализация с касситеритом и сульфидами нижнего яруса оруденения [3, 4]. Главная продуктивная ассоциация верхнего яруса оруденения — кварц-хлорит-касситеритовая (кварц-касситеритовая) отлагалась, как правило, в центральных частях рудных жил, сменяясь по простиранию и восстанию колчеданной (существенно пирротиновой со сфалеритом, халькопиритом, стanniном), а затем более поздними галенит-сфалеритовыми и безрудными жильными ассоциациями [4]. Из-за сравнительно неглубокого эрозионного среза месторождений оловянная минерализация лишь в исключительных случаях обнаруживается на поверхности.

Рудные тела повсеместно сопровождаются значительными по размерам первичными геохимическими ореолами:

рассеяния. Главные ореолообразующие элементы, характеризующие рудный процесс на касситерит-силикатных объектах, — олово, свинец, цинк, серебро, мышьяк, медь, сурьма, висмут, вольфрам, молибден, германий, барий, индий, кобальт и др. [1, 7]. Соотношения их средних содержаний и фоновых, определенных в неизменных осадочных породах, приведены в табл. 1.

В основу решения задачи распознавания перспективных и неперспективных объектов по совокупности геохимических данных положена гипотеза о том, что масштаб процесса рудообразования находит отражение в сочетании средних содержаний ряда элементов, их коэффициентов вариации и корреляции, причем образующиеся взаимосвязи устойчиво отличаются промышленные месторождения от непромышленных, по крайней мере, в случае принадлежности их к одной и той же рудной формации. Эта гипотеза весьма убедительно подтвердилась на примере редкометальных месторождений [5], что послужило основанием для проведения аналогичных исследований на оловорудных месторождениях Приморского края.

Работа выполнялась на основе использования данных спектрального приближенно-количественного анализа проб керна разведочных скважин по 16 месторождениям и рудопроявлениям Кавалеровского рудного района, относящимся к единой рудной формации и имеющим близкие геолого-структурные позиции, т. е. расположенным в надинтрузивной зоне среди пропилитизированных и березитизированных пород. Исключение составляет Темногорское месторождение, рудные тела которого залегают среди роговиков околосинтрузивной зоны и характеризуются проявлением оловянной минерализации более раннего (позднемолового) этапа.

Выборки проб по каждому месторождению и рудопроявлению составлялись следующим образом. Бралась пробы керна разведочных скважин, характеризующие основные рудные тела объекта на участках как бедных, так и богатых руд. Причем на всех месторождениях (кроме Темногорского) геохимические пробы брались только

с интервала развития верхнего яруса оруденения. Пробы отбирались из различных горизонтов, исключая приповерхностные участки рудных тел, затронутые гипергенными процессами. В выборку включались лишь пробы, относящиеся к ведущим типам вмещающих пород (алевролитам, песчаникам и их переслаиванию).

Собранный геохимический материал был использован для разделения перспективных и неперспективных по запасам объектов методом распознавания образов. Применение количественных данных (содержаний элементов в пробах) обеспечивает при этом объективность конечных результатов. Вместе с тем эти результаты, достигнутые путем исследования сложных связей между содержаниями элементов в определенном пространстве с помощью ЭВМ, не могли быть получены при простом рассмотрении таблиц содержаний элементов и, следовательно, дают новую полезную информацию при использовании геохимических данных.

По выборкам проб для каждого месторождения и рудопроявления на ЭВМ были предварительно рассчитаны средние содержания, коэффициенты вариации и корреляции для 12 элементов, непосредственно связанных с рудным процессом и в то же время практически отсутствующих во вмещающих породах, — олова, свинца, цинка, меди, мышьяка, серебра, индия, сурьмы, бария, висмута, вольфрама, германия. Вычисленные значения средних содержаний, коэффициентов вариации и корреляции позволили подготовить исходные таблицы признаков, послужившие основой для решения поставленной задачи. Значения статистических параметров были закодированы в трех-пятибалльной системе (табл. 2, 3, 4). Из табл. 4 исключены некоторые признаки (коэффициенты корреляции), имеющие на всех объектах одинаковый балл и не влияющие на результаты распознавания.

В качестве эталонных объектов, образующих обучающую выборку, взяты шесть детально разведанных месторождений — А, Б, В, Г, Д, Е, которые составили 1-й класс объектов обучения. Шесть отрицательно оцененных по данным буровых работ участков

Таблица 1
Среднее содержание химических элементов ($\bar{C}$, г/т) и их коэффициенты концентрации ($K = \bar{C}/C_{\text{фон}}$) в первичных геохимических ореолах оловорудных объектов Приморья

Объект	№ пробы	Sn		Pb		Zn		Cu		As		Ag		In		Sb		Ba		Bi		W		Ge	
		$\bar{C}$	K	$\bar{C}$	K	$\bar{C}$	K	$\bar{C}$	K	$\bar{C}$	K	$\bar{C}$	K	$\bar{C}$	K	$\bar{C}$	K	$\bar{C}$	K	$\bar{C}$	K	$\bar{C}$	K	$\bar{C}$	K
А	98	72,8	20,8	291,7	12,3	352,5	7,6	100,3	5,9	113,3	39,1	0,3	15,0	1,1	13,8	0,3	0,8	150,0	2,8	0,6	1,5	2,7	1,7	0,2	0,2
Б	144	614,3	142,9	95,6	3,8	350,4	6,8	168,0	8,0	341,0	113,7	0,2	2,0	3,1	31,0	3,0	9,4	98,0	1,3	12,0	12,0	17,3	8,7	1,2	1,2
В	88	105,2	26,2	19,2	1,0	79,8	1,6	48,5	1,8	154,5	54,6	0,1	0,1	0,5	5,0	0,3	0,8	180,0	2,4	1,4	7,4	5,5	2,8	4,2	5,6
Г	99	259,3	64,8	12,3	0,6	88,4	1,7	219,1	7,8	263,8	9,4	0,4	8,0	0,7	7,0	0,6	2,0	100,0	2,0	5,3	21,2	15,8	7,9	1,8	2,0
Д	91	234,7	51,0	189,9	8,7	210,2	4,1	51,4	1,8	31,7	2,6	1,9	95,0	1,4	14,0	1,5	4,7	260,0	5,4	2,0	9,1	0,1	0,1	1,4	1,4
Е	191	60,0	16,2	32,1	1,2	47,7	0,9	25,1	1,3	83,8	25,4	0,1	5,0	0,9	9,0	3,6	11,3	10,0	0,1	2,1	4,2	0,6	0,3	1,5	0,8
Верхнецинковое	95	3,5	0,8	42,8	2,2	107,9	2,1	44,4	1,6	55,8	19,9	0,1	0,2	0,04	0,4	2,0	6,3	23,0	0,3	0,2	1,1	0,1	0,1	1,6	1,6
Майское	78	33,5	8,3	46,3	2,3	154,9	3,0	42,7	1,6	30,2	10,8	0,2	0,4	0,1	1,0	0,3	1,0	75,0	1,0	0,3	1,6	0,2	0,1	1,7	1,7
Аномальное	138	8,0	2,0	23,3	1,2	95,1	1,9	43,6	1,6	77,0	27,5	0,1	0,2	0,04	0,4	1,2	3,9	23,0	0,3	0,3	1,6	0,1	0,1	2,0	2,0
Промежуточное	50	14,2	3,5	29,0	1,5	175,2	3,4	47,4	1,7	24,0	8,6	0,2	0,4	0,1	1,0	0,6	1,8	83,0	1,1	0,5	2,6	0,5	0,3	1,3	1,3
Верхнее-2	330	51,9	12,1	55,2	2,2	198,6	3,9	61,4	2,9	83,1	27,7	0,2	1,7	0,3	3,0	0,3	0,9	83,0	1,1	0,7	0,7	1,0	0,5	1,3	1,3
Балаганное	158	16,2	3,5	79,2	3,6	259,5	5,1	33,3	1,2	33,6	2,7	0,2	9,0	0,1	1,0	0,3	1,0	130,0	2,7	0,2	0,9	0,3	0,2	1,1	1,1
Соболиное-1	100	38,6	11,0	219,7	9,2	532,6	11,5	38,0	2,2	63,1	21,8	0,1	5,0	0,03	0,4	2,0	6,3	80,0	1,5	0,4	1,0	0,5	0,4	4,3	3,0
Соболиное-4	119	200,5	57,3	296,5	12,5	649,2	14,1	138,2	8,1	381,2	131,4	0,9	45,0	0,7	8,8	0,3	1,0	2000,0	37,5	12,0	29,3	2,9	1,8	0,6	0,4
Темногорское	222	82,2	20,4	48,6	2,5	225,3	4,4	75,2	2,7	189,0	67,5	1,2	2,4	0,1	1,0	2,7	8,4	260,0	3,5	4,6	24,2	0,1	0,1	2,1	2,1

Таблица 2

Кодирование значений признаков

Sn		Pb		Zn		Cu		As		Ag		In		Sb		Ba		Bi		W		Ge	
Абс. значение	Балл	Абс. значение	Балл	Абс. значение	Балл	Абс. значение	Балл	Абс. значение	Балл	Абс. значение	Балл	Абс. значение	Балл	Абс. значение	Балл	Абс. значение	Балл	Абс. значение	Балл	Абс. значение	Балл	Абс. значение	Балл
Среднее содержание элемента, $n \cdot 10^{-4} \%$																							
<30	1	<30	1	<100	1	<30	1	<50	1	<0,2	1	<0,1	1	<1,5	1	<1,5	1	<1	1	<0,1	1	<1	1
30—100	2	30—100	2	100—200	2	30—50	2	50—100	2	0,2—0,4	2	0,1—1	2	1,5—2	2	1,5—2	2	1—2	2	0,1—0,5	2	1—1,5	2
100—300	3	>100	3	>200	3	50—100	3	100—200	3	0,4—1	3	1—2	3	2—3	3	2—3	3	2—5	3	0,5—1	3	1,5—2	3
300—500	4					100—200	4	200—300	4	>1	4	>2	4	2—3	4	3—4	4	>5	4	1—10	4	>2	4
>500	5					>200	5	>300	5					>3	5	>4	5			>10	5		
Коэффициент вариации, %																							
<150	1	<150	1	<150	1	<50	1	<100	1	<200	1	<100	1	10—30	1	10—30	1	<100	1	<50	1	<50	1
150—200	2	150—200	2	150—200	2	50—100	2	100—200	2	200—300	2	100—200	2	30—40	2	30—40	2	100—150	2	50—100	2	50—100	2
200—300	3	200—300	3	200—300	3	100—150	3	200—250	3	300—500	3	200—300	3	40—50	3	40—50	3	150—200	3	100—200	3	100—150	3
300—400	4	300—400	4	300—400	4	150—200	4	250—300	4	500—800	4	>300	4	>50	4	>50	4	200—300	4	200—300	4	150—200	4
>400	5	>400	5	>400	5	>200	5	>300	5	>800	5							<300	5	>300	5	>200	5

Примечание. Значения Sb и Ba в условных единицах.

непромышленными запасами составили 2-й класс (см. табл. 4).

Для решения задачи использован алгоритм распознавания образов «Потенциал-2», основанный на вычислении «потенциалов» объектов обучения в многомерном пространстве признаков [9]. Он удобен при обработке геохимических данных, поскольку позволяет производить разделение объектов на n классов ($n \geq 2$) по количественным данным, осуществлять контроль эффективности распознавания на самих объектах обучения, устраняя необходимость затрачивать часть материала на контрольные выборки, выделять информативную совокупность признаков с контролем ее эффективности. Применение алгоритма «Потенциал-2» при геологическом прогнозировании освещено в ряде работ [5, 6, 10 и др.].

Таблица 3

Кодирование коэффициентов корреляции

Интервал значений	Балл
< -0,20	1
От -0,20 до +0,20	2
От +0,21 до +0,50	3
От +0,51 до +0,70	4
> +0,70	5

На первом этапе решения задачи проверена возможность разделения объектов 1-го и 2-го классов по всем 66 признакам (см. табл. 4). Контроль эффективности разделения производился путем поочередного исключения каждого из 12 объектов из обучающей выборки и использования его в качестве контрольного. Общее число неправильных ответов служит показателем эффективности распознавания объектов 1-го и 2-го классов [9]. Как видно из табл. 4, по всем признакам из 12 объектов 10 распознаны правильно. Примечательно, что из двух неправильно распознанных объектов месторождение Е — наименьшее по масштабам среди объектов 1-го класса, а рудопроявление Верхнее-2 по масштабам оруденения значительно превосходит другие объекты 2-го класса. Важно отметить, что полученные результаты не являются итогом выбора наилучшего варианта эталонных объектов, системы признаков, способа кодирования и т. д. (представленный вариант был единственным), а использованный исходный материал (геохимические данные) был объективным.

Полученное эффективное разделение объектов двух классов по совокупности статистических характеристик содержаний элементов подтверждает изложенную выше гипотезу для случая оловорудных месторождений

касситерит-силикатной формации и позволяет сделать вывод о возможности практического применения данного метода для предварительной прогнозной оценки оловорудных месторождений. Окончательная оценка должна производиться с учетом всего комплекса геолого-геофизических данных. В то же время установление факта различия статистических характеристик при разном масштабе рудообразования может быть полезным при разработке моделей формирования месторождений.

Хотя проследить процесс разделения объектов на два класса алгоритмом «Потенциал-2» не представляется возможным, анализ табл. 4 позволяет получить некоторое представление о возможностях такого разделения. Следует отметить, что средние содержания почти всех элементов на объектах 1-го класса в целом несколько выше, чем на объектах 2-го класса. Коэффициенты вариации содержания для одних элементов (Pb, Zn), оказываются более высокими (в среднем) на объектах 2-го класса, для других (Bi, Ge) — на объектах 1-го класса. На последних наблюдается относительное преобладание положительных корреляционных связей между парами элементов Sn—Ba, Sn—W, As—Bi, Ag—W, Bi—W, на объектах 2-го класса — между Sn—Zn, Zn—Cu,

Zn—In. В последнем случае обращает на себя внимание отрицательная корреляционная связь между Ba—Ge.

Конечно, некоторые из отмеченных особенностей можно объяснить лишь случайными колебаниями содержаний элементов на объектах и прежде всего при отсутствии парагенетической связи между парой элементов-индикаторов оруденения. Однако высокая эффективность разделения оловорудных объектов 1-го и 2-го классов, так же как и редкометальных [5], указывает на то, что многие из этих особенностей отражают реальные геохимические закономерности. При использовании метода распознавания образов разделение объектов осуществляется по большому числу признаков (66), вследствие чего влияние случайных факторов подавляется и окончательный результат может определяться имеющимися закономерностями.

На втором этапе обработки материалов производилось выделение «информативной» совокупности признаков, т. е. такой совокупности, при которой наблюдается наименьшая ошибка распознавания δ , определяемая процентом от неправильно классифицированных объектов, и разделение объектов по сокращенной информативной совокупности [8]. Информативная совокупность признаков выделялась путем поочередного исклю-

Значения признаков и результатов распознавания оловорудных объектов

Таблица 4

Объект	Среднее содержание элементов												Коэффициент вариации												Коэффициент корреляции																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																				
	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba	Bi	W	Ge	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Ag	In	Sb	Ba

Продолжение табл. 4

чения каждого из признаков и исследования в каждом случае ошибки распознавания [8, 9]. Признак, при исключении которого получена наименьшая δ , считается наименее полезным в данной совокупности признаков и окончательно из нее отбрасывается.

На рисунке показаны последовательность отброшенных номеров признаков (слева направо), а также δ , соответствующая оставшейся совокупности признаков. При отбрасывании признаков от № 17 до 58 ошибка распознавания уменьшается от $\delta=17\%$ до $\delta=0$, т. е. месторождение Е уже начинает относиться к 1-му классу, а рудопоявление Верхнее-2 — ко 2-му. Без ошибок распознаются все 12 эталонных объектов также при последующем отбрасывании признаков с № 47 по 41, вплоть до того момента, когда распознавание производится лишь по одному признаку № 15.

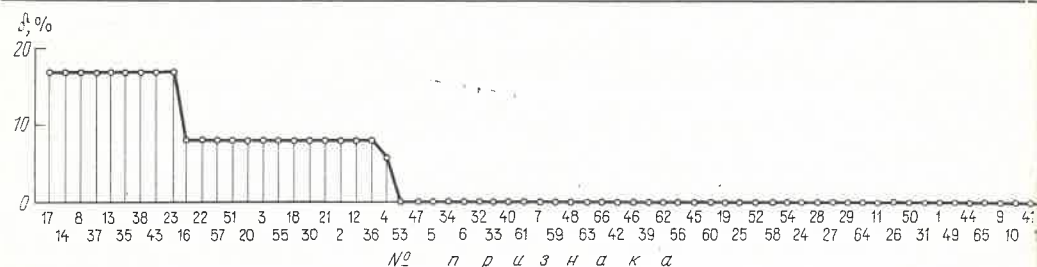
Совокупности признаков, при которых в нашем случае $\delta=0$, могут считаться информативными. Однако вследствие вероятностного характера

значений признаков в информативной совокупности могут попасть и случайные признаки. В целях максимального уменьшения влияния таких признаков для практического использования следует брать наиболее широкую совокупность признаков, дающую наименьшую ошибку распознавания $\delta=0$ в данном случае совокупность 42-х признаков (от № 47 до 15).

Высокая эффективность распознавания эталонных объектов и достаточная объективность результатов позволили применить изложенную методику для прогнозной оценки объектов Соболиного рудного узла (Соболиное-1, Соболиное-4, Кривое), а также Темногорского месторождения. Результаты распознавания этих объектов как по всем 66 признакам, так и по выделенной информативной совокупности 42-х признаков совпадают (см. табл. 4). Два из трех проанализированных объектов Соболиного рудного узла (Соболиное-4 и Кривое) отнесены к 1-му классу перспективных объектов. Это повышает надежность

Продолжение табл. 4

Объект	Коэффициент корреляции																				Класс	
	Zn W	Cu As	Cu Ag	Cu In	Cu Ge	As Ag	As Sb	As Bi	As W	Ag In	Ag Bi	Ag W	In W	In Ge	Sb Bi	Sb Ge	Ba Ge	Bi W	Bi Ge	W Ge	по всем признакам	по информативной совокупности
	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66		
Объекты обучения 1-го класса																						
А	3	2	2	2	2	2	5	2	2	3	3	2	2	2	2	2	2	2	2	2	1	1
Б	3	2	3	3	3	2	2	3	3	2	2	3	3	3	3	2	2	3	2	2	1	1
В	2	3	5	2	2	2	2	5	3	2	2	3	2	3	2	2	2	3	2	2	1	1
Г	1	2	3	2	2	2	3	4	4	2	2	2	2	2	3	2	2	3	3	3	1	1
Д	3	2	3	2	2	2	3	2	2	2	2	3	2	2	2	2	2	2	3	2	1	1
Е	2	2	2	2	2	2	2	2	2	3	2	2	2	2	2	2	2	2	5	3	2	1
Объекты обучения 2-го класса																						
Верхнеиндустриальное	2	2	2	2	3	2	2	2	2	3	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Майское	2	2	2	2	3	3	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Аномальное	2	2	2	2	1	4	3	2	2	2	2	2	2	2	2	3	1	2	2	2	2	2
Промежуточное	2	1	2	5	1	2	2	2	2	2	5	2	2	2	2	2	1	2	3	2	2	2
Верхнее-2	2	2	2	4	2	2	3	5	2	2	2	2	2	2	3	2	1	2	2	2	2	2
Балаганное	2	2	4	2	3	2	2	2	4	2	2	2	2	2	3	3	2	1	2	2	4	2
Прогнозируемые объекты																						
Соболиное-1	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	3	2	1	1	2	2	2	2
Соболиное-4	2	3	3	3	3	2	2	3	4	4	3	3	3	3	2	2	3	2	3	2	2	2
Кривое	2	2	2	2	2	3	3	4	2	3	3	2	2	3	3	2	3	2	2	2	1	1
Темногорское	2	4	2	2	2	2	3	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2



Выделение информативной совокупности признаков при решении задачи распознавания объектов

положительной оценки Соболиного рудного узла в целом, данной ранее некоторыми геологами. Темногорское месторождение отнесено ко 2-му классу неперспективных объектов. Учитывая своеобразие геолого-структурной позиции и характера минерализации Темногорского месторождения, эту оценку следует принимать с наибольшей осторожностью.

Полученные результаты позволяют рекомендовать изложенную методику обработки геохимических данных для прогнозной оценки оловорудных и других месторождений гидротермального генезиса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бураго А. И., Чуланов Э. И. Первичные ореолы оловорудных месторождений Приморья и методы их оценки. — В кн.: Геохимические основы поисков и прогнозирования рудных месторождений. Новосибирск, Наука, 1978, с. 119—138.
2. Геология, минералогия и геохимия Кавалеровского района/Е. А. Радкевич, А. М. Кокорин, В. В. Анахов и др. М., Наука, 1980.
3. Глубинное строение и условия формирования эндогенных рудных районов, полей и месторождений. Под ред. Ф. В. Чухрова. М., Наука, 1983.
4. Зональность и глубинность оловянного оруднения (на примере Кавалеровского райо-

на)/Е. А. Радкевич, И. Н. Томсон, А. М. Кокорин и др. М., Наука, 1980.

5. Опыт применения методов распознавания образов при определении уровня эрозивного среза и оценке перспектив оруднения по геохимическим данным/П. П. Астанин, Р. Г. Пинелис, С. Г. Рабинович и др. — В кн.: Геохимические методы прогнозирования поисков и разведки рудных месторождений. М., изд. ИМГРЭ, 1975, с. 3—12.
6. Оценка уровня пересечения оруднения по геохимическим данным с помощью методов распознавания образов/А. Г. Костиков, С. Г. Рабинович, Г. И. Россман и др. — Геология рудных месторождений, 1977, № 4, с. 107—115.
7. Поиски, разведка и оценка коренных месторождений олова. Под ред. С. Ф. Лугова. М., Недра, 1983.
8. Савинский И. Д. Некоторые вопросы применения методов распознавания образов при оценке геологических объектов и в делении «информативных» признаков. — В кн.: Математические методы в геологии, вып. 2. М., ВИМС, 1975, с. 34—41.
9. Савинский И. Д. Некоторые вопросы разработки алгоритмов распознавания образов при решении геологических задач. Описание алгоритмов «Потенциал-2» «БР». — В кн.: Математические методы в геологии, вып. 1. М., ВИМС, 1974, с. 5—10.
10. Фролов А. А., Савинский И. Д., Валков В. А. К проблеме прогнозирования месторождений карбонатитовой формации (с использованием методов распознавания образов). — Сов. геология, 1974, № 1, с. 107—118.



РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

УДК 553.311.2.078 : 552.3 : 552.24

Л. И. ШАБАЛИН (СНИИГГиМС)

Закономерности размещения месторождений титаномагнетитовой формации

К титаномагнетитовой формации (титано-магнетитовой, по В. А. Кузнецову [5] или титанисто-железородной,

по Г. С. Момджи [11]) относятся месторождения в титаноносных основных и ультраосновных интрузивных

породах, главные рудообразующие минералы которых — титаномагнетит и ильменит (гемоильменит). Соотношения между ними неодинаковые или присутствует один из них. И. И. Малышевым и др. [7] указанные месторождения были названы титаномагнетитовыми, и этот термин получил широкое распространение. Позднее различными авторами, в том числе и И. И. Малышевым [8], применялись другие названия. Однако, по нашему мнению, все они недостаточно правильно или неполно отражают состав формации, включающей комплексные железо-титано-ванадиевые руды. Поэтому, видимо, целесообразнее сохранить наиболее широко распространенный термин «титаномагнетитовые» для всей группы месторождений данной формации (или их руд), а в соответствии с минеральным составом руд классифицировать их как собственно титаномагнетитовые, ильменитовые, ильменит-титаномагнетитовые, гемоильменитовые и т. д.

Изучение самых общих закономерностей размещения титаномагнетитовых месторождений проводилось И. И. Малышевым [8] еще в 50-х годах. Дополнительные материалы были получены позднее при исследовании их как ванадиевого [3, 17], железорудного [9, 10, 11] и титанового [13] сырья. Автором разработана классификация титаноносных магматических формаций по их тектонической приуроченности, показаны особенности титаномагнетитовых руд в различных тектонических структурах и изменение соотношений их запасов в интрузивах разного формационного типа, изучены количественная связь титаномагнетитовых месторождений с основными и ультраосновными интрузивами.

Классификация титаноносных магматических формаций по их тектонической приуроченности приведена в таблице, а пространственное размещение — на рис. 1. Выяснено, что для определенных тектонических структур и этапов их развития характерны группы магматических рудоносных формаций со своеобразными титаномагнетитовыми месторождениями. Для протогеосинклинального этапа развития древних платформ типичны габбровая

и ее метаморфизованный аналог — габбро-амфиболитовая — формации, а также часть интрузивов формации автономных анортозитов. Это крутопадающие линзовидные тела со сплошными ильменит-титаномагнетитовыми, иногда ильменит-магнетитовыми (Отанмяки в Финляндии, Новоселковское) рудами. Последние образуются при метаморфизме в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациях первичных собственно титаномагнетитовых или ильменит-титаномагнетитовых руд. Форма рудных тел — линзообразная или пластообразная — соответствует общей ориентировке интрузивов.

К субплатформенному этапу развития древних платформ относятся подавляющая масса автономных, преимущественно субгоризонтально залегающих анортозитовых плутонов, распространенных на юго-восточной окраине Канадского щита, в Норвегии и на Украине [2], а также габбро-щелочная формация. В анортозитах заключены месторождения сплошных гемоильменитовых (Аллард-Лейк, Теллнес) и титаномагнетит-ильменитовых (Сэнфорд-Лейк) руд. Существенно титановая специализация ряда плутонов позволяет отличить их от автономных анортозитов протогееосинклинального этапа (джугджурский тип), для которых более характерны ильменит-титаномагнетитовые руды [1].

Этап активизации древних платформ ознаменовался развитием щелочно-ультраосновной формации с интрузивами центрального типа, формации расслоенных интрузивов основных и ультраосновных пород бушвельдского типа. Руды первой бедновкрапленные перовскит-титаномагнетитовые, второй — сплошные ильменит-титаномагнетитовые (с относительно небольшим количеством ильменита), содержащие высокованадий (более 1% V_2O_5) титаномагнетит. Такие месторождения служат важным источником ванадия за рубежом. В породах этой формации нередко присутствуют медные и медно-никелевые руды.

В позднепротерозойских и фанерозойских складчатых областях, окружающих докембрийские древние платформы, выделяются по режиму развития геосинклинальные прогибы и срединные массивы. Они различаются,

Классификация титаноносных магматических формаций по тектонической приуроченности

Тектонические структуры	Этап тектонического развития	Тектонический цикл	Формации	Примеры месторождений, рудоносных массивов и районов
Поздне-протерозойские и фанерозойские геосинклинальные области	Срединные массивы	Отраженной активизации (предороженный этап развития смежного геосинклинального прогиба)	Каледонский	Расслоенных габбро-вых интрузивов
				Сиенит-габбровая
				Пироксенит-габбровая
				Габбровая
				Диорит-габбровая
	Геосинклинальные прогибы	Орогенный	Альпийский	Габбро-мондонит-сиенитовая
				Сваранское Месторождения в Юго-Восточной Аляске
		Каледонский	Дунит-пироксенит-габбровая	Качканарское, Первоуральское, Висимское, Суроямское, Велиховское, Тебинбулакское
				Габбровая и габбро-амфиболитовая
		Эвгеосинклинальный	Байкальский	Кусинское, Копанское, Маткальское, Малотугульское
				Габбро-пироксенитовая
Докембрийские платформы	Активизации	Альпийский	Каледонский	Габбро-пироксенитовая
				Лысанское
		Каледонский	Щелочно-ультраосновная	Перидотит-пироксенит-габбровая
				Витимконское, Слюдинское
	Субплатформенный	Протерозойский	Габбро-диабазовая	Габбро-диабазовая
				Таберг (Швеция)
				Расслоенных интрузий основных и ультраосновных пород
				Бушвельдский массив (ЮАР), Баррамби (Австралия), Чинейское
		Архейский	Габбро-щелочная	Гремяха-Вырмес, Ельть-озерское
				Автономных анортозитов
	Протогеосинклинальный	Архейский ?	Габбро-лабрадоритовая	Месторождения в Канаде, Норвегии и на Украине
				Джугджурский массив
				Цагинское
				Габбровая и габбро-амфиболитовая
				Отанмяки (Финляндия), Новоселковское, Лиганга (Танзания), Вундов (Австралия), Сингбхум и Маурбхандж (Индия)

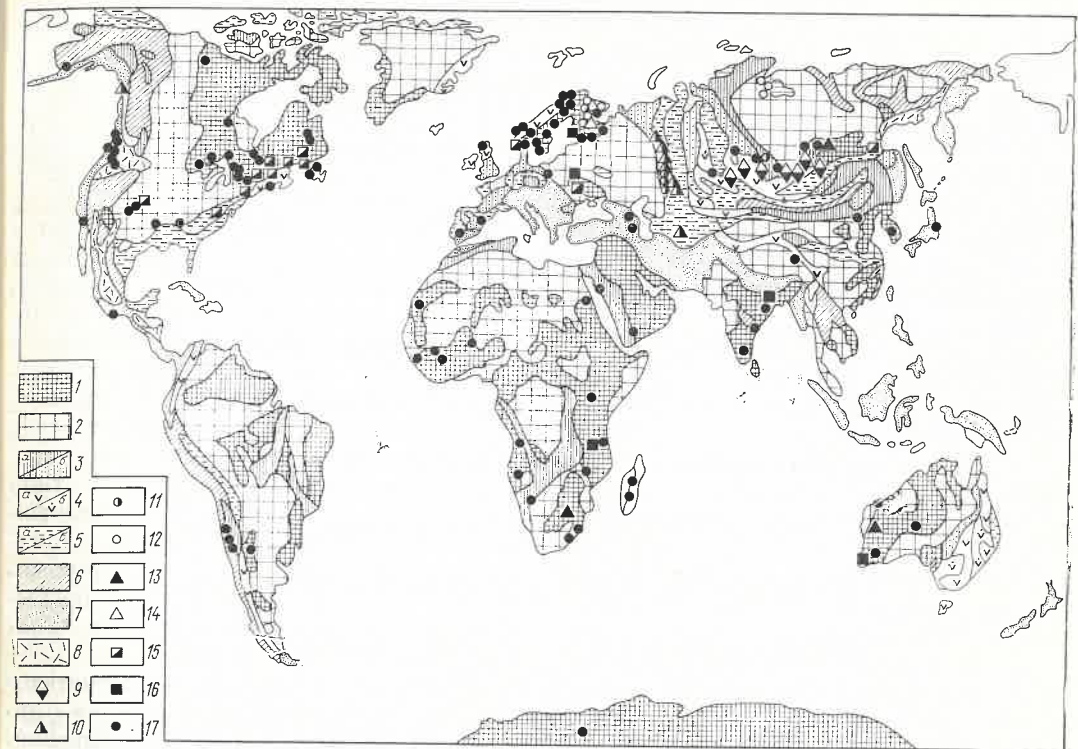


Рис. 1. Схема размещения месторождений титаномагнетитовой формации (тектоническое строение материков дано по М. В. Муратову)

1 — выступы кристаллического архейско-протерозойского фундамента (включая участки, скрытые под древним метаморфизованным чехлом); 2 — площади древних платформ, перекрытых осадочным чехлом; складчатые области (а — осадочный чехол отсутствует, б — скрытые под осадочным чехлом); 3 — позднепротерозойские, байкальские в широком понимании, 4 — каледонские, 5 — герцинские, 6 — мезозойские, 7 — кайнозойские; 8 — вулканические пояса (ме-

зозойские и кайнозойские); главные титаноносные магматические формации: 9 — расслоенных существенно габбровых интрузивов в срединных массивах, 10 — эвгеосинклинальные (10 — дунит-пироксенит-габбровая, 11 — габбровая и габбро-амфиболитовая), 12 — на докембрийских платформах (12 — щелочно-ультраосновная, 13 — расслоенных интрузий основных и ультраосновных пород, 14 — габбро-щелочная, 15 — автономных анортозитов, 16 — габбровая и габбро-амфиболитовая); 17 — прочие формации или их неуставленные типы

как показано Г. С. Момджи [11], характером железорудной специализации, а также типами приуроченных к ним титаномагнетитовых месторождений.

Наиболее обширная группа месторождений связана с магматическими формациями прогибов эвгеосинклинального развития. Рудовмещающие интрузивы имеют линзовидную, сильно вытянутую вдоль тектонических структур, форму и крутое падение. Рудные тела в габброидных массивах тоже согласные линзовидные и пластообразные, а в ультраосновных их дифференциатах они образуют структуры типа брахисинклиналей. Выделяются низкотитанистая дунит-пироксенит-габбровая формация качканарского типа и группа высокотитанистых формаций — габбровая и габбро-амфиболитовая, габбро-пироксенитовая и др.

Для первой типичны бедновкрапленные низкотитанистые собственно титаномагнетитовые руды, приуроченные к ультраосновным породам; во второй группе наряду с количественно преобладающими вкрапленными ильменит-титаномагнетитовыми рудами в отдельных месторождениях присутствуют сплошные руды, а в зонах их метаморфизма — руды ильменит-магнетитового состава.

В пределах срединных массивов титаноносны некоторые формации воронкообразных расслоенных существенно габбровых интрузивов. В них преобладают вкрапленные ильменит-титаномагнетитовые руды, залегающие в виде чашеобразных пластообразных тел в массивах с концентрически-зональным строением. В единичных интрузивах развиты также и сплошные руды.

В зарубежных странах основная масса титаномагнетитовых месторождений тяготеет к платформенным областям (около 70 % общих их запасов)*. Месторождения в складчатых областях здесь немногочисленны, но по запасам руд они составляют все же заметную долю — 33 % (Юго-Восточная Аляска). В нашей стране количество титаномагнетитовых месторождений обеих групп примерно близкое, но по суммарным запасам несколько преобладают месторождения в складчатых областях. Подавляющая часть последних размещается в складчатом обрамлении южной окраины Сибирской платформы и на Урале. Иное соотношение установлено для сплошных руд. За рубежом все они сосредоточены исключительно на докембрийских платформах, в нашей стране к последним приурочено около 85 % этих руд.

По формационному типу рудовмещающих интрузивов за рубежом наиболее существенная часть руд приходится на следующие формации, %: дунит-пироксенит-габбровую (качканарский тип на Юго-Восточной Аляске) 33, автономных анортозитов 30, платформенную ультрабазит-базитовых расслоенных интрузивов (бушвельский тип) 24 и в меньшем количестве — протогеосинклинальные существенно габбровые формации — 13. В них, по ориентировочным подсчетам автора, содержится V_2O_5 , TiO_2 и $Fe_{вал.}$ соответственно: в первой 25, 5 и 32, во второй 15, 55 и 33, в третьей 45, 27 и 22, в четвертой 15, 13 и 13 % от общих запасов этих компонентов. Наиболее легкообогатимые руды месторождений в некоторых субплатформенных анортозитовых плутонах (Аллар-Лейк в Канаде, Ана Сира в Норвегии и др.) гематитовые, а в габбровых метаморфизованных массивах — ильменит-магнетитовые (Отанмяки в Фин-

ляндии); их доля не превышает нескольких процентов от общих запасов.

В нашей стране соотношение в распределении титаномагнетитового оруденения примерно близкое — в дунит-пироксенит-габбровой формации 22 %, в автономных анортозитах 15 %, в щелочно-ультраосновных породах 20 %, в группе формаций расслоенных габброидных интрузивов на срединных массивах (патынский тип) 27 %. Менее значительны запасы этих руд в группе эвгеосинклинальных существенно габбровых формаций байкальского тектонического цикла (9 %) и в платформенной формации расслоенных интрузивов чинейского типа (6 %). Из них в первой в метаморфизованных габброидах залегают ильменит-магнетитовые руды, количество которых, как и за рубежом, не превышает долей процента от общих запасов.

Большая часть титаномагнетитовых месторождений мира связана с докембрийскими, меньшая — с палеозойскими и еще меньшая — с мезозойскими массивами. Соотношение общих запасов этих руд составляет соответственно для зарубежных стран 70, 30 и 30 %, а для СССР 30, 60 и 10 % [6, 15, 16, 17 и др.]. Для более детального изучения этой связи автором рудоносным массивам, а в нашей стране основе предложенных А. С. Калугиных около 90 % их общих запасов соотнесено в докембрийских и только геологического и металлогенического 10 % — в палеозойских массивах. В мезозойских интрузивах богаты руды, оставлена схема плотности распределения интрузивных основных и ультраосновных интрузивов (кроме траппов) на территории материков (рис. 2) с использованием геологических карт масштаба 1:5 000 000, а в некоторых случаях для СССР и США — более крупномасштабных карт. Выделены участки, где встречаются ультраосновными породами, не встречающимися в палеозойских ультраосновных породах ассоциируемые с ними титаномагнетитовые месторождения (Качканарский и др.), а в мезозойских этот тип оруденения является главным (Юго-Восточная Аляска и месторождения в щелочно-ультраосновных массивах).

Характерная особенность размещения титаномагнетитовых месторождений заключается в их тесной связи с зонами земной коры, в которых установлена повышенная концентрация осн.

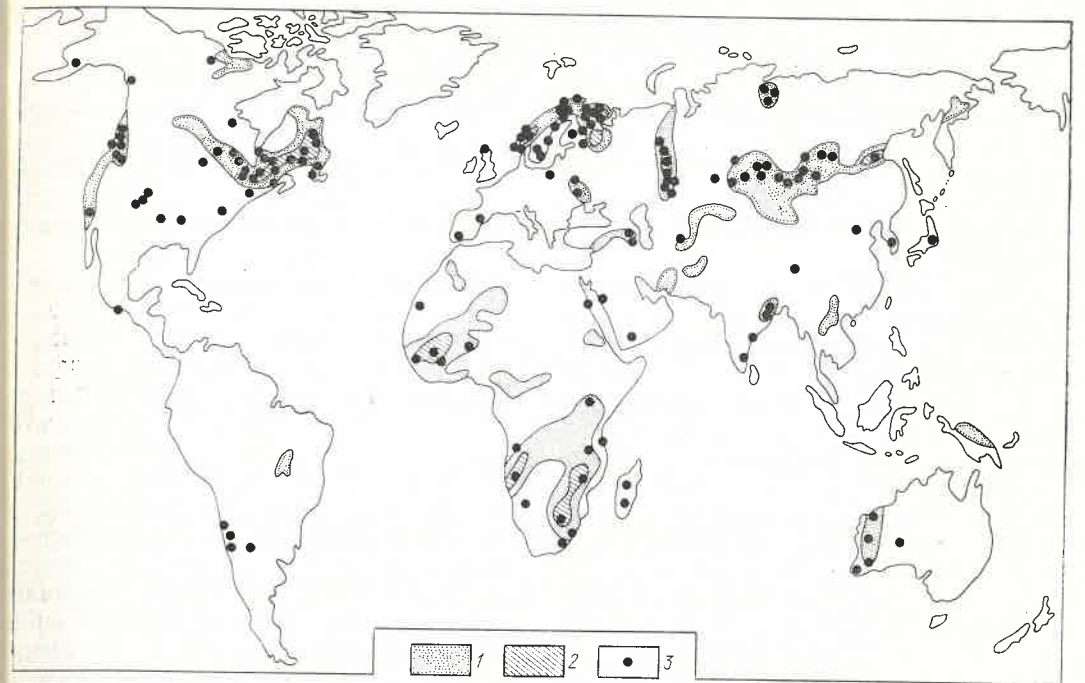


Рис. 2. Удельная площадь основных и ультраосновных интрузивов на 10 тыс. км² поверхности Земли
1 — до 1 тыс. км²; 2 — более 1 тыс. км²; 3 — титаномагнетитовые месторождения

Методика подсчета заключалась в следующем. Контуры интрузивов наносились на кальку с прямоугольной сеткой, размер ячеек которой отвечает площади 10 тыс. км² (для карт масштаба 1:5 000 000 он составляет 2×2 см). В пределах каждой ячейки подсчитывалась площадь выходов на поверхность основных и ультраосновных интрузивов. Для этой цели использовался передвижной шаблон ячейки, разделенной на более мелкие квадраты. Результаты подсчетов относились к точке, находящейся в центре каждой ячейки. Затем строились изолинии равных площадей.

Анализ предложенной схемы показывает, что все группы наиболее значительных месторождений располагаются в пределах зон с повышенной насыщенностью земной коры основными и ультраосновными интрузивами. К ним относятся в первую очередь юго-восточная часть Канадского щита, юг Африки, Балтийский щит, Урал и южное складчатое обрамление Сибирской платформы. Исключение представляет западная часть Африки, где при очень высокой концентрации основных и

* Здесь и далее для зарубежных стран анализируются главным образом разведанные запасы, а для СССР — общие запасы вместе с прогнозными. Их соотношение дается после пересчета на примерно одинаковое содержание рудных минералов отдельно в нашей стране и за рубежом. Подсчет соотношения проводился с использованием опубликованной литературы (более 130 наименований), а для некоторых месторождений юга Сибири — также и материалов автора по главнейшим месторождениям.

ультраосновных интрузивов известны только небольшие по размерам титаномагнетитовые месторождения. Это, вероятно, объясняется слабой изученностью данного района.

Территория докембрийских платформ характеризуется наиболее высокой концентрацией основных и ультраосновных интрузивов, позднепротерозойско-палеозойские складчатые области — меньшей, а мезо-кайнозойские — еще менее значительной. Перечисленные тектонические структуры различаются также спецификой проявления магматизма, с которым связано титаномагнетитовое оруденение. На докембрийских платформах количественно преобладают докембрийские рудоносные интрузивы, в палеозойских складчатых зонах — палеозойские, а в мезозойских и кайнозойских — соответственно мезозойские и кайнозойские.

Однако если на платформах так же широко представлены рудоносные интрузивы палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста, то в складчатых областях возрастной диапазон интрузивов обычно ограничивается возрастом самой складчатой структуры. В соответствии с разновозрастностью магматизма на древних платформах главными типами рудоносных интрузивов в них являются докембрийские анортозитовые плутоны и ультрабазит-базитовые расслоенные интрузивы, палеозойские и мезозойские интрузивы щелочно-ультраосновной формации. В палеозойских складчатых областях рудоносны палеозойские крутопадающие линзообразные базитовые или ультрабазит-базитовые и воронкообразные расслоенные базитовые интрузивы. В мезозойских структурах оруденение приурочено к мезозойским дифференцированным базит-ультрабазитовым комплексам.

С плотностью распределения интрузивов основного и ультраосновного состава связано общее размещение не только титаномагнетитовых месторождений, но и запасов сплошных руд в них. Как отмечалось выше, подавляющая масса сплошных руд сосредоточена на докембрийских платформах, где плотность распределения этих интрузивов обычно наиболее высокая. В позднепротерозойско-палеозойских

складчатых поясах с меньшей концентрацией интрузивов руд указанных типов значительно меньше, а в мезо-кайнозойских они почти отсутствуют. Сходные закономерности в размещении характерны и для железных руд легкообогатимого типа и сплошных, большая часть запасов которых сосредоточена на древних платформах [11].

Различия в насыщенности основными и ультраосновными интрузивами упомянутых тектонических структур объясняются спецификой проявления магматизма в период формирования каждой из них. Еще одной причиной может служить различие эрозионных срезов этих структур. Если древние платформы длительное время были областями поднятия и подвергались интенсивной денудации, то более молодые складчатые структуры испытывали подобные преобразования в меньшей степени. В связи с этим на платформах сейчас сейчас обнажаются более глубокие срезы тех протогеосинклинальных областей, которые существовали здесь в докембрийское время и консолидация которых привела к образованию платформ, что подтверждается меньшей толщиной гранитного слоя земной коры в них по сравнению со складчатыми областями. С таким различием в уровнях эрозионного среза можно связывать возрастание насыщенности земной коры основными и ультраосновными интрузивами от более молодых складчатых областей к более древним зонам и докембрийским платформам, а также некоторые особенности их интрузивного магматизма.

Наряду с глобальной связью титаномагнетитовых месторождений с зонами максимальной насыщенности земной коры основными и ультраосновными интрузивами прослеживается и более локальная связь. Она проявлена, в частности, на юге Сибири, Дальнем Востоке, входящих в состав Монголо-Охотской складчатой области. Автором для данного региона составлена схема плотностного распределения домезозойских основных и ультраосновных интрузивов и показано размещение здесь ряда титаномагнетитовых месторождений и рудопроявлений. На ней видно, что подавляющее их количество располагается в пределах зон с повышенной концен-

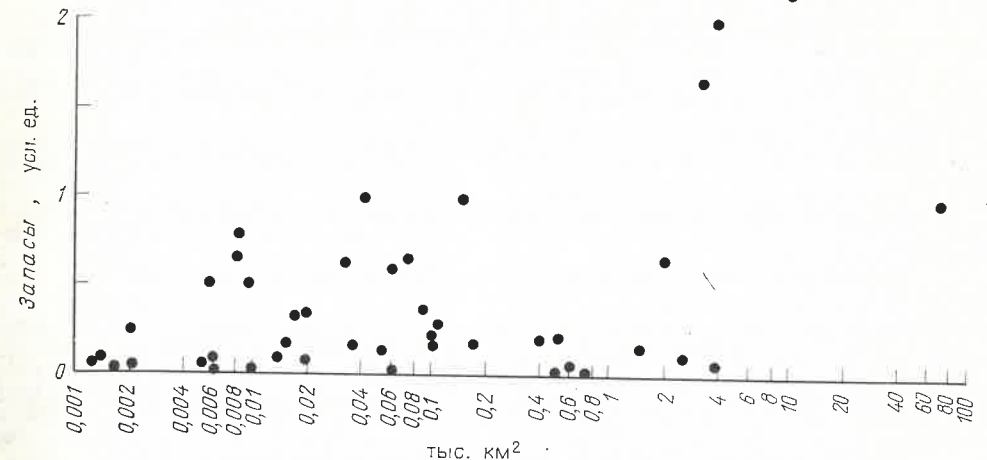


Рис. 3. Соотношение запасов руд главных титаномагнетитовых месторождений и площадей выходов на поверхность вмещающих их рудоносных интрузивов

трацией основных и ультраосновных интрузивов (более 100 км² на 10 тыс. территории), а наиболее значимые сейчас обнажаются более глубокие срезы тех протогеосинклинальных областей, которые существовали здесь в докембрийское время и консолидация которых привела к образованию платформ, что подтверждается меньшей толщиной гранитного слоя земной коры в них по сравнению со складчатыми областями. С таким различием в уровнях эрозионного среза можно связывать возрастание насыщенности земной коры основными и ультраосновными интрузивами от более молодых складчатых областей к более древним зонам и докембрийским платформам, а также некоторые особенности их интрузивного магматизма.

Намечается определенная связь между запасами руд отдельных титаномагнетитовых месторождений и размерами вмещающих их интрузивов, показанная для главных месторождений мира на рис. 3. Из его анализа видно, что наиболее значительные месторождения чаще всего приурочены к самым крупным интрузивам.

Главная причина пространственной связи титаномагнетитовых месторождений с зонами высокой концентрации основных и ультраосновных интрузивов заключается, по мнению автора, в том, что значительные объемы внедряющейся магмы способствовали более полной ее дифференциации с разделением компонентов, в том числе и обособлением расплавов, обогащенных железом и титаном. Как правило, в зонах наиболее высокой насыщенности земной коры основными и ультраосновными интрузивами встречаются наиболее крупные плутоны.

В обширных магматических резервуарах дифференциация происходит наиболее полно [18]. Это подтверждается развитием значительного количества контрастных дифференциатов поч-

ти во всех крупнейших габброидных и анортозитовых плутонах. Рудообразование может также стимулироваться наличием в первичном расплаве или ассимиляцией из вмещающих пород компонентов, способствующих ферритизации расплавов [14]. В ходе тектонических подвижек на определенных этапах развития структур, обогащенные рудными компонентами расплавы могут внедряться в вышележащие горизонты в виде меньших по размерам тел и дифференцироваться здесь уже в форме самостоятельных рудоносных интрузий с повышенным средневзвешенным содержанием железа и титана.

Таким образом, в региональном масштабе характер размещения, типы и размеры титаномагнетитовых месторождений контролируются зонами повышенной плотности основных и ультраосновных интрузивов в земной коре, определенными тектоническими структурами и этапами их развития. При выборе направления поисково-разведочных работ на титаномагнетитовые руды необходимо учитывать следующие общие закономерности размещения их месторождений.

1. Существует тесная пространственная связь титаномагнетитовых месторождений с зонами высокой концентрации основных и ультраосновных интрузивов в земной коре, причем наиболее крупные из них приурочены обычно к участкам с наибольшей плот-

ностью распределения интрузивов и с наиболее крупными их размерами.

2. Подавляющая масса сплошных титаномagnetитовых руд сосредоточена на докембрийских платформах, гораздо меньшая — в окружающих геосинклинальных областях. Однако общее количество руд, включая бедновкрапленные, в геосинклинальных областях ненамного меньше, чем на платформах, а по некоторым районам даже превышает их.

3. Железо-ванадиевые низкотитанистые руды качканарского типа концентрируются в эвгеосинклинальных складчатых областях палеозойского и мезозойского возраста.

4. Месторождения титановых руд ильменитового и гематитового состава приурочены к некоторым массивам субплатформенных автономных анортозитов, а их относительное количество не превышает первых процентов от общих запасов руд.

5. Наиболее благоприятные для технологической переработки железотитано-ванадиевые руды ильменит-магнетитового состава тяготеют к габбро-амфиболитовой формации протогеосинклинального и эвгеосинклинального докембрийских этапов развития тектонических структур. Их образование связано с процессами регионального или контактового метаморфизма ильменит-титаномagnetитовых или собственно титаномagnetитовых руд.

6. Железо-титано-ванадиевые руды ильменит-титаномagnetитового и собственно титаномagnetитового состава (включая перовскит- и рутилсодержащие) с высоко- и среднетитанистым (от 4 до 20 % TiO_2) титаномagnetитом, для которых еще не освоена в промышленном масштабе методика полного комплексного использования, широко распространены в подавляющем большинстве титаносных магматических формаций разнообразных тектонических структур.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анортозиты докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы/А. П. Биркис, О. А. Богатиков, С. В. Богданов и др. — В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. Т. 2. М., Недра, 1976, с. 83—95.

2. Богатиков О. А. Анортозиты. М., Наука, 1979.
3. Борисенко Л. Ф. Ванадий (минералогия, геохимия и типы эндогенных месторождений). М., Недра, 1973.
4. Калугин А. С. Количественная основа геологического и металлогенического районирования складчатых областей. — Сов. геология, 1965, № 1, с. 95—104.
5. Кузнецов В. А. Генетические ряды и серии рудных формаций. — В кн.: Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. Ташкент, 1975, с. 6—15.
6. Лебедев А. П. Титаносные пояса древних складчатых систем юга Сибири. — Докл. АН СССР, 1964, т. 155, № 6, с. 1329—1332.
7. Малышев И. И., Пантелеев П. Г., Покровский А. В. Титаномagnetитовые месторождения Урала. Вып. 1. Л., Изд-во АН СССР, 1934.
8. Малышев И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. М., Госгеолтехиздат, 1957.
9. Момджи Г. С. Железорудные формации подвижных зон СССР (классификация по закономерности размещения). — Геология рудных месторождений, 1972, № 5, с. 22—31.
10. Момджи Г. С. Платформенные железорудные формации СССР (классификация по закономерности размещения). — Геология рудных месторождений, 1974, № 6, с. 71—79.
11. Момджи Г. С. Совершенствование геологического прогноза. — Сов. геология, 1976, № 11, с. 19—37.
12. Муратов М. В. Региональная тектоника материков. — В кн.: Тектоносфера Земли. М., 1978, с. 11—32.
13. Немцов В. М. Классификация месторождений и рудопроявлений титана в основных и ультраосновных интрузивах. — Изв. вузов. Сер. Геология и разведка, 1977, № 9, с. 60—67.
14. Павлов А. Л., Дымкин А. М. Термодинамика процессов ферритизации в силикатных расплавах и проблемы рудообразования. Новосибирск, Наука, 1979.
15. Поляков Г. В. Палеозойский магматизм и железорудное юга Средней Сибири. М., Наука, 1971.
16. Поспелов Г. Л. О закономерностях размещения магматогенных железорудных месторождений Алтае-Саянской складчатой области. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 2. М., 1959, с. 244—288.
17. Холодов В. Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М., Наука, 1973.
18. Шаратов В. Н., Исаенко Л. И. Динамика дифференциации базитовой магмы в камбизме. — В кн.: Проблемы дифференциации магматических рудообразующих процессах. Новосибирск, 1977, с. 33—54.

А. М. ПУМПЯНСКИЙ, С. И. БИРЮЧЕВ,
Г. И. САМАРКИН (Уральская геол.-съем. эксп.)

Магнетитовые месторождения Глубоченской железорудной зоны

Изучение месторождений Глубоченской зоны в настоящее время сводится к поискам и оценке руд. Их можно рассматривать как будущую сырьевую базу для черной металлургии Южного Урала.

Глубоченская железорудная зона расположена в Южном Зауралье в пределах Курганской области. Для этой территории характерно двухъярусное геологическое строение. Верхний ярус сложен горизонтально залегающими рыхлыми мезозойско-кайнозойскими породами, нижний — дислоцированными доюрскими. Мощность покровных отложений увеличивается с юго-запада на северо-восток от 200 до 700 м. В строении фундамента участвуют линейные структуры разных порядков, вытянутые в северо-восточном направлении. Рассматриваемая зона находится в северной части Валерьяновской синклинальной структуры Тюменско-Кустанайского прогиба. Здесь выявлены четыре месторождения (Глубоченское, Березовское, Медвежьеозерское и Петровское) и несколько рудопроявлений.

В тектоническом отношении Глубоченская железорудная зона приурочена к осевой части Валерьяновского синклинория и контролируется Глубоченским глубинным разломом северо-северо-восточного простирания. Сочетание разноориентированных разрывных нарушений, по которым происходят вертикальные и горизонтальные движения, обусловило блоковое строение зоны и синклинория в целом. Железорудная зона с севера на юг делится на три крупных мегаблока: Косородский, Альменевский и Глубоченско-Кораблевский. Границы между ними проходят по широтным разломам. В пределах указанных мегаблоков выделяются блоки более высокого порядка, соответствующие рудным районам (узлам): Окуневский, Юргамышский, Березовский, Глубоченский, Кораблевский.

Важную роль в строении Глубоченской железорудной зоны играют вулканические структуры. На связь маг-

нетитового оруденения с очагами раннекаменноугольного вулканизма указывал П. С. Галкин [2] на примере Главной железорудной полосы Тургай. А. М. Дымкин и др. [4], рассматривая вулкано-плутонические железосодержащие структуры Урала, выделяют вулканические поднятия и депрессии [4]. Они считают, что скарново-магнетитовые месторождения Главной железорудной полосы приурочены преимущественно к депрессионным структурам. Анализ магнитного и гравитационного полей, а также данные по геологическому строению месторождений приводят к выводу о том, что магнетитовые залежи Глубоченской зоны связаны как с вулканическими структурами депрессионного типа, так и с поднятиями. Например, Юргамышское рудопроявление приурочено к поднятию, а Глубоченское месторождение — к структуре депрессионного типа.

Рудовмещающая вулканогенно-осадочная толща нижнего карбона датируется средним визе—серпуховским ярусом и подразделяется на валерьяновскую (C_{1v2-3}) и качарскую (C_{1v3-S}) серии. В рассматриваемой части Тюменско-Кустанайского прогиба оруденение в основном связано с валерьяновской серией среднего—верхнего визе.

Валерьяновская серия представлена лавами и туфами основного и среднего состава, туфогенно-осадочными породами и известняками, характеризуется значительной изменчивостью как по площади, так и по разрезу. Доля осадочных отложений уменьшается с юга на север: на Глубоченском месторождении они составляют около 85 % мощности серии, на Березовском 30—35 %, а на Медвежьеозерском и Петровском 5—10 %. Среди осадочных образований значительную роль играют туфогенно-осадочные породы — туффиты, туфопесчаники, туфоалеволиты и туфоаргиллиты. Известняки в разрезе развиты неравномерно: наиболее широко они распространены на Глубоченском месторождении, где составляют 10—12 % общей мощности

разреза (мощность карбонатных пачек здесь достигает 150 м), а на Березовском, Медвежьеозерском и Петровском — встречаются в виде единичных прослоев и линз мощностью до 15—30 м.

Вулканогенная часть разреза представлена базальтовыми, андезито-базальтовыми и андезитовыми порфиридами и их туфами с преобладанием основных разновидностей. В небольшом количестве встречаются субщелочные эффузивы — трахибазальты и трахиандезиты. Вулканиды валерьяновской серии выражены покровными, жерловыми и субвулканическими фациями. Соотношение эффузивов и туфов колеблется от 4:1 до 2:3. В целом же, по-видимому, излившиеся и пирокластические породы в северной части Тюменско-Кустанайского прогиба присутствуют в равных количествах.

Вулканические извержения в среднем—позднем визе происходили в субаквальных условиях, о чем свидетельствует наличие в разрезе известняков с морской фауной. Мощность валерьяновской серии достигает 3000 м.

На породах валерьяновской серии согласно, часто с постепенным переходом, залегают вулканогенно-осадочные образования качарской серии, которая в пределах рассматриваемой части Валерьяновского синклиория наиболее широко развита к югу от Глубоченского месторождения. Разрез ее сложен преимущественно эффузивами; осадочные породы развиты меньше, чем в валерьяновской серии, и представлены туфогенно-осадочными разновидностями и маломощными телами известняков. С этими отложениями в тургайской части прогиба связано значительное по масштабам магнетитовое оруденение (верхний этаж оруденения Качарского и Алешинского месторождения, Давыдовское, Светло-Джаркульское, Куттукское месторождения и др.). В Глубоченской железорудной зоне в качарской серии известно лишь несколько рудопроявлений (Чалкинское, Батовское и Окуневское).

Эффузивы качарской серии представлены базальтовыми, андезито-базальтовыми, андезитовыми порфиридами повышенной щелочности, трахиба-

зальтами, трахиандезитами и выражены покровными, жерловыми и субвулканическими фациями. Покровные фации отличаются широким развитием основных туфов, для которых характерны гетерокластический тип обломочного материала, значительное количество обломков псефитовой размерности; присутствуют сваренные туфы и агломераты. В лавах и в пирокластах довольно часто отмечается гематитизация, которая проявляется в коричневатой и вишневой окраске пород. По петрографическим и петрохимическим особенностям эффузивы качарской и валерьяновской серий относятся к единой базальт-андезитовой формации, которая образовалась в средневизейское—серпуховское время но в отличие от валерьяновской эффузивы качарской серии накапливались преимущественно в субаэральной обстановке.

Эффузивам базальт-андезитовой формации комагматичны интрузии соколовско-сарбайского комплекса, образующие совместно с вулканами единую вулканоплутоническую ассоциацию. Этот комплекс представлен гипабиссальными и субвулканическими телами основного, среднего и умеренного кислого состава, тяготеющими к Глубоченскому глубинному разлому. Возраст пород соколовско-сарбайского комплекса, по геологическим данным, результатам определения абсолютного возраста, ранне-среднекаменноугольный, что установлено и для Главной железорудной полосы Тургая [7]. Породы комплекса дорудные, подвержены метасоматическим преобразованиям, секутся рудными прожилками.

Породы продуктивной вулканоплутонической ассоциации по составу представляют собой непрерывный ряд с содержанием кремнезема от 45 до 70%; это дает основание предполагать, что развитие магматического комплекса было гомодромным. Сходство химических составов и характер дифференциации интрузивных образований, относимых к габбро-диорит-плагиогранодиоритовой формации, эффузивов базальт-андезитовой формации свидетельствует о единстве магматического очага, а также об одном времени формирования его продуктов в эффузивных и интрузив-

ных фациях. В этом отношении магматиты Глубоченской зоны аналогичны магматитам Главной железорудной полосы Тургая.

Особенностью химизма пород вулканоплутонической ассоциации является пересыщенность кремнеземом и глиноземом, что подтверждается частым присутствием в габбро, реже в базальтовых порфиридах нормативного кварца, а в породах среднего и умеренно кислого состава нормативного корунда. Породы рассматриваемой ассоциации характеризуются низким содержанием титана (TiO_2 около 1%), преобладанием суммы окислов железа над окисью магния, окисного железа над закисным ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}=0,1—0,9$ в 70% химических анализов), натрия над калием ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0,1—0,5$), что позволяет относить их к единой натриево-серии.

На диаграмме ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) — SiO_2 фигуративные точки, соответствующие породам габбро-диорит-гранодиоритовой и базальт-андезитовой формаций, попадают в поле субщелочных и частично известково-щелочных пород, что хорошо увязывается с повышенной лейкократовостью пород и более кислым составом плагиоклазов по сравнению с типичными породами известково-щелочного ряда. Тем самым подтверждается существенное отличие их от менее щелочных пород щелочноземельных базальтоидных непрерывно дифференцированных серий островных дуг и краевых вулканических поясов [8, 3]. Перечисленные особенности свидетельствуют о близости исходных магм Тюменско-Кустанайского прогиба к континентальным толеитам повышенной щелочности, кристаллизация и развитие которых происходили в условиях рифтогенеза молодой эпикаледонской платформы. Особенностью магматизма этого типа является исландитовый (толеитовый) тип дифференциации базальтоидных магм, приведший к формированию обогащенных магнетитом пород (феррогаббро, ферробазальтов), что послужило главной причиной образования в этой зоне крупнейших магнетитовых месторождений [12].

Кроме каменноугольных магматических пород в пределах Глубоченской железорудной зоны известны дайки и

малые тела мощностью до 100 м ранне-среднетриасовых долеритов, приуроченных к субширотным разрывным нарушениям. По отношению к оруденению они пострудные и входят в состав габбро-норит-долеритовой формации, изучение которой может иметь важное практическое значение в связи с возможной металлогенической специализацией этих интрузивных тел на медно-никелевое оруденение [9].

Месторождения и рудопроявления Глубоченской железорудной зоны относятся к скарново-магнетитовому типу оруденения, характеризуются пласто- и линзообразной формой рудных тел и бедными или средними по качеству рудами. Рудные тела, как правило, залегают согласно с вмещающими породами. В то же время каждое месторождение имеет свои особенности, которые обычно выражаются в составе и строении вмещающих отложений, характере метасоматических преобразований и содержании элементов-примесей.

По составу вмещающих толщ месторождения и проявления подразделяются на залегающие в вулканогенно-осадочных отложениях (Глубоченское и Березовское) и в эффузивах (Медвежьеозерское и Петровское, а также Батовское, Быдинское, Юргамышское и Окуневское рудопроявления).

Глубоченское месторождение магнетитовых руд расположено на территории Целинного района Курганской области. Палеозойский фундамент залегает здесь на глубине 320—340 м. В строении месторождения участвуют вулканогенно-осадочные породы валерьяновской серии (рис. 1). В западной его части распространены известняки с примесью и прослоями туфогенного материала, в осевой — наиболее развита вулканогенно-обломочная пачка и на восточном крыле — эффузивы основного состава. Оруденение приурочено к вулканогенно-обломочной пачке и проследжено на 4,5 км в северо-северо-восточном направлении. Интрузивные породы Глубоченского месторождения представлены дорудными субвулканическими образованиями основного и среднего состава и пострудными дайками долеритов и

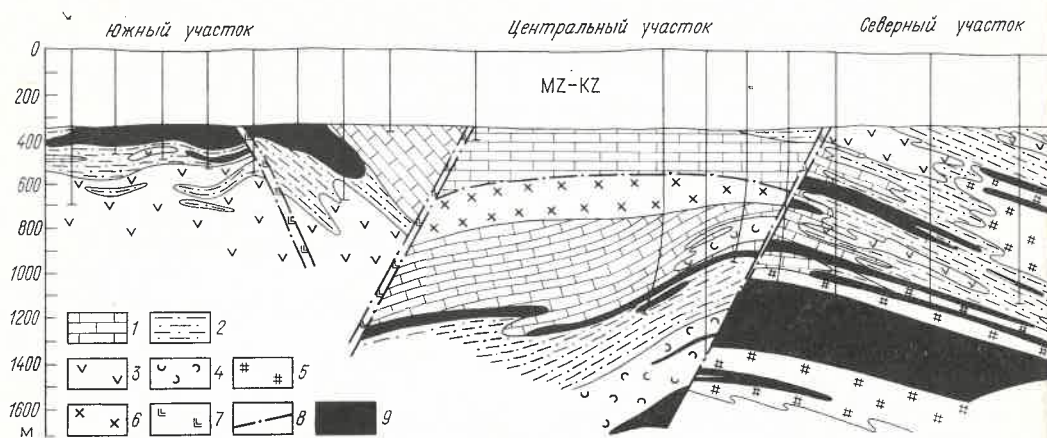


Рис. 1. Геологический профиль Глубоченского месторождения
1 — известняки; 2 — песчаники, алевролиты, аргиллиты; 3 — андезито-базальтовые и базальтовые порфиры; 4 — туфы андезито-базальтового и базальтового

анамезитов. Первые залегают согласно с вмещающими породами, а порудные дайки обычно секут вулканогенно-осадочную толщу, реже наблюдаются в виде межпластовых залежей (силлов). Мощность дайковых образований колеблется от первых метров до 100—120 м.

Широко развитые разрывные нарушения имеют субширотное и северо-северо-восточное простирание. Субширотными нарушениями месторождение делится на три участка (блока), значительно различающихся по геологическому строению и рудоносности. Наиболее рудоносны Южный и Северный участки. Рудная зона Южного участка прослеживается на 1300 м по простиранию и на 750 м на глубину. Падение западное под углом 55—60°. Зона представлена тремя рудными телами пластообразной формы: основное рудное тело, в его лежащем боку залегают второе — восточное, отделенное от основного пачкой кристаллотуфов и альбитофинов, и третье тело, расположенное в висячем боку главной залежи.

На Южном участке преобладают прожилково-вкрапленные магнетитовые руды со значительным содержанием сульфидов. Здесь широко развиты также окисленные (мартитовые) руды. Глубина зоны окисления достигает 100 м и более. Между Северным и Южным участками единичными скважинами установлено незначительное

состав; 5 — скарны и другие метасоматические породы; 6 — кварцевые диориты, диоритовые порфиры, диориты и габбро-диориты; 7 — долериты; 8 — разрывные нарушения; 9 — магнетитовые руды

глубинное магнетитовое оруденение (Центральный участок).

Оруденение Северного участка представлено серией «слепых» рудных тел, не выходящих на поверхность фундамента и по простиранию прослеживающихся на 2 км. Верхняя кромка оруденения находится на глубине около 200 м от поверхности фундамента. Пачка строения рудной зоны восточное под углом 35—60°, причем с глубиной интенсивность оруденения возрастает. На Северном участке выявлено свыше 10 рудных тел. Руды вкрапленные, прожилково-вкрапленные со значительным количеством сульфидов. Наиболее мощное рудное тело (истинная мощность свыше 200 м) прослеживается на глубине 900—1700 м. По восстанию оно срезается крутопадающим нарушением северо-северо-восточного простирания.

Березовское железорудное месторождение расположено севернее Глубоченского, в Куртамышском районе Курганской области. Мощность рыхлых отложений колеблется от 40 до 550 м. Рудовмещающие породы средне-верхневизейского возраста представлены переслаивающимися аргиллитами, алевролитами, туффитами порфирами субщелочного базальтового и андезито-базальтового состава. Мощность продуктивной пачки 220—350 м, падение моноклиналиное юго-западное 20—30°. В лежащем боку (юго-восточный фланг) скважинами

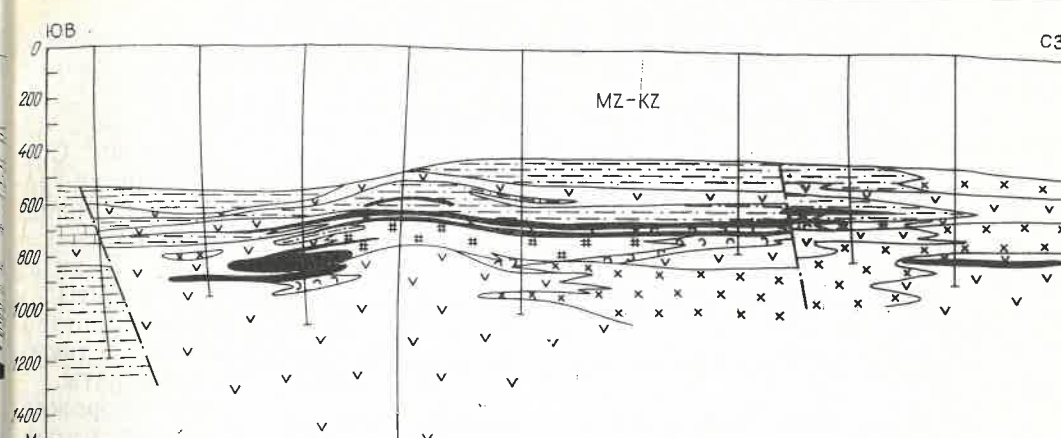


Рис. 2. Геологический профиль Березовского месторождения
Усл. обозн. см. рис. 1

подсечена эффузивная пачка базальтовых плагиоклазовых порфиритов. В кровле месторождения на северо-западном фланге зафиксированы пластообразные тела габбро-диоритов и субвулканических диоритовых порфиритов, которые залегают согласно с вулканогенно-осадочными породами (рис. 2).

Одной из особенностей геологического строения Березовского месторождения является северо-западное (320°) простирание вмещающих пород и рудных тел, которое не согласуется с общим северо-северо-восточным простиранием региональных структур, в том числе и Глубоченской железорудной зоны. Это, по-видимому, объясняется флексуриобразным разворотом блока, содержащего месторождение.

Магнетитовое оруденение прослеживается на 2,8 км по простиранию и на 1,3 км по падению. На глубине 430—950 м выявлено 10 рудных тел линзовидно-пластообразной формы. В рудной зоне они располагаются субпараллельно и часто сближаются на 5—20 м. Рудные тела сложены вкрапленными, реже сплошными магнетитовыми рудами, в которых отмечается вкрапленность сульфидов, главным образом пирита.

Медвежьеозерское месторождение магнетитовых руд находится в Мишкинском районе Курганской области, юго-западнее Петровского. Оно вскрыто четырьмя скважинами. Фундамент встречен на глубине 400—20 м. В строении месторождения уча-

ствуют осадочно-вулканогенные образования средне-верхневизейского возраста. Падение пород юго-юго-западное под углом 30—40°. В разрезе преобладают лавы и туфы андезито-базальтовых и андезитовых порфиритов. В меньшем количестве присутствуют туффиты и известняки, большая часть которых отмечается в пределах рудной зоны. Все породы, особенно туфы, туффиты и известняки, подвергнуты интенсивному метасоматозу (рис. 3). Характерна интрузия умеренно кислого состава (кварцевые диориты), кровля которой находится на глубине 600 м. В экзоконтакте с ней отмечается ороговикование вмещающих пород. С интрузией, по-видимому, связаны дайки, представленные гранодиорит-порфирами, кварцевыми сиенит-диоритами и диоритовыми порфирами.

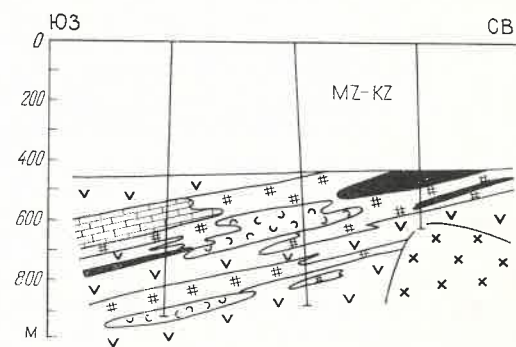


Рис. 3. Геологический профиль Медвежьеозерского месторождения
Усл. обозн. см. рис. 1

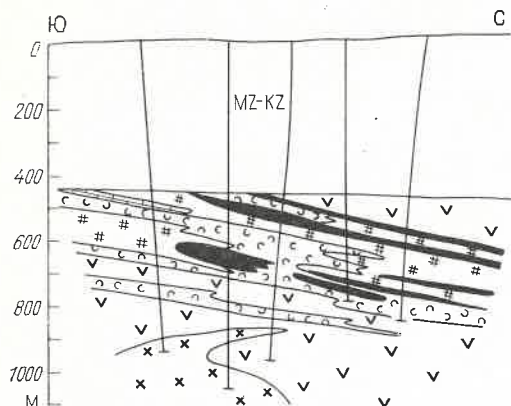


Рис. 4. Геологический профиль Петровского месторождения

Усл. обозн. см. рис. 1

Рудная зона мощностью около 200 м залегает на глубине 400—800 м согласно слоистости пород. Для нее характерно широкое развитие метасоматитов — пироксен-скаполитовых и гранатовых скарнов. Руды бедные и средние, преобладают прожилково-вкрапленные текстуры.

Петровское месторождение магнетитовых руд расположено в Юргамышском районе. Мощность рыхлых отложений здесь 440—500 м. Породы представлены альбитизированными эффузивами основного и среднего состава, относящимися к валерьяновской серии (C_{1V2-3}). Месторождение делится на два участка.

Простираение рудовмещающей толщи Северного участка северо-северо-восточное, падение запад-северо-западное под углом 25—30°. На Южном участке простираение пород субширотное, падение пологое (20—30°) на север и на юг. Такое невыдержанное простираение пород объясняется интенсивной блоковой тектоникой. Наиболее ярко проявлены дизъюнктивные нарушения северо-восточного и субширотного направлений (рис. 4).

Для разреза Петровского месторождения характерно почти полное отсутствие осадочных пород и широкое развитие метасоматитов. В надрудной толще развиты преимущественно литокристаллокластические туфы основного и среднего состава с редкими маломощными прослоями порфиритов. Рудовмещающая толща представлена преимущественно теми же породами,

интенсивно метасоматически измененными (альбитизация, скарнирование, амфиболитизация, хлоритизация). Скарнирование выражено интенсивнее, чем на других месторождениях зоны. Среди скарнов преобладают пироксен-гранатовые разности с железистым гранатом, в меньшем количестве отмечаются участки скаполитизации. В низах разреза присутствуют порфириты и микропорфириты андезито-базальтового и андезитового состава, а также диабазы и диабазовые порфириты.

Залегание рудных зон месторождения пологое, согласное с напластованием пород. Оруденение имеет значительный (до 300—350 м) вертикальный размах в интервале глубин 470—1300 м и большую площадь распространения. Скважинами встречено около 70 рудных тел мощностью от 5 до 42 м. Руды бедные и средние, пятнистой и полосчатой текстуры. Кроме магнетита отмечаются пирит, халькопирит, а также пирротин, галенит, сфалерит. В рудах содержится значительное количество альбита, граната, пироксена и скаполита. Содержание серы 1,5—5 %, фосфора от сотых до десятых долей процента.

В Глубоченской зоне преобладают бедные и средние магнетитовые руды с содержанием общего железа 20—40 %, и только на Медвежьеозерском и Березовском месторождениях встречаются богатые руды — до 50 % и выше. Рудные тела характеризуются чередованием рудных и нерудных прослоев; последние представлены метасоматитами или вулканогенными породами, а рудные интервалы — сплошными, прожилково-вкрапленными, полосчатыми, пятнистыми и брекчиевидными рудами. Основным рудным минералом является магнетит, встречаются также мартит, маггемит, гематит, мушкетовит, титаномангнетит, ильменит. На Глубоченском, Березовском, Петровском месторождениях и Окуневском рудопроявлении довольно широко развита сульфидная минерализация, с которой связаны повышенные содержания меди (Березовское, Глубоченское), цинка и свинца (Петровское). Из сульфидов определены пирит, халькопирит, пирротин, халькозин, валлериит, молибденит, ковеллит, борнит, сфалерит и галенит.

Оруденению сопутствуют метасоматические изменения вмещающих пород — альбитизация, скаполитизация, пироксенитизация, скарнирование, эпидотитизация, актинолитизация, хлоритизация, карбонатизация, калишпатизация, окварцевание, пренитизация, биотитизация и цеолитизация. Процессы развиваются с разной интенсивностью, в разных сочетаниях и приводят к образованию во вмещающих породах различных по составу метасоматитов. По характеру метасоматических изменений вмещающих пород можно выделить следующие подтипы скарново-магнетитовых месторождений: скаполитовый (Окуневское рудопроявление), скаполит-скарново-гидросиликатный (Березовское и Петровское месторождения) и скарново-гидросиликатный (Глубоченское месторождение).

Наиболее ранним процессом считается скаполитизация. Отмечается наложение скаполита на вулканогенные и интрузивные породы с образованием скаполитовых, пироксен-скаполитовых и эпидот-альбит-скаполитовых метасоматитов. Мощность зон скаполитизации от первых до сотен метров (Окуневское рудопроявление). Зоны скаполитизации часто сопровождаются вкрапленным или мелкогнездовым оруденением. Существует мнение о возможной регенерации рудного вещества и переносе его с хлоридными водами, определяющими образование скаполита в зонах прогрева [10].

Скарны на месторождениях Глубоченской железорудной зоны известково-пестрые, по составу гранатовые, пироксен-гранатовые, эпидот-гранатовые и т. п. Установлено развитие скарнов по известнякам, вулканогенно-осадочным, реже интрузивным (Березовское месторождение) породам. Мощность скарновых тел от десятков сантиметров до десятков метров.

Гидросиликатные метасоматиты, сложенные эпидотом, актинолитом, хлоритом, а также альбитом и карбонатом (в разных сочетаниях), развиваются по скаполитовым породам, скарнам и непосредственно по вулканогенным и вулканогенно-осадочным породам.

Наиболее поздними из метасоматических процессов считаются карбонатизация, окварцевание, образование

сульфидов, а также развитие гипса и ангидрита. Последние представляются как остаточные (первично седиментогенные) или сформировавшиеся в процессе переотложения минерализованными водами [10].

Метасоматическая зональность на месторождениях проявлена слабо. Наиболее отчетливо отмечаются следующие закономерности в распределении метасоматитов и оруденения:

- широкое развитие альбитизации и приуроченность ее к периферии скарновых зон или висящему боку зоны скаполитизации (Глубоченское месторождение, Окуневское рудопроявление);

- приуроченность скарнов к центру рудно-метасоматических зон (Березовское месторождение);

- смена скарнов с глубиной и на флангах гидросиликатными метасоматитами (Глубоченское месторождение);

- приуроченность более богатых руд к нижним горизонтам рудных тел, а руд с высоким содержанием сульфидов — к верхним (Березовское месторождение).

Указанные особенности оруденения и метасоматоза Глубоченской железорудной зоны можно объяснить как собственно рудным метасоматозом, так и вулканогенно-осадочным генезисом оруденения, что, по-видимому, связано с полигенным характером оруденения в целом.

Закономерности размещения магнетитового оруденения в Валерьяновском синклинии, к которому приурочена Глубоченская железорудная зона, определяются интенсивными гравитационными и магнитными полями, обусловленными высокой фемичностью верхней части земной коры. Последняя выражается в широком развитии магматических пород основного состава, что и определяет продуктивность структуры на магнетитовое оруденение.

Другой особенностью физических полей Валерьяновской структуры является их значительная градиентность, которая отражает изменчивость геологического разреза верхней части земной коры. Максимальная интенсивность гравитационного поля соответствует блокам фемического состава с

мощностью вулканитов до 10—12 км. Таким образом, локальные гравитационные максимумы фиксируют центры базальтоидного магматизма. Как правило, эти максимумы сопровождаются повышением интенсивности и магнитного поля. Последние обычно объясняются или основными магматитами, или магнетитовым оруденением. С блоками повышенной фемичности в Глубоченской зоне, так же как и в Тургайской части прогиба, связана большая часть запасов магнетитовых руд, причем крупные месторождения тяготеют обычно к краевым частям локальных гравитационных максимумов, что, по-видимому, отражает приуроченность их к краевым частям депрессионных вулканических структур.

Месторождения располагаются в узлах пересечения Глубоченского глубинного разлома северо-северо-восточного простирания с субширотными нарушениями. Здесь, так же как и в Тургайском прогибе, выдерживается «шаг оруденения», установленный Г. М. Тетеревым в Главной железорудной полосе [14]. Крупные месторождения или рудные узлы отстоят друг от друга на 35—40 км. Этот шаг одни исследователи [14] объясняют периодичностью проявления субширотных разрывных нарушений, другие — связывают его с расстоянием между магматическими очагами. Так, В. И. Влодавец [1] на примере современных вулканических провинций показал, что плотность размещения вулканов (или вулканических центров) в рядах наиболее часто составляет 40—50 км.

Возраст оруденения предположительно ниже-среднекаменноугольный, хотя не исключается и более молодой, вплоть до триаса. Наиболее благоприятны для локализации оруденения вулканогенно-осадочные толщи пестрого литолого-петрографического состава, в разрезе которых значительную роль играют туфы, туффиты и известняки. Преобладание только вулканитов или только осадочных пород снижает роль литологического фактора, и руды, как правило, бедные, хотя масштаб оруденения может быть и значительным.

Тесная парагенетическая связь вулканизма и оруденения может свидетельствовать о том, что источником

железа при формировании месторождений подобных типов служат вулканогенные породы [6, 5] или, вернее, очаги базальтоидной магмы [13]. При этом железо накапливалось в виде магнетита на магматической стадии кристаллизации пород. Сочетание вулканитов, обогащенных магнетитом, их последующим высокотемпературным кремнево-щелочным метасоматозом и отложением выщелоченного железа в зонах скарнирования закономерны для формирования месторождений этого типа [11]. Значит, исходный состав магм должен иметь главное значение при формировании железорудных месторождений и железорудных провинций. Об этом свидетельствует приуроченность ряда крупных месторождений к континентальным толщам (Ангара-Илимская группа).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Влодавец В. И. Вулканическая деятельность в цифрах и некоторые выводы. В кн.: Геодинамика, магмообразование вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 134—145.
2. Галкин П. С. Некоторые вопросы геологии, вулканизма и металлогении Западной Тургай. — Тр. 1 Уральского петрографического совещания, т. 2. Свердловск, 1966, с. 137—141.
3. Добрецов Н. Л. Петрохимические особенности океанических и раннегеосинклинальных базальтов. — Геология и геофизика, 1975, № 2, с. 11—25.
4. Дымкин А. М., Полтавец Ю. А., Нефедкин Г. С. Геолого-петрологические особенности железоносных вулканоплутонических ассоциаций. Свердловск, 1982.
5. Дымкин А. М., Шербак В. М. Особенности формирования метасоматических и вулканогенно-осадочных пород Тургай. Новосибирск, Наука, 1973.
6. Корель В. Г. Петрология контакто-метасоматических магнетитовых месторождений Алтае-Саянской складчатой области. Недра, 1972.
7. Ксенофонтов О. К., Ивлев А. И. Магматизм и метаморфизм Тургайского прогиба. — В кн.: Геология СССР, т. XXXI, кн. 2. М., Недра, 1971, с. 9—141.
8. Кутолин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, Наука, 1972.
9. Михайлов Н. П. Эпигорный тафронез — заключительная стадия тектономатического цикла. — Сов. геология, 1979, № 3, с. 43—53.
10. Павлов Д. И. Магнетитовое рудообразование при участии экзогенных хлоридов. М., Недра, 1975.
11. Поспелов Г. Л. О типах и механизмах метасоматоза. — Геология и геофизика, 1966, № 11, с. 11—15.
12. Самаркин Г. И., Пумпянский А. М. Эволюция нижнекаменноугольного базальтоидного магматизма Валерьяновского вулканического пояса в связи с металлогенией. — В кн.: Геология и минерально-сырьевые ресурсы Западно-Сибирской плиты и ее складчатого обрамления. Тюмень, 1983, с. 141—144.
13. Старицкий Ю. Г. Эндогенные полезные ископаемые западной части Сибирской платформы. — Сов. геология, 1959, № 1, с. 62—77.
14. Тетерев Г. М. Основные закономерности размещения и образования скарново-магнетитовых месторождений Тургай. — В кн.: Магматизм и эндогенная металлогения Зауралья. Кустанай, 1970, с. 108—109.



СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

ДК [561 : 581.33] : 552.574.11+551.735.02(477.61/62)

Х. КРУЗИНА, В. И. УЗИЮК, Е. Г. ШВАРЦМАН (ПГО «Донбассгеология»)

Палинологическо-петрографические исследования для детального расчленения и корреляции угольных пластов Донбасса

Синонимика угольных пластов карбона Донецкого бассейна по сравнению с другими разновозрастными бассейнами хорошо разработана и обоснована более достоверно. Вместе с тем общеизвестно, что донецкие угольные пласты отличаются однообразием мощности и строения, характера их почвы, ровли и разделяющих прослоев, петрографического состава углей (в среднепластовых пробах), состава миоспоровых комплексов в пределах крупных палинологических зон и т. д. Они обычно не имеют отчетливо выраженных макроскопических признаков для корреляции, особенно в местах аномального строения, что, в свою очередь, значительно затрудняет или делает невозможным сопоставление угольных пластов с использованием существующих методов в процессе геологоразведочных работ и эксплуатации месторождений. С этим приходится сталкиваться при корреляции близких пластов, определении символов отдельных угольных пачек в местах генетических расщеплений пластов, выклиниваний и размывов, отождествлении угольных пластов в стратиграфических интервалах, лишенных других маркирующих горизонтов, т. д.

Многолетний опыт показал, что для решения вопросов корреляции и наи-

более достоверного сопоставления угольных пластов целесообразно одновременное применение нескольких методов. Этот принцип использован при разработке комплексного метода стратификации и корреляции угольных пластов юго-западной части Донбасса, внедренного в настоящее время в практику геологоразведочных работ ПГО «Донбассгеология». В его основу положены геолого-петрографическая послойная стратиграфическая корреляция угольных пластов [7, 8], а также результаты палинологических исследований последних двух десятилетий [2, 3, 4, 5, 6, 10, 11].

Подход к изучению палинологического материала был тот же, что и при создании эталонных разрезов всех ярусов донецкого карбона. Он базируется на сочетании количественного и морфофункционального анализов с учетом фациальных особенностей пород и углей [2, 3]. При разработке данного метода особое внимание уделялось исследованию исходного материала углей путем совместного применения спорово-пыльцевого и фитерального анализов. Это дает представление о палеоэкологии углей, особенностях их состава и свойств.

Накопленный к настоящему времени опыт убедительно свидетельствует о необходимости именно послойного

палинологического-петрографического изучения разрезов угольных пластов, позволяющего установить целый комплекс корреляционных признаков, которые выдерживаются даже в пределах угленосных районов. Характеризуемый метод разработан на материале некоторых угольных пластов башкирского и московского ярусов карбона с заведомо известной синонимикой ($f_1, h_7, l_7, l_8, l_8^1, m_3, p_1$). Такой подход к выбору пластов обеспечил, с одной стороны, получение сравнительных данных в широком стратиграфическом диапазоне, с другой — возможность изучения группы сближенных пластов для выявления их отличительных признаков. Учитывая, что методические приемы геолого-петрографического и палинологического исследований угольных пластов общеизвестны [6, 8], остановимся лишь на некоторых частных вопросах, заслуживающих особого внимания.

Эталонную послойную характеристику разрезов угольных пластов желательно составлять по результатам опробования шахтных монолитов. Изучение керновых проб возможно только в том случае, если они представительны (ориентированы по отношению к почве и кровле пласта, по возможности сохраняют его монолитность и мощность). Пробы отбираются методом разорванного монолита по всей мощности угольного пласта и маломощных (до 0,25 м) прослоев породы (более мощные опробуются на контактах с углем и в средней части). Проба из каолиновых прослоев должна иметь повышенную массу для проведения микроскопического, термического, технологического и рентгеноструктурного анализов.

Каждый угольный пласт детально описывается от почвы к кровле по принятой схеме [8] с выделением макропетрографических слоев и составлением разреза в масштабе 1:5. Материал для шлифов отбирается по всему разрезу пласта из каждых двух сантиметров. В целях обеспечения достоверности и сопоставимости результатов пробы на палинологический и петрографический анализы должны быть взяты из одного образца. Число палинологически изучаемых проб следует ограничить минимальным, но доста-

точным количеством образцов с учетом данных предварительного анализа микропетрографического разреза пласта. Точки отбора проб в этом случае определяются исходя из того, что в более или менее однородных углях достаточно исследовать в палинологическом отношении аналог каждого второго или третьего шлифа со сгущением точек отбора проб в местах смены петрографических типов угля, на контактах с породами почвы, кровли и прослоев.

Петрографические исследования углей проводятся в ориентированных вертикальных двустороннеполированных шлифах и полированных аншлифах. Подсчитывается микроингредиентный состав углей (по системе разделения микроингредиентов, предложенной М. М. Лифшиц в 1968 г.). Результаты наносятся на процентную диаграмму, представляющую собой микропетрографический разрез угольного пласта. При дальнейшем детальном изучении шлифов устанавливаются: характер гелифицированного вещества и составляющих его компонентов (размеры и количество гелифицированных и фюзенизированных округло-овальных тел, морфология, количество и размеры фюзенизированных компонентов); степень равномерности распределения микрокомпонентов в угле и характер их взаимоотношений; исходный материал полос витренов и их количество; морфология и степень сохранности спороний; содержание всех классификационных разновидностей мегаспор и коэффициент насыщенности угля мегаспорами; показатель отражения витринита и групповой микрокомпонентный состав секционных угольных проб. Количество гелифицированных и фюзенизированных округло-овальных тел, фрагментов кутикулы, миоспор и липоидаттрита, фюзенизированного вещества, спороний и минеральных примесей оценивается условно: единично, мало, среднее количество, много (таблица). Эталонные палинологические характеристики угольных пластов составляются для районов распространения углей низких стадий метаморфизма (до марки Ж включительно), в первую очередь маловосстановленного типа (с максимальной насыщенностью

Характеристика генетических слоев угольного пласта l_8^1

Послойные значения корреляционных признаков	Содержание мегаспор с толщиной экзины, мкм								
	K _d , %	K _r , %	V : F	K : DK	F, %	0—8	9—16	17—32	Более 32
I	2	2,2	18	14	7	Ед.	Ед.	Ед.	—
II	12	1,4	2	9	13	Мало	—	Среднее	Мало
III	0	0,7	14	31	2	Ед.	Мало	Мало	Ед.
IV	16	0,5	4	15	11	Мало	Ед.	Среднее	Среднее
V	0	—	18	62	3	—	—	Мало	Ед.

K_d — коэффициент дюреновости; K_r — коэффициент гигрофитности; отношения микроингредиентов: $V:F$ — витрена к фюзену; $K:DK$ — кларена к дюрено-кларену; F — содержание микрокомпонентов группы фюзинита.

оболочками миоспор хорошей сохранности). Исследования выполняются по общепринятой для пород и углей палеозойского возраста методике с учетом опыта и специфики работ, проведенных в Донецком бассейне [2, 4, 5].

Необходимо отметить, что длительное хранение угольных проб отрицательно влияет на сохранность спорных оболочек. Особенно это касается углей марки Д, в которых степень естественной мацерации оказывается довольно значительной. К таким пробам следует применять самый «щадящий» режим окисления. При вынужденном длительном хранении проб, предназначенных для палинологического анализа, рекомендуется вместо проб использовать остатки от заготовок шлифов или отработанных аншлифов. В них благодаря горячей обработке в канифоли (которая не оказывает отрицательного влияния на сохранность миоспор) обеспечиваются наилучшие условия для длительного хранения проб. Палинологические исследования выполняются на постоянных препаратах, наряду с определением и количественным подсчетом миоспор большое внимание уделяется детальному изучению мацерационного остатка.

Составляются таблицы микрофотографий, по возможности отражающие систематический состав миоспор каждого изученного пласта с учетом морфологического разнообразия встречающихся видов. Систематизация и обобщение палинологических данных сопровождаются разнообразным табличным и графическим материалом. Особого внимания заслуживают столбико-

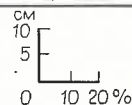
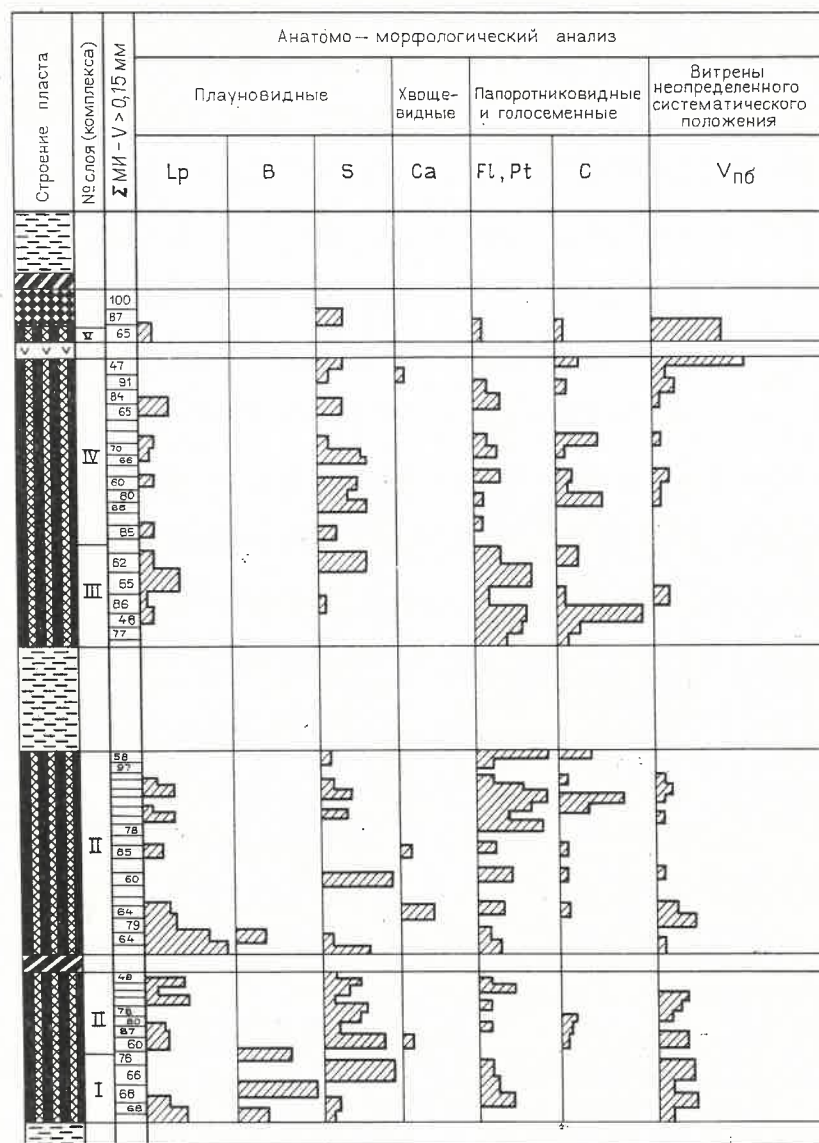
вые послойные диаграммы [13], показывающие соотношение миоспор основных углеобразующих растений и его изменение в вертикальном разрезе пласта. Такое графическое отображение фактического материала в сочетании с нанесенными на диаграммы результатами петрографического и фитерального изучения угольных пластов представляет собой их комплексную послойную характеристику, часть которой показана на рисунке. Она включает информацию о макро- и микропетрографическом строении пласта по всей его мощности, об исходном составе углей по данным фитерального и палинологического анализов и о расчленении пласта на петрогенетические слои.

В пределах каждого выделенного слоя подсчитывается суммарное процентное содержание каждого микроингредиента и на этой основе — отношения витрена к фюзену и кларена к дюрено-кларену. Коэффициент дюреновости (K_d) определяется по формуле:

$$K_d = \frac{KD + D}{K + DK + KD + D} \cdot 100,$$

где K, DK, KD, D — соответственно ультракларен и кларен, дюрено-кларен, кларено-дюрен и дюрен. Анализируется химический состав золы среднепластовых проб углей. Петрографические признаки, по которым выделяются и сопоставляются петрогенетические слои, описаны ранее [7].

В результате послойного палинологического изучения угольных пластов устанавливаются корреляционные признаки, позволяющие выделить комплексы миоспор, сменяющие друг дру-

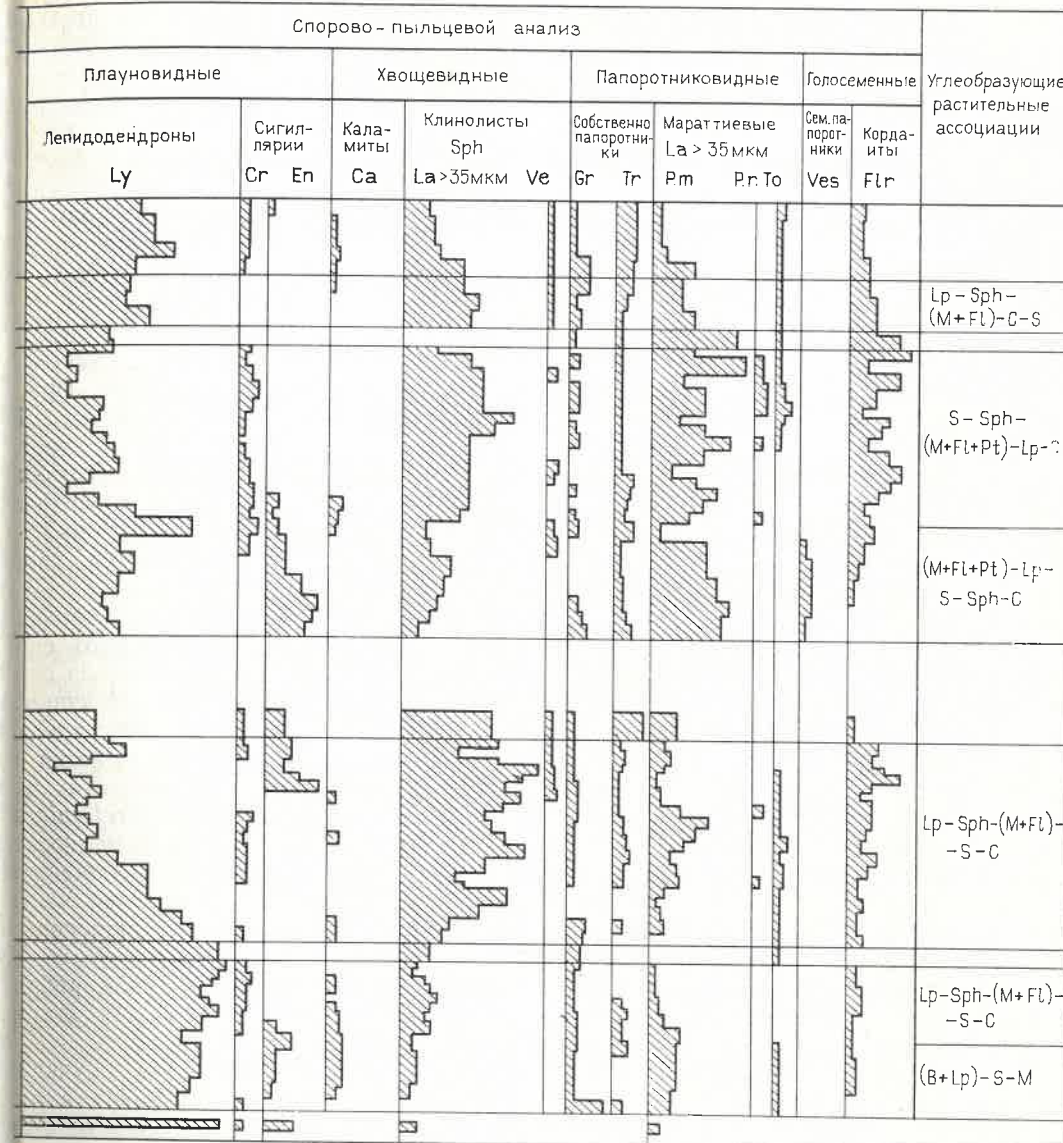


Строение пласта I₃¹ и фитеральный состав углей
 1 — аргиллит; 2 — каолинит; 3 — углистый аргиллит;
 4 — сапропелево-гумусовый уголь; 5 — гумусовый уголь; Σ МИ-V>0,15 — сумма сложных и простых

микроингредиентов без фитералов витрена размером более 0,15 мм; анатомо-морфологический анализ: Лр — лепидодендроны, В — ботродендроны, S — сигиллярии, Ca — каламиты, Fl и Pt — собственно папоротники и семенные папоротники, C — кордаиты, V_{пб} — витрен почти бесструктурный и бесструктурный; Спорово-пыльцевой анализ: Ly — *Lycospora*, Cr — *Crassispora*, En — *Endosporites*, La — *Laevisporites*

га в разрезах пластов. Расхождения в положении границ распространения тех или иных палинологических комплексов и петрогенетических слоев, безусловно, имеются (в отдельных разрезах или на границе определенных слоев), но они настолько незначительны, что ими можно пренебречь. Для расчленения и послонной корреляции пластов углей используются следующие

палинологические признаки: степень насыщенности угля миоспорами; сохранность их оболочек, состав микроингредиентов, тип спектров (мало- и многокомпонентные), состав доминант-спор, положение максимумов и минимумов их распространения, состав и соотношение субдоминант, морфологические признаки (вариации форм по размерам, изменение толщины



и семенные папоротники, C — кордаиты, V_{пб} — витрен почти бесструктурный и бесструктурный; Спорово-пыльцевой анализ: Ly — *Lycospora*, Cr — *Crassispora*, En — *Endosporites*, La — *Laevisporites*, Ve — *Vestispora*, Gr — *Granulatisporites*, Tr — *Triquitrites*, P. m. — *Punctatosporites minutus*, P. r. — *Punctatosporites rotundus*, To — *Torispora*, Ves — *Vesicaspora*, Flr — *Florinites*

эскизы спорных оболочек, степень выраженности скульптурных элементов, оторочки, щели разверзания); характер распределения в разрезе микроспор и пыльцы различных экологических групп растений. Кроме того, выделяются виды, приуроченные к определенным частям разреза пласта, углям конкретного вещественного состава и слоям с повышенной зольностью, встречающиеся в определенных сочетаниях с другими видами, появляющиеся или количественно изменяющиеся на том или ином уровне разреза пласта в направлении от почвы к кровле и т. д. Используются и такие признаки, как наличие спор в перине, тетрадах, скоплениях, сростках с клетками палисадного слоя стенки спорангиев и др.

Одним из маркирующих признаков служит коэффициент гигрофитности, выражающий степень обилия гигрофитов среди растений-торфообразователей. Он определяется отношением суммарного количества спор гигрофитов к количеству гигромезофитов и мезофитов [5]. Вариация значений этого коэффициента по разрезу и простиранию угольных пластов связана с различной реакцией растительных сообществ на изменение условий среды обитания и с особенностями режима торфонакопления каждого пласта в разные этапы его формирования. Из приведенного комплекса палинологических признаков в каждом конкретном случае выбираются те, которые позволяют наиболее надежно отличать один генетический слой от другого и каждый отдельный слой в разрезе пласта.

Рассмотрим значение определенных палинологических признаков на материале углей свиты C_2^6 , в разрезе которой послойно изучены практически все пласты рабочей мощности. Наиболее споронасыщенными и одновременно малокомпонентными являются спектры самой нижней, клареновой части этих пластов, — как правило, ликоспоровые, с наличием спор каламитов и сигиллярий (*Endosporites*). К ним приурочены скопления и тетрады спор лепидодендронов, а также самые тонкостенные и слабоорнаментированные формы. В мацерационном остатке имеется большое количество желтого растительного аттрита. Коэффициент гигрофитности всегда больше единицы.

Комплексы верхних частей разреза пласта отличаются многокомпонентностью спектров, нередко (в полных разрезах) с равными количественными соотношениями спор *Lycospora*, *Laevigatosporites*, *Punctatosporites*, *Florinites*. Характерно присутствие форм с утолщенной и орнаментированной экзиной (*Lycospora granulata*, *Punctatosporites rotundus*, *P. oculus* и др.), а также монолетних спор *Torisporea* в сростках с клетками утолщенного палисадного слоя спорангия *Bicolaria gotanii* Horst [2]. В мацерате углей верхних частей пластов встречается толстая кутикула, коэффициент гигрофитности здесь минимальный, всегда меньше единицы.

Наиболее выдержанная по простиранию средняя часть пластов обычно содержит спектры с хорошей насыщенностью, сохранностью и четкой морфологией спорных оболочек. Наряду с еще значительным количеством *Lycospora* широко развиты монолетние формы *Laevigatosporites* размером от 35 до 60 мк. В клареновых разностях типичны сочетания *Endosporites* и *Florinites*, а также их скопления. Из редких видов присутствуют: *Vesicaspora*, *Cyclogranisporites* aff. *provectus*. Наблюдаются многочисленные фрагменты разнообразной кутикулы. В спектрах дюреновых разностей характерны *Triquitrites sculptilis*, *Granulatisporites*, *Angulisporites*, а в верхних слоях — *Cirratiradites* и особенно *Torisporea* на фоне преобладания спор мараттиевых папоротников.

Хорошими корреляционными признаками углей свиты C_2^6 обладают споры рода *Vestispora*, известные из спорношений сфенофиллум (*Bowmanites jablokovii* Shig., *B. pterosporus* Shig.). В нижних слоях пластов особенно в клареновых разностях отмечаются *Vestispora pseudoreticulata*, *V. laevigata*, *V. primitiva*, с мелкосетчатой ребристой периной, сглаженной периной и без нее. В верхней части пластов и обычно в более дюреновых углях встречаются *V. cancellata*, *V. magna*, *V. fenestrata* с грубой ребристо-сетчатой или ячеисто-дырчатой периной.

По данным комплексного изучения угольных пластов устанавливаются палеоэкологические особенности формирования каждого петрогенетического слоя и угольного пласта в целом. Реконструируются торфообразующие растительные ассоциации, условия произрастания и накопления в торфяном болоте, разложения и превращения в торф-уголь.

В качестве углепетрографических критериев определения условий формирования торфяных залежей используются: содержание в угле микрокомпонентов групп витринита и фюзинита; сложные микроингредиенты (ультра-кларен, кларен, кларено-дюрен, дюрен), а также количество и состав минеральных примесей, зольность углей. Методом фитерального анализа выявляется содержание в угле фитерального

витрина, образовавшегося из стеблевых (преимущественно коровых тканей лепидодендронов, ботродендронов, сигиллярий, каламитов, папоротников, кордаитов) и листовых тканей, а в совокупности с данными палинологического анализа — растительные ассоциации каждого петрогенетического слоя в разрезах угольных пластов.

Для палеоэкологической интерпретации палинологического материала используются признаки изменения состава миоспор в зависимости от фациальных особенностей накопления торфяника (микрофации в разрезе угольных пластов), которые отражены прежде всего в составе и поведении доминирующих форм миоспор. Использование доминант-микроспор различных экологических групп растений [9] и коэффициента гигрофитности позволяет в конечном счете устанавливать степень обводненности торфяника — один из решающих факторов, влияющих на условия обитания растительных ассоциаций.

Нельзя не отметить исключительную важность установления по данным спорово-пыльцевого анализа принадлежности миоспор к материнским растениям. К настоящему времени уже имеются довольно полные и обоснованные материалы о привязке многих палеозойских миоспор к тем или иным растениям [10, 12, 13, 14, 15], использованные нами для реконструкции основных углеобразующих растительных ассоциаций (см. рисунок).

Особый интерес представляют сведения о естественной принадлежности монолетних спор, отличающихся широкой вариацией размеров (от 10 до 140 мк) и разнообразием скульптурных особенностей. Ранее они рассматривались только в составе спор папоротников. Исследованиями последних лет доказано, что гладкие формы рода *Laevigatosporites* размером по длинной оси более 35 мк относятся к членистостебельным и выделены из множества фруктификаций сфенофиллум. Мелкие формы (менее 35 мк) этого рода известны у мараттиевых папоротников, а самые крупные — у каламитов [15].

Послойное палинологическое изучение угольных пластов среднего карбона позволило выявить закономерное

чередование в их разрезе более влаголюбивых и относительно засухоустойчивых ассоциаций на фоне однонаправленного изменения растительности в период развития и накопления торфяной залежи. Последнее выражается в сокращении количества гигрофильных и увеличении сообществ, приспособленных к обитанию в сухих условиях, в направлении от почвы к кровле и особенно в верхней части залежи. Специфика этих изменений различна в зависимости от стратиграфического положения пластов, а также в какой-то мере от типов углей по степени восстановленности [1, 5]. Например, в углях нижнебашкирского подъяруса в направлении от почвы к кровле сокращается участие спор лепидодендронов, а также каламитов, но одновременно увеличивается содержание *Densosporites* и *Cingulizonates*, продуцируемых травянистыми плауновидными — селлагинеллами. Количество форм *Cingulizonates* особенно возрастает в самой верхней и прикровельной частях пластов. Одновременно с увеличением содержания спор селлагинелл, которые в ряде случаев становятся доминирующими, повышается роль микроспор папоротников, главным образом треугольных форм с различной орнаментацией экзины (чаще *Granulatisporites*, *Apiculatisporis*), а в самых верхних слоях — спор *Triquitrites*. Эти изменения в разрезе пластов происходят обычно постепенно, иногда наблюдается резкая смена доминант-спор древовидных и травянистых плауновидных, характерная для пласта f_1 .

В углях верхнебашкирского подъяруса сокращение количества ликоспор вверх по разрезу многих пластов сопровождается увеличением числа спор клинолистов (крупных форм *Laevigatosporites*) в сочетании с разнообразными, преимущественно треугольными, орнаментированными спорами папоротников и спорами селлагинелл. Последние в указанной части разреза (особенно в свите C_2^3) имеют максимально разнообразный состав и представлены широким набором видов родов *Cingulizonates*, *Densosporites*, *Radiizonates*. Наблюдается некоторая дифференциация форм снизу вверх по разрезу пластов, чаще всего в следующем порядке: *Radiizonates*—*Densospo-*

rites—*Cingulizonates* (пласт h_7 и др.).

В угольных пластах московского яруса, примерно до середины свиты C_2^7 в направлении от почвы к кровле при сокращении спор лепидодендронов, каламитов и сигиллярий (*Endosporites*) увеличивается численность микроспор клинолистов и папоротников, особенно мараттиевых и кордаитов, появляются в незначительном количестве селлагинеллы (чаще *Cirratriadites*). В спектрах из средней части пластов широко представлены споры клинолистов, наиболее обильны и разнообразны по размерам *Laevigatosporites*, а по характеру скульптуры — *Vestispora*.

Угольные пласты верхнемосковского подъяруса, начиная с группы пластов m_6 и выше, характеризуются своеобразным составом миоспор. Вновь значительно возрастает роль селлагинелл (*Densosporites*), количество которых в верхах башкирского яруса резко сократилось. Видовой состав этого рода различен в углях свит C_2^1 — C_2^4 и свиты C_2^7 . В угольных пластах свиты C_2^7 наряду с *Densosporites* многочисленны также разнообразные мелкие монолетные споры, споры с угловыми утолщениями и различной орнаментацией экзины (*Triquitrites*) и некоторые другие.

В разрезе свиты C_3^1 изучен пласт n_1 . Споры лепидодендронов присутствуют в большом количестве лишь в спектрах самых низов этого пласта. Основную же часть спектров составляют монолетные формы и особенно разнообразные мелкие споры родов *Punctatosporites*, *Torispora*, *Thymospora*, содержание которых постепенно возрастает вверх по разрезу при одновременном уплотнении споровых оболочек. В спектрах из самой верхней части пласта n_1 , кроме спор мараттиевых, приобретают большое значение (до 30—40 %) формы селлагинелл (*Densosporites*).

Угольные пласты нижнего карбона и особенно нижней половины серпуховского яруса (свиты C_1^3) существенно отличаются от пластов среднего карбона невыдержанностью строения, более дюреновым составом, преобладанием типов углей, близких к маловосстановленным, а также спецификой исходного материала углей, технологи-

ческими свойствами и т. д. Образование этих углей происходило в лагунной обстановке при широком развитии озерно-болотных фаций в условиях слабой обводненности торфяного болота, частых периодов его подсыхания и слабого водообмена. Послойные исследования углей на территории Южного Донбасса позволили выявить специфичность их миоспорового состава, заключающуюся в резком преобладании (до 70—90 %) в спектрах микроспор селлагинелл (главным образом *Densosporites*), в меньшей мере — *Cingulizonates*). Ликоспоры, принимающие большое участие в спектрах из пород этой части разреза, в спектрах угольных пластов немногочисленны, кроме их самых нижних частей или маломощных более клареновых прослойков. В клареновых разностях углей часто в значительном количестве присутствуют *Punctatisporites*, *Tripartites*, *Bellispora*.

Анализ фактического материала свидетельствует о том, что в большинстве угольных пластов свиты C_1^3 такой отчетливой закономерности в смене типов углей и комплексов миоспор различного состава по разрезу, как в пластах среднего карбона, не наблюдается.

Выделение здесь комплексов миоспор в преобладающих дюреновых разностях углей основывается на данных о видовом соотношении и изменении морфологических особенностей микроспор *Densosporites* и *Cingulizonates*, а также на большом разнообразии немногочисленных, но характерных видов других родов. Они меняются от почвы к кровле пласта и часто образуют типичные сочетания. Характерная палинологическая особенность пластов свиты C_1^3 — наличие в их спектрах, преимущественно в верхней части пластов, форм *Chaetosphaerites* и *Tholisporites*, количество которых резко возрастает (до 70—80 %) в прикровельных слоях (пласты b_5^1 , c_4^0 , c_4^1 , c_6^0 , c_2^{10} , c_{11} , c_{13});* *Tholisporites* чаще преобладает в спектрах пластов более низкого стратиграфического положения.

* Синонимика дана по унифицированной схеме 1963 г., составленной в Главгеологическом Мингео УССР.

ния (b_5^1 , c_4^0 , c_4^1 , c_6^1), *Chaetosphaerites* — более высокого (c_8 — c_{13}). Как позволяют предположить проведенные исследования, перечисленные формы представляют собой, скорее всего, сростки спор с клетками утолщенного палисадного слоя стенки спорангия. Морфологические особенности *Tholisporites* дают возможность считать, что в сростках с клетками спорангия находятся микроспоры (возможно, не всегда дозревшие) родов *Densosporites* и *Cingulizonates*.

В продуктах мацерации одновременно отмечаются как типичные сростки спор с клетками спорангия, так и уплотненные образования серповидной, овальной, грушеподобной и муфтообразной конфигурации, — по-видимому, лишь изолированные клетки или группы клеток палисадного слоя спорангиев. Все это классифицируется палинологами как *Tholisporites scoticus* Butt. et Will., *T. polonicus* (Karcz.) var. *torisporoides* Dyb. et Jach., *Chaetosphaerites pollenisimilis* (Horst) Butt. et Will., *C. variabilis* Dyb. et Jach.

Выявленная закономерность присутствия в верхних и наиболее дюреновых частях угольных пластов нижнего и среднего карбона спор с уплотненными клетками палисадного слоя спорангия (*Torispora* в углях московского яруса и, возможно, *Tholisporites* и *Chaetosphaerites* в углях нижнего карбона) совпадает с наблюдаемыми при послойном изучении углей особенностями адаптации микро- и макоспорангиев [1]. Более тонкостенные спорангии встречаются обычно в нижних частях угольных пластов, а многослойные, с утолщенным палисадным слоем (за счет увеличения содержания воскообразного вещества в составе клеток) и с дополнительной кутикулярной оболочкой — в верхних, главным образом дюренового и кларено-дюренового состава.

В заключение отметим, что отличия в исходном материале конкретных петрографических типов углей, как известно, отражены и в их фитеральном и споровом составе. Методом послойного палинологическо-петрографического изучения угольных пластов выявлена приуроченность многих микро- и мега-

спор к углям того или иного петрографического типа. Она обусловлена положением не только пластов в стратиграфическом разрезе, но и самих генетических слоев в разрезе угольного пласта. В каждом конкретном случае установленная зависимость увязывается с общей направленностью изменения палинокомплексов от почвы к кровле угольного пласта.

Для определения сходства и отличия сближенных в разрезе угольных пластов может быть использована совокупность таких признаков, как частота и последовательность чередования комплексов миоспор, общая направленность изменения состава миоспор в разрезе от почвы к кровле, характер смены комплексов (резкий или постепенный), отличия, связанные с особенностями строения пластов и петрографического состава углей, экологическими факторами, изменением морфологических признаков, а также возможные эволюционные изменения, развившиеся в составе миоспор из пластов более высокого стратиграфического положения (появление новых форм, отсутствие или сокращение количества форм из нижележащих пластов, увеличение содержания форм, распространявшихся ранее единично или незначительно). Все эти признаки не случайны и отражают в большинстве своем закономерности экологической сукцессии древней растительности, которая во многом сходна, но всегда индивидуальна для каждого конкретного торфяника и, следовательно, служит надежным коррелятивом для сопоставления угольных пластов.

Комплексирование палинологических и углепетрографических методов исследования угольных пластов повышает точность их стратификации, открывает новые возможности для познания многих природных явлений и закономерностей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Иносова К. И. Остатки органов спороношения в карбоновых углях Донецкого бассейна и значение их для выяснения генезиса типов углей. — Литология и полезные ископаемые, 1969, № 3, с. 111—118.
2. Иносова К. И., Крузина А. Х., Шварцман Е. Г. Атлас микроспор и пылицы верх-

- него карбона и нижней перми Донецкого бассейна. М., Недра, 1976.
3. Иносова К. И., Крузина А. Х., Шварцман Е. Г. Палинологическое расчленение разреза нижнего карбона в Южно-Донецком районе. — В кн.: Новые данные по стратиграфии и фауне фанерозоя Украины. Киев, 1982, с. 68—77.
 4. Ковальчук Г. М., Узиюк В. И. О генетической связи петрографического и спорово-пыльцевого состава углей на примере пласта I₃ в Красноармейском районе Донецкого бассейна. — Докл. АН СССР, 1973, т. 212, № 3, с. 693—696.
 5. Лаптева А. М., Фесенко В. Л., Лебедева М. В. Палинологические исследования и их значение для стратиграфии и выявления генезиса угольных пластов Донецкого бассейна. — Геология и геохимия горючих ископаемых. Вып. 44. Киев, 1975, с. 21—30.
 6. Методы корреляции угленосных толщ и синонимии угольных пластов. Отв. ред. И. И. Горский. Л., Наука, 1968.
 7. Узиюк В. И. Корреляционные признаки угольных пластов Донецкого бассейна. — В кн.: III Степановские чтения. [Тезисы докладов]. Артемовск, 1969, с. 93—96.
 8. Узиюк В. И. Методика корреляции угольных пластов Донбасса по вещественно-петрографическому составу угля. — В кн.: Геология и разведка угольных месторождений. Тула, 1970, с. 239—250.

УДК 551.76.3+551.242.3(571.62)

Е. Л. ЛЕБЕДЕВ (ГИН АН СССР), В. И. КРИЧЕВЕЦ (ПГО «Аэрогеология»)

Стратиграфия и структурное положение Преджугджурского прогиба

На юго-западном окончании Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) непосредственно к югу от Ульяновского прогиба находится Преджугджурский прогиб, выполненный вулканитами мелового возраста. Он имеет северо-восточное простирание, приурочен к единой с Ульяновским прогибом северо-восточной зоне разломов и отделен от него гранитоидами Прибрежного поднятия (рис. 1).

Геологи, изучавшие Преджугджурский прогиб, включают его в состав ОЧВП, но это мнение не общепринято. Так, В. Ф. Белый [2] считает, что для уточнения положения юго-западной границы пояса необходимо твердо установить одновозрастность вулканитов Преджугджурского и Ульяновского прогибов.

Стратиграфию меловых вулканогенных образований Преджугджур-

9. Фисуненко О. П. Растительные палеосукцессии в карбоне на территории Донецкого бассейна и их возможные причины. — Ежегодник ВПО, 1979, т. 22, с. 210—227.
10. Habib D. Spore and pollen paleoecology of the Redstone seam (Upper Pennsylvanian) of West Virginia. — Micropaleontology, 1968, v. 14, N 2, p. 199—220.
11. Kmiecik H., Knafel S. Zastosowanie metody Statystycznej w analizie mikroflorystyczno-petrograficznej do badan nad geneza pokladow wegla. — Prace Geol. Inst. Wydawn. Geol. Warszawa, 1974, N 11, s. 552—554.
12. Laveine J. Quelques pectopteridines houilleres a la Lumiere de la polynologie — Pollen et spores, 1969 (1970), v. 11, N 3, p. 619—668.
13. Peppers R. Development of coal-forming floras during the early part of the Pennsylvanian in the Illinois Basin. — In: Deposit. and Structural history of the Pennsylvanian System of the Illinois Basin. Ninth International Congr. of Carbonifer. Stratigr. and Geol., 1979, p. 9—14.
14. Smith A., Butterworth A. Miospores in the coal seams of the Carboniferous of Great Britain. — Spec. Papers Palaeont. London, 1967, N 1.
15. Storch D. Monolet Spores aus zwei Blüten einer Artikulatenart des Zwickauer Oberkarbons — Z. Geol. Wiss., 1980, Bd. 8, N 10, S. 1337—1343.

ского прогиба изучали А. Л. Ставцев, В. Р. Алексеев, В. И. Гольденберг, В. М. Моралев, С. В. Потапов, С. А. Салун, В. В. Шиханов, В. Ф. Зубков, Г. Г. Королев [5], В. Е. Чепыгин, В. И. Пилипейко, В. А. Гурьянов [4] и др. Эти вулканиты с угловым несогласием и линзами туфоконгломератов в основании залегают на более древних толщах — от архея и раннего протерозоя до юры — и разделяются на четыре свиты (снизу вверх) общей мощностью до 2000—2800 м (рис. 2).

Немуйканская свита представлена андезитами, андезитобазальтами, базальтами и их туфами, реже туфитами, дацитами и их туфами. В низах разреза присутствуют грубообломочные туфы андезитов с обломками подстилающих пород, сменяющиеся по простиранию линзами туфоконгломератов и туфогенно-осадочных

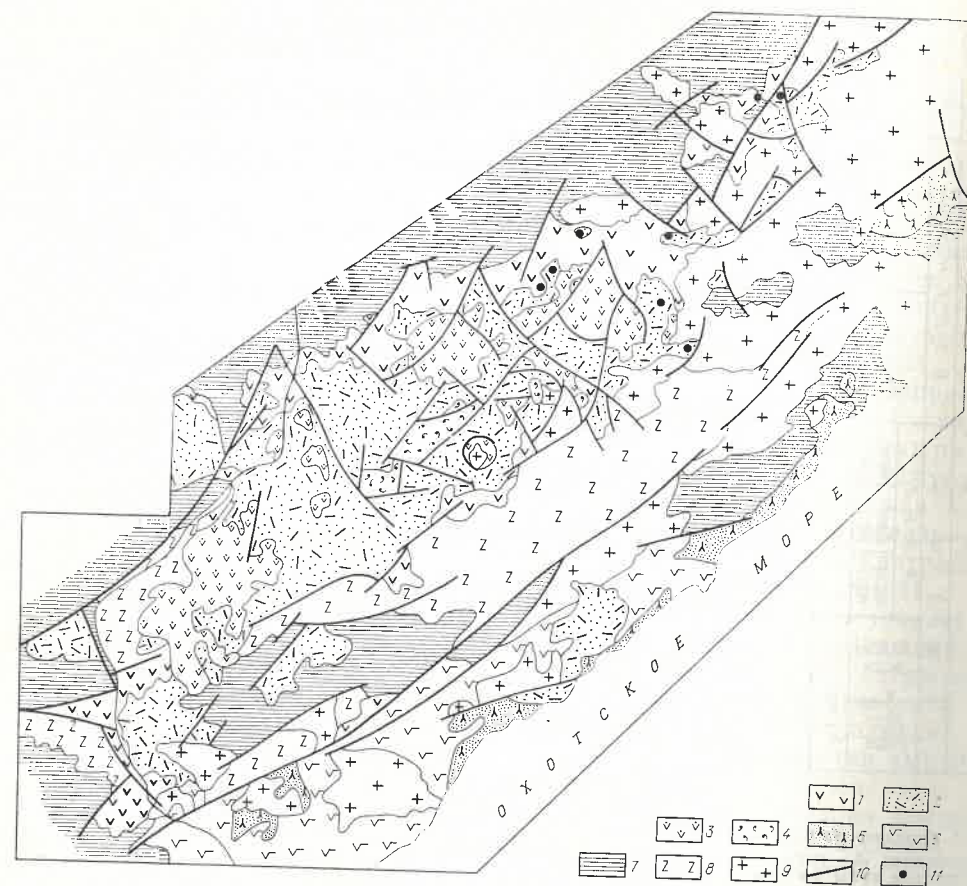


Рис. 1. Схема геологического строения Преджугджурского прогиба

1—4 — свиты: 1 — немуйканская K_{1nt}, 2 — магейская K_{1mg}, 3 — мотаринская K_{2mt}, 4 — тунумская K_{2tn}; 5 — 6 — Удский прогиб: 5 — джелонская свита юры, 6 — боконская и немуйканская свиты нижнего мела;

7 — осадочные, вулканогенные и метаморфизованные образования основания Преджугджурского и Удского прогибов (архей-мезозой); 8 — архейские анортозиты; 9 — палеозойские и мезозойские гранитоиды; 10 — разломы; 11 — основные местонахождения ископаемой флоры

образований. Мощность отложений свиты около 500—780 м, местами (верховья рек Челасина и Биранджи) сокращается до 80 м, возраст их по флоре берриас-валанжинский. Свита выделена в 1958 г. А. Л. Ставцевым в междуречье Немуйкана и Архая. Распространена она в краевых частях прогиба (см. рис. 1), где залегает резко несогласно на юрских [1] (джелонская свита) и более ранних образованиях вплоть до архея и нижнего протерозоя.

Флора, обнаруженная в породах немуйканской свиты (определения М. М. Кошман), по присутствию *Ctenis*, обилию *Pityophyllum*, *Ginkgo* и другим формам [4] относится к матийскому флористическому комплексу, установленному в низах вулканогенного разреза Ульяновского прогиба, т. е.

к берриас-валанжину [6]. Найденный ранее в верховьях р. Архай *Neozamites (?) verchojanensis* Vachr. более характерен для второй половины раннего мела. Не исключено, что вмещающие породы (в основном туфы кислого состава) входят в состав вышележащей свиты, или же данная форма может быть отнесена к близкой по габитусу *Aldania*, типичной для матийского уровня и отличающейся деталями жилкования. Для выяснения этого вопроса необходимы дополнительные сборы растений в данной точке.

Магейская свита, выделенная в 1958 г. В. И. Гольденбергом в бассейне р. Магей, залегает несогласно на немуйканской и на более древних образованиях, в том числе на архейских анортозитах и удских гранитоидах. Она имеет контрастный состав (от ли-

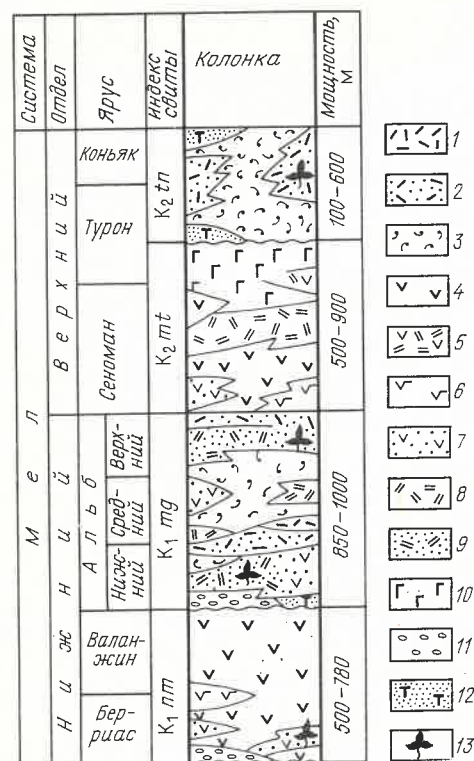


Рис. 2. Стратиграфический разрез прогиба

1 — липариты; 2 — туфы липаритов; 3 — игнимбриты и сваренные туфы кислого и субщелочного состава; 4 — андезиты; 5 — андезито-дациты; 6 — андезито-базальты; 7 — туфы андезитов; 8 — дациты; 9 — туфы дацитов; 10 — базальты; 11 — туфоконгломераты; 12 — туффиты; 13 — находки ископаемой флоры

паритового до андезитового) с преобладанием кислых вулканитов. Характерна значительная фашиальная изменчивость отложений, в низах иногда присутствуют туфоконгломераты с хорошо окатанной галькой подстилающих пород. Свита подразделяется на три подсвиты общей мощностью до 850—1050 м. По геологическим и палеоботаническим данным между магейской и немуйканской свитами отмечается перерыв в осадконакоплении, включающий готерив — апт. Возраст магейской свиты по флоре альбский.

Нижняя подсвита сложена туфами дацитов и андезитов, содержащих в основании линзы туфоконгломератов и туфогенно-осадочных пород, реже прослои игнимбритов кислого состава, дацитов, липаритов, андезитов и их лабобрекций (250—500 м). Средняя подсвита представлена игнимбритами и сваренными туфами дацитового и ли-

паритового состава, а также липаритами, дацитами, их туфами, реже туффитами (200—450 м), верхняя — переослаиванием мелко- и среднеобломочных туфов кислого, реже среднего состава, дацитов, липаритов и андезитов, иногда линзами туфоконгломератов и туффитов (0—120 м). Эта подсвита распространена ограниченно.

В породах нижней и средней подсвит собраны ископаемые растения. По правобережью среднего течения р. Маймакан обнаружены: *Arctopteris rarynensis* Samyl., *Heilungia tschuktschorum* Samyl. et Philipp., *Dicotyledones* sp. (сборы В. И. Пилипейко и В. А. Гурьянова, 1980 г., определения Е. Л. Лебедева), относящиеся к буоркемьюскому флористическому уровню (ранний, возможно, часть среднего альба). Эти формы встречаются в соответствующих отложениях Анадырского сектора ОЧВП [2, 7, 8]. В верховьях р. Архай и по р. Айли из других форм [5] встречены: *Elatocladus gracillimus* (Holl.) Sveshn., *E. manchurica* (Yok.) Yabe, *Sequoia aff. minuta* Sveshn., *S. cf. fastigiata* (Sternb.) Heer, *Cephalotaxopsis cf. heterophylla* Holl. Присутствуют *Hausmannia* и *Taeniopteris* (сборы В. Е. Чепыгина, определения М. М. Кошман, 1976 г.). Подобное сочетание форм во флорах Северо-Востока СССР характерно для позднего альба [6, 7].

Мотаринская свита выделена в 1959 г. В. И. Гольденбергом по рекам Мотаре и Айли. Залегает она на магейской (с несогласием?) и немуйканской свитах, а также на архейских аортозитах и приурочена к центральным частям отрицательных вулканотектонических структур. Флора неизвестна, но по положению между флористически охарактеризованными отложениями мотаринская свита относится к сеноману, возможно, к части турона.

В ее составе выделяются три подсвиты общей мощностью до 500—900 м. К нижней подсвите относятся андезиты, андезито-базальты, андезито-дациты, реже их туфы в основании с линзами туфоконгломератов, в верхней части — с линзами мелкообломочных туффитов (180—420 м), к средней — дациты, трахидациты и трахиандезиты, реже липарито-дациты и их

туфы (40—210 м), к верхней — базальты и андезито-базальты с подчиненными прослоями их туфов. Отмечается увеличение основности пород вверх по разрезу (90—250 м).

Тунумская свита (мощность 100—600 м) сложена в основном игнимбритами, сваренными туфами кислого и субщелочного состава. В ее верхах появляются маломощные потоки липаритов и дацитов, иногда с прослоями туфов, туффитов, туфопесчанников. Возраст пород по флоре определяется как поздний турон — коньяк.

Свита выделена в 1975 г. В. Е. Чепыгиным в бассейне р. Тунум. Ранее она картировалась либо в составе магейской свиты, либо как палеогеновая бугинская свита. Тунумской свитой завершается разрез меловых вулканитов Преддзугдурского прогиба. Здесь она залегает на разных горизонтах более древних толщ и приурочена к центральному частям линейных и изометрических отрицательных вулканотектонических структур.

По левобережью р. Киран в туфах липаритов обнаружена флора, представленная по сборам двух лет (В. А. Гурьянов, 1979 и 1980 гг.), исключительно покрытосеменными, в основном листьями платановых (определения Е. Л. Лебедева) — *Platanus* ex gr. *cuneifolia* Vachr., *P. cf. cuneiformis* Vachr., *P. aff. newberryana* Heer, *P. cf. septentrionalis* Holl., *Dicotyledones* spp. Эта флора соответствует кетандинскому уровню Ульинского прогиба и отнесена нами [6] к позднему турону — коньяку.

Таким образом, в Преддзугдурском прогибе выделяются четыре флористических уровня — берриас-валанжинский (немуйканская свита), ранне-среднеальбский (низы магейской свиты), позднеальбский (ее верхняя часть) и позднеуронско-коньякский (тунумская свита, завершающая здесь разрез меловых вулканитов). Несколько странным представляется отсутствие в прогибе раннесенманских хвойных флор амкинского («аркагалинского») типа, наиболее распространенных в ОЧВП. Видимо, это связано с широким развитием в Преддзугдурском прогибе в указанное время эффузивов мотаринской свиты, в которых сборы флоры затруднены. Амкинская флора

пока не выявлена и в верхах магейской свиты.

Сопоставление разрезов меловых вулканитов Преддзугдурского прогиба и Ульинского региона показывает их большое сходство. Выявляется также совпадение основных этапов проявления субаэрального вулканизма и их возраста, установленного по палеоботаническим данным. В обоих районах меловые вулканиты залегают сугловым несогласием на всех более древних образованиях. Берриас-валанжинский андезитовый вулканизм, который зафиксирован в низах разреза (немуйканская свита Преддзугдурского прогиба и учуликская Ульинского), после перерыва (готерив — апт) сменился вулканизмом контрастного состава (альб — ранний сенон).

Магейская свита сопоставляется с еманринской и низами амкинской свиты Ульинского прогиба, содержащими ранне-, средне- и позднеальбские флоры, мотаринская и тунумская — со средней и верхней частями амкинской свиты Ульинского прогиба. Слои с тунумской флорой примерно соответствуют верхам амкинской свиты, возраст которых установлен П. И. Битюцкой по данным спорово-пыльцевого анализа [6]. Отсутствие в Преддзугдурском прогибе аналогов «верхних» базальтоидов, завершивших вулканизм в Ульинском прогибе и других районах ОЧВП, видимо, объясняется затуханием вулканической деятельности на южном фланге пояса к концу позднего мела.

Преддзугдурский прогиб имеет строение (синклиналиподобное), сходное со строением Ульинского прогиба [3, 6]. Отмечается общий наклон вулканогенных толщ к осевой части этой структуры, где суммарная мощность вулканогенных образований максимальная. Андезиты немуйканской свиты (берриас — валанжин) слагают северо-западный борт прогиба, а фрагментами и юго-восточный. Магейская свита (альб) распространена на большей части прогиба, а мотаринская и тунумская (сенман — нижний сенон) выполняют отдельные отрицательные вулканотектонические структуры в его центральной части. Из разрывных нарушений основная роль здесь, как и в Ульинском прогибе, принадлежит се-

веро-восточным разломам, простирающимся согласно с общим направлением этих структур (см. рис. 1).

Располагается Преддзугдзурский прогиб на единой с Ульинским прогибом северо-восточной зоне разломов на стыке нескольких крупных структур — юго-восточной окраины Сибирской платформы, зоны Становика—Дзугдзюра (Дзугдзуро-Становой орогенно-магматической системы) и Монголо-Охотской складчатой области. От входящего в эту область Удского прогиба он отделен на востоке и юге массивом архейских анортозитов и разновозрастными гранитоидами, приуроченными к зоне крупного Монголо-Охотского глубинного разлома. На юго-западе прогиб ограничен выходами архейских и раннепротерозойских анортозитов, кристаллических сланцев и гранитоидов (см. рис. 1). Юго-западнее прогиба вулканиты, сходные с преддзугдзурскими, выполняют мелкие межгорные котловины.

В юго-западной части ОЧВП толщи с преобладанием андезитов прослеживаются в основании вулканогенного разреза на расстояние около 800 м вдоль северо-западного борта Преддзугдзурского и Ульинского прогибов, заходя в Охотский сектор пояса. По палеоботаническим данным, их возраст берриас-валанжинский. Эти субаэральные андезиты вместе с перекрывающими их вулканитами контрастного состава (альб—нижний сенон) образуют структуру резко наложенного типа и залегают с несогласием на породах разного возраста (от архея до триаса и юры) и различной структурной принадлежности (с юга на север: Монголо-Охотская складчатая область, Сибирская платформа, Охотский массив, Яно-Колымская складчатая область).

Итак, до последнего времени возникает вопрос, относится ли Преддзугдзурский прогиб к ОЧВП или этот пояс на юге заканчивается вулканитами Ульинского прогиба [2]. На недавно опубликованной структурно-формационной карте ОЧВП Преддзугдзурский прогиб в составе пояса не показан [9]. Согласно приведенным материалам, он располагается на единой с Ульинским прогибом северо-восточной зоне разломов и имеет однотипное с ним строение вулканогенного разреза. Следовательно, Преддзугдзурский прогиб входит в состав ОЧВП и приурочен к его юго-западному окончанию.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бельтнев Е. Б., Лебедев Е. Л. Новые данные о возрасте вулканогенных образований Западного Приохотья. — Докл. АН СССР, 1968, т. 182, № 2, с. 407—410.
2. Белый В. Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М., Наука, 1977.
3. Громов В. В., Лебедев Е. Л., Ставцев А. Л. Геологическое строение Ульинского прогиба (Приохотье). — Сов. геология, 1980, № 3, с. 74—85.
4. Гурьянов В. А. Стратиграфия Преддзугдзурской вулканической зоны. — Докл. АН СССР, 1983, т. 270, № 3, с. 669—672.
5. Королев Г. Г. О возрастных соотношениях вулканогенно-осадочных толщ мезозойских прогибов Западного Приохотья. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1967, № 4, с. 3—8.
6. Лебедев Е. Л. Развитие меловых флор Северо-Восточной Азии и флоростратиграфия Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. — Автореф. докт. дис. М., ГИН АН СССР, 1983.
7. Самылина В. А. Раннемеловые флоры Северо-Востока СССР. — В кн.: XXVII Комаровские чтения. Л., Наука, 1974.
8. Самылина В. А., Филиппова Г. Г. К систематике рода *Heilungia*. — Палеонтологический журнал, 1973, № 1, с. 80—87.
9. Структурно-формационная карта Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Масштаб 1 : 1 500 000. (Объяснительная записка). Составитель В. Ф. Белый. Магадан, 1981.

УДК 551.71/72 : 551.7.033 (470.21)

Е. Е. ФЕДОРОВ, М. Е. ФЕДОРОВА (ПГО «Аэрогеология»)

К проблеме границы архея и протерозоя центральной части Кольского полуострова

Выделение разновозрастных докембрийских структур сопряжено со значительными трудностями в связи с проявлением многократных тектонических движений и разнообразных

процессов, приводящих к нивелировке разных структурных планов в зонах их сочленения и возникновению между ними ложных согласных контактов.

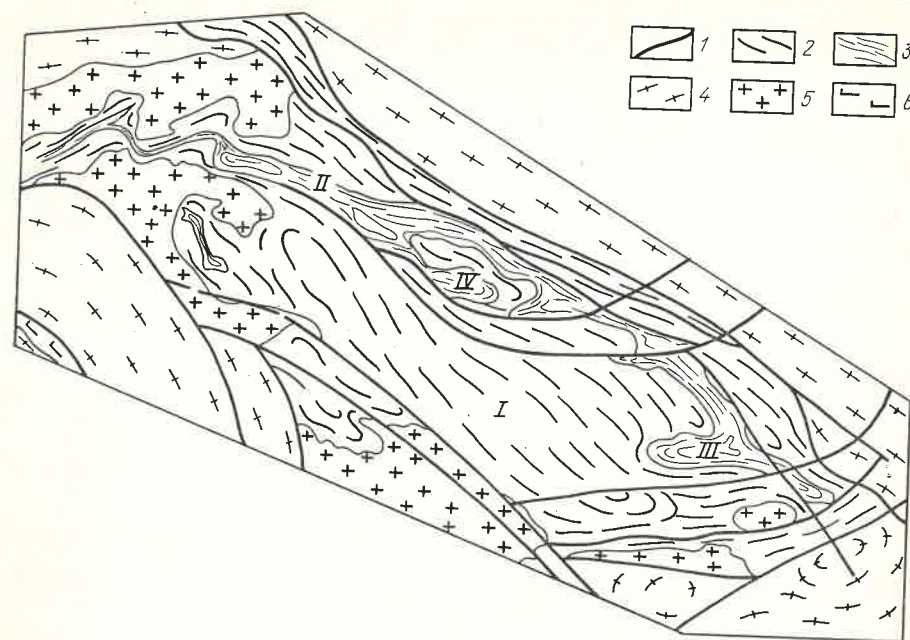


Рис. 1. Положение сланцевого комплекса в центральной части Кольского полуострова
I — тектонические нарушения; 2 — породы гнейсового (лебяжинского) комплекса верхнеархейского возраста и их простираия; 3 — породы сланцевого (кейвского) комплекса нижнепротерозойского возраста и их простираия; 4 — гранито-гнейсы; 5 — щелочные граниты; 6 — основные породы. I — Кейвский синклиниорий, II — Кейвская зона, III — Югоньская синклинали, IV — Ягелыртская синклинали

На Кольском полуострове типичными примерами таких структур являются Кейвский «синклиниорий»*, сложенный верхнеархейскими однообразными биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами лебяжинской свиты (гнейсовый комплекс), и Кейвский наложенный прогиб, или зона, выполненная протерозойскими высокоглиноземистыми кварц-мусковитовыми сланцами и кварцитами червуртской, выхтурской и песчотундровской свит (сланцевый комплекс) [8].

Большинство исследователей Кольского полуострова считали вслед за П. В. Соколовым [3], что гнейсовый и сланцевый комплексы представляют собой единый непрерывный разрез протерозойского возраста, формирование которого протекало в течение одного седиментационного цикла. Однако уже тогда Ю. С. Неуструев рассматривал сланцы и гнейсы как две самостоятельные свиты [8]. Следует отметить, что эти выводы были сделаны задолго до производства космических и мелко-масштабных аэросъемок и появления материалов, на которых хорошо видно несогласие общего плана этих структур, наложенный характер Кейвской зоны, приуроченность ее к крупному региональному разлому. Кроме того, на этих материалах устанавливаются различные характер и интенсивность складчатости толщ, слагающих Кейвский синклиниорий и Кейвскую зону.

Все эти факты свидетельствуют в пользу более молодого возраста кейвских сланцев, фор-

мирование которых связано со структурной перестройкой, происшедшей после консолидации Кейвского синклинория. Однако на Межедомовском региональном стратиграфическом совещании по стратиграфии докембрия советской части Балтийского щита, состоявшемся в ноябре 1982 г. в Петрозаводске, граница между археем и нижним протерозоем была проведена в основании третьей (песчотундровской) свиты сланцевого комплекса.

Анализ геологических материалов предшественников, результатов дешифрирования космического аэрофотоматериалов, а также детальные исследования авторов и Н. Г. Кисляковой, касающиеся рассматриваемых структур и зоны их сочленения, позволяют сделать вывод о том, что они разновозрастные, и границу между археем и нижним протерозоем следует проводить по основанию червуртской свиты сланцевого комплекса. Все исследователи, изучавшие кейвские сланцы, подчеркивали единство их структурного плана, согласное залегание всех стратиграфических подразделений и литологических разностей, постепенную смену в разрезе (снизу вверх) высокоглиноземистых сланцев слюдясто-кварцевыми с гранатом, кианитом и ставролитом. Наиболее полное описание кейвских сланцев сделано И. В. Бельковым [1], выделившим 10 согласно залегающих пачек. Полоса кейвских сланцев по отношению к общей структуре Кейвского синклинория является несогласной (рис. 1). Она приурочена к крупной зоне разлома северо-западного — субширотного простираия, хорошо прослеживающейся на космических снимках среднего масштаба. Северный ее контакт прямолинейный, в большей своей части тектонизированный; южный — сложный заливообраз-

* Понятие Кейвский «синклиниорий» употребляется условно как укоренившееся в литературе. Породы, слагающие эту структуру, залегают моноклинально [5, 6].



Рис. 2. Соотношение простираций (субпараллельные сближенные протяженные структурные линии) лебяжинских гнейсов и кейвских сланцев в Югоньской синклинали

ный. В южной части сланцевой полосы выделяется несколько пологих синклиналей (Югоньская, Ягельуртская и др.), приуроченных к опирающимся разломам и подчеркивающих наложенный характер структуры.

Несоответствие структурного плана особенно отчетливо проявлено в восточной части сланцевой полосы (район гор Шууртурта, Колокольная, среднего течения р. Югонька, устье р. Ача). Здесь, в частности, наблюдается срезание северо-западных простираций лебяжинских гнейсов сложной построенной Югоньской синклинали, вдоль контакта которой дешифрируется серия сближенных протяженных плавно изгибающихся структурных линий, отвечающих простирациям сланцев (рис. 2).

Основанием сланцевого комплекса служит так называемый «гранатовый горизонт», который с небольшими перерывами прослеживается вдоль всей структуры, существенно меняясь фациально и по мощности. Породы его представлены переслаивающимися, часто углеродистыми кианит-гранат-ставролитсодержащими двуслюдяными мусковитовыми и биотитовыми сланцами, кварцитами, а также бластомиолитами по этим разновидностям пород.

По набору пород как «гранатовый горизонт», так и все вышележащие свиты сланцевого комплекса резко отличаются от гнейсов лебяжинской свиты, слагающих Кейвский синклинорий, что позволяет легко картировать границу между ними. «Гранатовый горизонт» в Больших Кейвах контактирует с многими литологическими разновидностями лебяжинских гнейсов, а в районе Малых Кейв залегает на различных стратиграфических уровнях. Контакт между ним и лебяжинскими гнейсами, как правило, перекрыт четвертичными отложениями и лишь в редких случаях обнажен, причем обычно тектонизирован.

В зоне контакта лебяжинские гнейсы обычно

не изменены, а сланцы в различной степени перемяты, гофрированы, нередко развальцованы, пересечены многочисленными кварцевыми жилами, диафторированы. Вдоль контакта фиксируются многочисленные пологие надвиги. В гранатах устанавливаются структуры «снежного кома», свидетельствующие о том, что они росли в условиях интенсивных тектонических движений. Тем не менее почти всегда непосредственный контакт между гнейсами и сланцами согласный или субсогласный, что связано с перекристаллизацией метаморфических минералов вдоль зон разломов (явление, типичное для метаморфических комплексов).

В единичных случаях удалось наблюдать и несогласное залегание сланцев. Так, в левом борту ручья Кейва между гнейсами и сланцами установлено несогласие: гнейсы падают на север под углом 60° , сланцы в том же направлении под углом 50° . В районе горы Шууртурта кроме углового несогласия фиксируется и азимутальное. Здесь на крутопадающие на восток (100°) гнейсы ложатся полого изгибающиеся слои кианитовых сланцев (аз. пад. 80° , $<20-40^\circ$).

Характер складчатости в гнейсовом и сланцевом комплексах резко различен (см. рис. 1, 2), что устанавливается при анализе как крупных, так и мелких структур, а также фиксируется на всех аэрофотоматериалах.

В Западных Кейвах взаимоотношения гнейсового и сланцевого комплексов несколько иные, что и послужило основанием для заключения о наличии постепенных переходов между ними. Здесь выходы сланцев среди гнейсов наблюдаются в виде узких лентовидных полос, которые настолько четко дешифрируются как протяженные зоны разломов, что их тектоническая природа не вызывает сомнения. Именно здесь многие исследователи [4] отмечали значительные изменения в составе слан-

цев, выражающиеся в развитии гранат-двуслюдяных и фибролит-кварцевых сланцев, мусковитовых, фибролитовых и мономинеральных кварцитов при резко подчиненном количестве кварцево-слюдяно-углистых сланцев с кианитом и ставролитом, типичных для комплекса Больших Кейв. По нашему мнению, эти изменения объясняются процессами кислотного выщелачивания, которые захватили как гнейсы, так и контактирующие с ними сланцы вдоль тектонически ослабленных зон. Изменения в гнейсах привели к увеличению содержания в них слюды и граната, при соответствующем уменьшении полевых шпатов. Такие различия чередуются с гранат-двуслюдяными и гранат-мусковитовыми сланцами, «постепенно» переходя в вышележащие кварц-мусковит-фибролитовые сланцы с прослоями слюдяных кварцитов.

Таким образом, в Западных Кейвах «постепенный» переход между лебяжинскими гнейсами и сланцами червуртской свиты обусловлен активным динамометаморфизмом, сопровождающимся кислотным выщелачиванием, и не является стратиграфическим.

С процессами кислотного выщелачивания тесно связана проблема возрастных соотношений между породами кейвской серии и щелочными гранитами. Мнение о том, что вышележащие процессы вызваны воздействием щелочных гранитов глубоко ошибочно. В эндо-контактном ореоле всех массивов щелочных гранитов образуются щелочные гранито-гнейсы, характеризующиеся по сравнению с неизменными гнейсами повышенной щелочностью, а не кислотностью. Кроме того, установлено, что флюиды, обуславливающие этот процесс, практически безводные, фторсодержащие [7], а в зонах контактов гнейсов и сланцев широким развитием пользуются гидротермальные кварцевые жилы. Следовательно, щелочные граниты не оказывают воздействия на породы сланцевого комплекса и формируются в период, предшествующий их образованию.

Наличие крупного перерыва между лебяжинскими гнейсами и червуртскими сланцами доказывается и свинец-свинцовым изохронным датированием (лебяжинские гнейсы 2780 ± 100 млн. лет, кианитовые сланцы 1600 ± 120 млн. лет [2]).

Изложенные выше материалы свидетельствуют о том, что между образованием лебяжинских гнейсов, верхнеархейский возраст которых сейчас ни у кого не вызывает сомнений, и сланцев кейвской серии существовал значительный перерыв. Формирование последних знаменует начало нового — раннепротерозойского (карельского) этапа тектогенеза на Кольском полуострове.

УДК 551.732/735.1 (574.5)

Л. И. БОРОВИКОВ, С. А. СЕМИЛЕТКИН (ВСЕГЕИ)

О возрасте шабактинской свиты хребта Малый Каратау (Южный Казахстан)

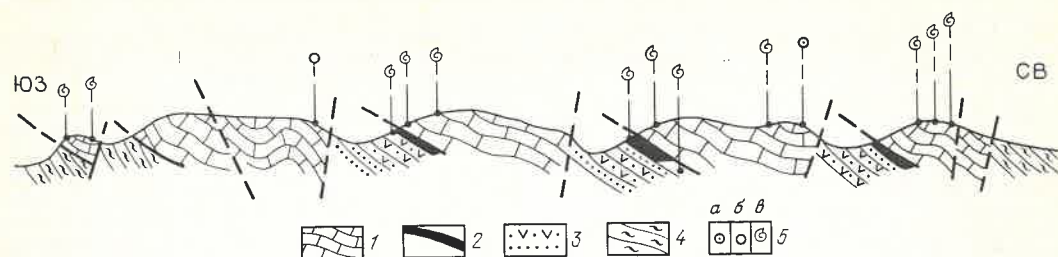
Шабактинская свита утверждена в 1958 г. на первом казахстанском стратиграфическом совещании по допалеозою и палеозою [6], когда

В принятой на совещании в Петрозаводске стратиграфической схеме граница архея и нижнего протерозоя по основанию песчовотундровской свиты отвечает, очевидно, локальному изменению условий осадконакопления уже в раннем протерозое. Одним из доказательств в пользу проведения этой границы послужило появление в породах этой свиты кластогенного микроклина, якобы отсутствующего на более низких стратиграфических уровнях. Здесь следует сказать, что микроклинсодержащие граниты имеются уже в валунах и гальках полимиктовых метаконгломератов верхнечапомской серии, возраст которой по свинец-свинцовый изохроне равен 2780 млн. лет. Поэтому наличие кластогенного микроклина в породах песчовотундровской свиты не может быть обоснованием для проведения такой важной границы, как граница архея и протерозоя, в разрезе докембрия Кольского полуострова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бельков И. В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.
2. Пушкарев Ю. Д., Кравченко Э. В., Шестаков Г. И. Геохронометрические реперы докембрия Кольского полуострова. Л., Наука, 1978.
3. Соколов П. В. Геология плато Кейв и свиты кейвских кристаллических сланцев. — В кн.: Большие Кейвы. Проблема кольских кианитов. М.—Л., 1940, с. 35—51.
4. Суслова С. Н. Контактво-метасоматические изменения кристаллических сланцев под воздействием щелочных гранитов в районе Западных Кейв. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып. 2, М.—Л., Изд-во АН СССР, 1960, с. 58—94.
5. Федоров Е. Е. Некоторые особенности тектоники Кейвского синклинория. — Докл. АН СССР, 1973, т. 211, № 1, с. 185—188.
6. Федоров Е. Е. Основные черты геологического строения центральной части Кольского полуострова. — В кн.: Мат-лы по геол. и металлогении Кольского п-ова, вып. 5, ч. 1. Региональная геология, металлогения и геофизика. Апатиты, КолФАН СССР, 1974, с. 34—45.
7. Федоров Е. Е., Федорова М. Е. Геологическое строение массивов щелочных гранитов Кольского полуострова в связи с проблемой их происхождения. — Сов. геология, 1978, № 7, с. 17—30.
8. Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., Недра, 1958.

все свиты, выделенные ранее В. Н. Вебером [3], были переведены в ранг серий, а тамдинская свита названа шабактинской и включена



Геологический разрез по долинам рек Шабакты—Актугай

1 — шабактинская свита (доломиты, известняки); 2 — булактауская свита (фосфоритонесущие породы); 3 — каройская серия (вулканогенно-терригенные по-

роды); 4 — большекарыйская серия (сланцы, песчаники); 5 — места сбора ископаемых остатков организмов: а — сирингопорид, б — наутилоидей, в — микрофауны (фораминиферы)

в тамдинскую серию, в которую вошла еще и чулактауская (фосфоритонесущая) свита. Таким образом, разрез древних отложений, развитых на территории хр. Малого Каратау, представлялся в следующем виде (снизу вверх): кокджотская серия, не расчлененная на свиты; каройская серия, состоящая из трех свит — большекарыйской, коксуйской и малокарыйской, и тамдинская серия, разделенная на две свиты. По геологическому возрасту первая отнесена к протерозою, вторая — к кембрию, а время формирования третьей определялось в интервале от верхней половины раннего кембрия до среднего ордовика.

Позднее в составе каройской серии выделялись другие свиты [4, 5], сама серия была отнесена к верхнему протерозою, а чулактауская — к раннему кембрию. Несмотря на то или иное деление серий и свит, все же считалось, что чулактауской свитой начинается новый этап развития, закладывая она в основании тамдинской серии и перекрывается согласно шабактинской свитой. Последняя состоит из доломитов и известняков, охарактеризованных ископаемыми остатками кембрийских и ордовикских трилобитов, брахиопод и других групп фауны.

С установлением надвигового характера взаимоотношения чулактауской и шабактинской свит [1, 2] возникла необходимость детального изучения последней с целью выяснения возраста ее частей, сопряженных с чулактауской свитой. В связи с этим было начато составление разрезов шабактинской свиты по долинам рек Ушбас, Куртлыбулак, Коксу, Батырбайсай, Актугай и Шабакты, по которой названа свита. Карбонатные породы, составляющие свиту, образуют в рельефе гряды, вытянутые в северо-западном направлении. В их строении участвуют и породы каройской серии (рисунок). При этом, как считалось ранее, северо-восточные склоны гряд отделены от долин разрывными нарушениями, а юго-западные соприкасаются согласно с породами чулактауской и малокарыйской свит.

Однако уже давно одним из авторов [1, 2] настоящей статьи установлено, что на юго-западных склонах гряд карбонатные породы отделены от других отложений также разрывными нарушениями надвигового характера. Следовательно, кембро-ордовикский ($E_1^2-O_2$) возраст шабактинской свиты не может определять возраста соприкасающихся с ней других пород. Заметим, что реки, текущие в по-

лах развития шабактинской свиты, образуют глубоко врезающие ущелья в гряды карбонатных пород. С северо-востока гряды ограничены круто падающими сбросами или взбросами, а с юго-запада — сравнительно пологими надвигами (см. рисунок). В силу этого мощность шабактинской свиты оказывается неполной, но несомненно меньшей, чем считалось ранее, т. е. менее 3000 м.

Предпринятое нами изучение разрезов свиты привело к выводам, не согласующимся с прежними в отношении не только сопряжения шабактинской свиты с чулактауской, но и определения времени ее формирования. В одном из блоков пород шабактинской свиты (см. рисунок) обнаружены каменноугольные сирингопоры, переданные для изучения И. И. Чудиновой. Она отнесла их к ранее выделенному ею виду *Kueichowpora elegans* Tchudinova, и дала заключение об их визейском возрасте. При этом И. И. Чудинова отметила, что род *Kueichowpora* встречается редко и в настоящее время известен в турне-визейских отложениях Китая, в визейских породах, распространенных в Японии и в разных районах Советского Союза (визе Донбасса и Урала, турнейские известняки Южного Закавказья и нижнекаменноугольные отложения Таймыра). К такому же выводу пришел Ю. С. Биске, указав, что подобные ископаемые остатки известны из визе-серпуховских отложений Средней Азии и Русской платформы.

Находки визейских сирингопорид заставили более внимательно отнестись к изучению карбонатных пород, выделенных в шабактинскую свиту. В связи с этим палеонтологами М. А. Калмыковой, В. И. Давыдовым и Б. В. Поярковым были просмотрены имевшиеся и вновь изготовленные шлифы из доломитов и известняков шабактинской свиты с целью обнаружения мелких ископаемых остатков. Подтверждено наличие в шлифах остатков фораминифер девонского и каменноугольного возраста, которые были детально изучены М. Ф. Соловьевой. Она определила как в обломках, так и в цементе несколько комплексов фораминифер, характерных для силурийско-среднедевонских отложений (таблица).

Кроме того, необходимо отметить, что в другом блоке пород на северо-восточном окончании ущелья, на р. Актугай, переходящей около одноименного поселка в р. Шабакты, обнаружены и собраны ископаемые остатки наутилоидей, относящиеся, по заключению Г. Н. Ки-

Распространение фораминифер в силурийских — среднедевонских породах

Фораминиферы	D_{1-2} (11/61)*	$S-D_{1-2}$ (236-1)	$S-D_{1-2}$ (261-3)	$S-D$ (239-4)	$S-D_2$ (11-67)	$S-D_2$ (1/3)	$S-D_{1-2}$ (262-7)	$O-C_1$ (355-1)
<i>Bisphera minima</i> Bir.	—	+	—	—	—	—	—	—
<i>B. irregularis</i> Lip.	+	—	—	—	—	—	—	—
<i>B. malevkensis</i> Bir.	+	—	—	—	—	—	—	—
<i>B. crassithecra</i> Pojark.	—	—	+	—	—	—	+	—
<i>B. grandis</i> Lip.	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Bisphera</i> sp.	—	—	—	—	—	—	+	—
<i>Caligella gracilis</i> Reith.	+	—	—	—	—	—	—	—
<i>C. magna</i> Pojark.	+	+	—	—	—	—	—	—
<i>Caligella</i> (?) sp.	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Irregularina karlensis</i> Viss.	—	—	—	—	—	+	+	—
<i>Irregularina</i> sp.	+	—	—	—	—	—	—	—
<i>Paracaligelloides</i> sp.	—	—	—	+	—	—	—	—
<i>Tournayellina</i> (<i>Eotournayellina</i>) <i>primitiva</i> Lip.	+	—	—	—	+	—	—	—
<i>Baituganella</i> aff. <i>ferganensis</i> Pojark.	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Baituganella magna</i> sp. n.	—	—	+	—	—	—	—	—
<i>Baituganella</i> sp.	—	+	—	—	—	—	—	—
<i>Archaeosphaera</i> sp.	—	—	—	—	—	+	—	—
<i>Tubeporina</i> (?) sp.	—	—	—	—	—	+	—	—
<i>Eovolulina</i> sp.	—	—	—	—	—	—	+	—
<i>Hyperammia sibirica</i> Lip.	—	—	—	—	—	—	+	+
<i>Septaglomospinella</i> (?)	—	—	—	—	—	—	+	—

* В скобках указан номер образца.

селева, к роду *Bayconuroceras* Barskov и определенные как обломки *Bayconuroceras* cf. *mursagulense* Barskov. (описан из верхне-ордовикских отложений Улутауского района).

Таким образом, оказалось, что карбонатные породы, составляющие шабактинскую свиту, содержат ископаемые остатки беспозвоночных, живших в палеозое с кембрия до карбона включительно. Этого не учитывали исследователи Малого Каратау, поскольку подавляющее большинство их считало доказанным кембро-ордовикский возраст свиты. Обнаружение комплекса разновозрастных ископаемых остатков открывает возможности для более точного определения временного интервала формирования шабактинской свиты, слагающей северо-восточное опущенное крыло Каратауской антиклинали, и позволяет по иному подходить к определению возраста других свит (особенно чулактауской), а также в совокупности с новыми данными иначе обосновывать прогноз поисков месторождений полезных ископаемых на территории Каратау и за его пределами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Боровиков Л. И. Комплексирование радиометрических и палеонтологических данных для решения стратиграфических задач. — В кн.: Палеонтология. Стратиграфия. М., 1960, с. 146—153.
- Боровиков Л. И. Первая находка сфинктозоа в малокарыйской свите хр. Малый Каратау. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1978, т. 53, вып. 5, с. 5—14.
- Вебер В. Н. Восточный Каратау. — Изв. Геолкома, 1925, т. 44, № 9, с. 45—91.
- Келлер Б. М., Королев В. Г., Крылов И. Н. К расчленению верхнего протерозоя Тянь-Шаня. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 4, с. 101—115.
- Киселев В. В., Королев В. Г. Палеотектоника докембрия и нижнего палеозоя Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим, 1981.
- Совещание по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана. Т. 1. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.



Графическая модель эволюции планетарных геологических и металлогенических систем

Глобальный подход к геотектонике (тектоника плит, гипотезы пульсаций, расширения Земли и др.) сопровождается аналогичными тенденциями во всех отраслях геологии и прежде всего в наиболее тесно связанных с ней — петрологии, геофизике, палеогеографии, геохимии, геохронологии. Металлогения, опирающаяся на многие геологические дисциплины, должна развиваться в соответствии с ними и, в свою очередь, вносить вклад в развитие геологических наук. Эффективность геологических прогнозов во многом зависит от развития теоретических основ металлогении. Крупные разработки в этом направлении за последнее время выполнены В. И. Смирновым, М. И. Ицкисоном, В. А. Кузнецовым, Г. А. Твалчредидзе, Л. Н. Овчинниковым, В. Л. Барсуковым, Е. А. Радкевич, И. Г. Магакьяном, Д. В. Рундквистом, М. А. Фаворской, А. Д. Щегловым и другими исследователями.

Разработаны принципы формационного анализа, обоснована связь рудных поясов и провинций с зональностью складчатых систем и структурно-формационных комплексов, с рядами магматических формаций, системами глубинных разломов, эволюцией глубинного строения, региональным геохимическим фоном и многими другими факторами, характеризующими состояние и развитие крупных блоков литосферы. Вместе с тем нерешенность ряда вопросов геотектоники, неполнота знаний о вещественном составе глубоких горизонтов земной коры и мантии, дискуссионность представлений об источниках рудного вещества и другие проблемы затрудняют моделирование процессов рудообразования в региональном и глобальном масштабах. При этом много неудобств и разночтений создается вследствие описательного характера изложения геологической информации.

Работая над проблемой рудоносности областей континентального вулканизма [8, 12], автор пытался обобщить исходную информацию и показать на предлагаемой модели (схеме) основные тенденции развития геологических и металлогенических систем.

Тектонические системы и основные тенденции их развития. В вопросах тектонической систематики автор придерживается точки зрения Ю. А. Косыгина, Л. И. Красного, В. Е. Хаина и учитывает основные положения новой глобальной тектоники [5 и др.]. Современные планетарные геотектонические системы — континентальные платформы, океанические плиты, системы их активного взаимодействия и преобразования (геосинклинально-складчатые пояса, глобальные рифтовые системы), а также «пассивного» взаимодействия океанов и континентов (континентальные склоны, шельфовые плиты и некомпенсированные прогибы) — рассматриваются в ретроспективе до позднего протерозоя включительно. Кроме глобальных трансблоковых и межблоковых, заслуживают внимания и внутриблоковые тектонические, магматические и металлогенические системы: ареалы траппов и платобазальтов, тупиковые рифтовые, авлакогены, тафрогены, крупные пояса повторного орогенеза и вулканизма на континентах, пояса и ареалы внутриокеанического вулканизма.

В генерализованном виде полный цикл развития литосферы представляется следующим: океаническое → геосинклинально-складчатое → платформенное → рифтогенез → океаническое (рис. 1). В качестве опорных точек для схемы вершины параллелограмма приняты: стабильная континентальная платформа (8) и ее «альтернатива» — стабильная океаническая платформа (1), консолидированная складчатая система с максимальным «гранитным» слоем (5) и межконтинентальная риф-

товая система, в которой он полностью разрушен (13). Сторона параллелограмма (1—5) отражает геосинклинально-складчатое развитие, причем точка 2 соответствует эвгеосинклинальному раздвигу; интервалы 2—3, 3—4, 4—5 — этапы раннегеосинклинального, позднегеосинклинального и орогенного развития подвижных поясов. Сторона 5—8 символизирует переход от орогенных эпигеосинклинальных систем к стабильной платформе и включает пограничные зоны платформ (краевые прогибы, краевые массивы), авлакогены, синхронные развитию соседних геосинклинальных систем (интервалам 5—7), и структуры осадочного чехла платформы (7—8).

Сторона параллелограмма (8—13) отражает переход от наиболее стабильного состояния континентальной платформы до полной деструкции ее в зонах эпиплатформенных рифтовых систем по этапам: 8—9 — умеренное воздымание, слабые блоковые движения; 9—10 — предрифтовое состояние (небольшие своды, разломы, рассредоточенный щелочно-ультраосновной и щелочно-базальтоидный магматизм); 10—11 — ранний рифтогенез (мощные своды, щелевидные впадины, нарастающий щелочной магматизм, начало деструкции коры, например Танганьикская и Кенийская системы); 11—12 — зрелый рифтогенез (наряду с щелочным — субщелочной бимодальный и базальтовый магматизм, сильное сокращение «гранитного» слоя, например в Эфиопской системе); 12—13 — поздний рифтогенез (депрессивная тенденция развития, переход от бимодального к примитивному толейтовому магматизму), вероятно, полная деструкция «гранитного» слоя: впадина Афар → Красное море → Аденинский залив [7]. Четвертая сторона параллелограмма обозначает переход к срединно-океанической рифтовой системе (14) и далее — формирование океанической платформы и переход ее в наиболее стабильное состояние (1).

Определенная смысловая нагрузка придается диагоналям параллелограмма. Вертикальная диагональ, соединяющая точки максимальной стабилизации континентальных и океанических платформ, выражает возможные или предполагаемые этапы «площадной»,

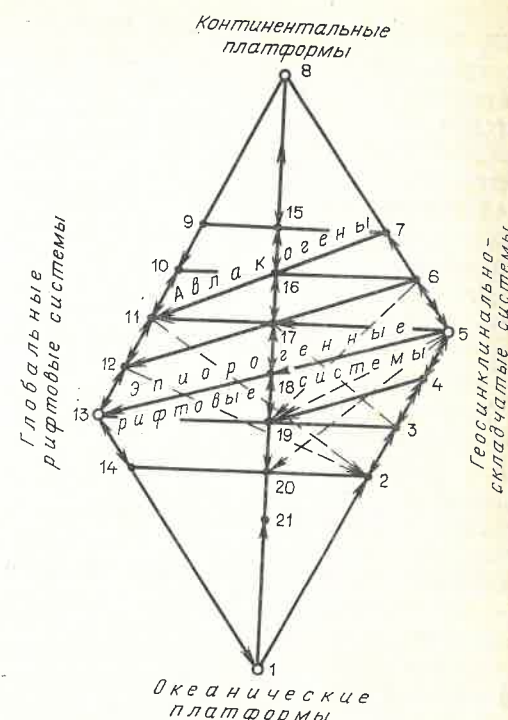


Рис. 1. Графическая модель эволюции планетарных геологических систем в неогее

Точки и отрезки модели: 1 — стабильная океаническая платформа; 1—2 — догеосинклинальные океанические системы; 2—7 — системы подвижных планетарных поясов, 2—5 — собственно геосинклинально-складчатые системы (2—3 — раннегеосинклинальные, 3—4 — позднегеосинклинальные, 4—5 — многогеосинклинальные, инверсионные и орогенные); 5 — консолидированные эпигеосинклинальные орогенные системы; 5—6 — пограничные (резонансные) системы платформ (5—6 — краевые прогибы и краевые массивы, 6—7 — авлакогены и перикратонные прогибы; 7—8 — фанерозойские системы чехла древних платформ; 8 — наиболее стабильные системы древней континентальной платформы; 9—13 — эпиплатформенные рифтовые системы; 9—10 — предрифтовое сводово-глыбовое, вулканическое), 11—12 — зрелые («сводово-вулканические»), 12—13 — поздние, в том числе 13 — межконтинентальные, 13—14 — срединно-океанические рифтовые системы и поднятия (георифтогенали); 14—1 — системы формирования и стабилизации океанических платформ; 8—1 — системы «площадного» преобразования континентальных и океанических систем: 8—15—16 — системы траппов; 16—17—18 — системы платобазальтов, шельфовых плит; 18—19 — системы континентальных склонов; 19—20 — системы «пассивного» перехода в океаническое состояние; 1—21 — внутриокеанические вулканические системы; 5—13 — эпигеосинклинальные рифтовые системы (5—18 — тафрогенные системы), 18—13 — системы перехода в межконтинентальные рифтовые системы; 7—16—11, 6—17—12 — авлакогены и «тупиковые» континентальные рифтовые системы; 4—19, 5—19, 6—19, 5—20 — системы окраинных и внутренних морей, некомпенсированных орогенных прогибов; 11—2, 12—2 — гипотетические системы перехода эпиплатформенных рифтов в эвгеосинклинали; площади: 1—2—14 — собственно океанические системы, 2—3—13—14 — системы перехода океан — континент, 3—5—11—13 — окраинно-континентальные и внутриконтинентальные «активные» системы, 5—7—9—11 — пограничные системы древних платформ (в том числе щиты), молодые платформы, 7—8—9 — древние континентальные платформы. Встречные направления векторов и двойные стрелки отражают этапы стабилизации новообразованных систем и регенерации предшествующего состояния.

нерифтогенной «океанизации» континентальной коры [1, 7 и др.], в том числе в связи с интенсивным траппо-

вым магматизмом (15), например типа Тунгусской синеклизы или траппов Индостанской платформы; предполагаемые этапы «океанизации» Лавразийской части платформы в Северной Атлантике (16—19). Здесь помещены шельфовые плиты, континентальные склоны, некомпенсированные впадины и прогибы и другие структуры интенсивного погружения. Может быть, этим путем осуществляется переход к «пределу» — стабильной океанической плите.

Короткая диагональ параллелограмма соответствует процессу эпирогенного рифтогенеза — тафрогенеза (системы: кайнозойская провинция Бассейнов и Хребтов, позднемезозойская Монголо-Забайкальская, раннемезозойская Западно-Сибирская и др., 5—18), вплоть до перехода в межконтинентальную рифтовую систему (Калифорнийский залив, 18—13). Линии 6—17—12, 7—16—11 обозначают позицию различных по фундаменту и особенностям развития авлакогенов и «тупиковых» рифтовых систем платформ и щитов. К ним, например, относятся позднеротерозойские и среднепалеозойские рифтогенные системы Балтийского щита и юга Русской платформы, в том числе Днепровско-Донецкий авлакоген, Мозамбикская и другие мезозойские рифтоподобные системы Африки [7], кайнозойская Байкальская рифтовая система и др. Известны переходы частично или полностью консолидированных складчатых систем и пограничных блоков платформ в системы окраинных и внутренних морей и другие некомпенсированные прогибы [3, 5]. Подобные ситуации на схеме показаны линиями 4, 5, 6—19, 20.

С позиций новой глобальной тектоники и по представлениям других исследователей, не разделяющих полностью концепцию движения плит, первичные геосинклинальные системы возникают на океанической коре или в зонах активного взаимодействия блоков океанической и континентальной литосферы. И это, вероятно, справедливо для окраинных подвижных поясов Тихоокеанского кольца. Для межконтинентальных или внутриконтинентальных (?) подвижных поясов типа Урало-Монгольского, Тетиса нередко

обосновываются выводы, что такие пояса или отдельные их части закладывались на континентальной литосфере, включая и древние платформы. В этом случае варианты заложения геосинклиналей (платформа → рифт (авлакоген) → геосинклиналь) могут быть показаны линиями 7—11—2, 6—17—3 и т. д. в зависимости от типа фундамента и типа возникающих геосинклинальных систем.

Таким образом, полный цикл развития (1—5—14—1) является идеализированным предельным вариантом «жизни» литосферного блока. На схеме можно показать множество циклов развития, например: геосинклиналь → консолидированная складчатая область → тафроген → межконтинентальный рифт → океаническая плита (1—5—18—13—1); геосинклиналь → консолидированная складчатая система → платформа → континентальный склон → океаническое состояние (1—5—7, 8—19—1); древняя континентальная платформа → рифт → геосинклиналь → консолидированная складчатая область → тафроген → молодая платформа (8—12—2—5—18—16) и т. п. Классический геотектонический цикл в понимании Г. Штилле и Ю. А. Билибина занимает на схеме положение 2—5—7—16—18—2 [3].

На схеме можно показать и незавершенность любого процесса (стабилизация Сибирской платформы после излияний траппов) и встречное (регрессивное) развитие (например, регенерация геосинклинальных прогибов в полициклических геосинклинальных областях) и др. Движение на графике вверх отражает тенденции сжатия, вниз — растяжения; «крутизна» линий — относительную интенсивность процесса конструкции или деструкции. Горизонтальные линии предполагают сохранение или подобие геодинамической и геотектонической обстановки, а противостоящие точки на сторонах параллелограмма показывают состояние, во многом идентичное по глубинному строению и рельефу поверхности. Например, 5 и 11 — это обстановка интенсивно дифференцированного высокогорного рельефа в эпигеосинклинальных орогенных и континентальных сводово-рифтовых областях, а сама линия 5—11 отвечает состоянию

сводово-глыбового дейтероорогенеза. Соответственно расположены точки 3—13 (миктогеосинклиналь — межконтинентальный рифт) и 2—14 (эвгеосинклинальный океанический желоб и георифтогеналь), причем последние, возможно, объединяет состояние максимальной разрушенности вообще. Состояние и структуры сопряженной активизации следует поместить на интервале 5—7, а различные виды дейтероорогенной активизации, включающей рифтогенез, авлакогенез, образование систем впадин гобийского и чумьманского типов, — на линиях 7—16—11, 6—17—12, 5—18—13.

На схеме могут быть отражены основные тенденции формирования и деструкции оболочек литосферы. Для неогей, по существу, признается единственный способ формирования континентальной литосферы — в геосинклинально-складчатых поясах. «Фрагменты» «гранитного» слоя формируются на раннегеосинклинальном этапе (юные островные дуги); максимальная мощность его свойственна эпигеосинклинальным орогенам.

Вулканизм и осадконакопление в пределах талассократонов могут приводить к существенному площадному увеличению мощности земной коры, появлению в ее составе сиалического компонента. Однако может ли образоваться таким путем литосфера континентального типа — неясно (1—21). На схеме показаны две основные тенденции в отношении деструкции континентальной литосферы: деструкция в линейных зонах (в рифтовых системах, а также в гипотетических желобах эвгеосинклинального раздвига) и площадная деструкция крупных блоков континентальной литосферы в связи с их интенсивным погружением и платобазальтовым магматизмом. Известно, что деструкция бывает коренной, предельной, например при развитии мировой рифтовой системы, но может приостановиться на любом этапе в авлакогенах, тафрогенах, тупиковых рифтовых системах, в областях развития траппового магматизма. Во всех случаях площадная деструкция (океанизация) происходит в условиях погружения и растяжения блоков литосферы [1, 3 и др.].

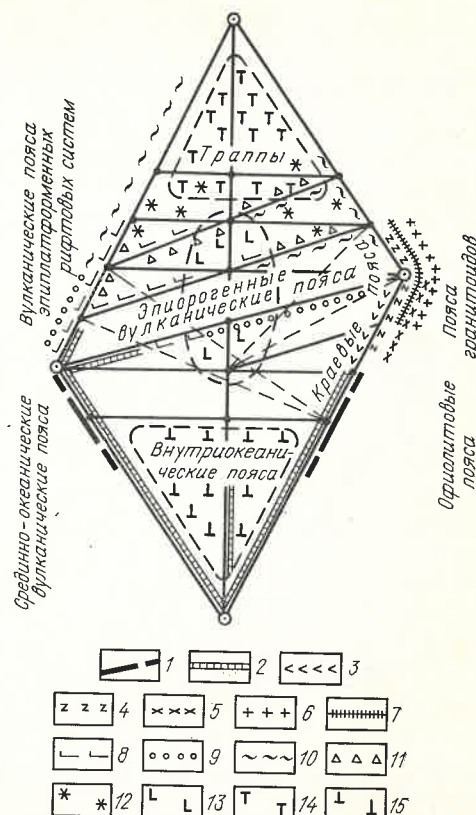


Рис. 2. Графическая модель планетарных магматических систем

Ряды магматических формаций: 1 — базит-гипербазитовый эвгеосинклинальных систем и срединно-океанических поднятий; 2 — натриевых базальтов и «примитивных» океанических толентов; 3 — андезитовый высокоглиноземистый; 4 — дацитовый, липарит-дацитовый; 5 — тоналит-гранодиоритовый, габбро-плагиогранитовый; 6 — гранитовый, щелочно-гранитовый; 7 — ультрабазальтовый липаритов — трахилипаритов; 8 — трахитбазальтовый; 9 — субщелочной липарито-базальтовый («бимодальный»); 10 — щелочно-ультраосновной; 11 — фonoлитов — нефелиновых сиенитов; 12 — кимберлитовый; 13 — платобазальтов молодых платформ; 14 — траппов древних платформ; 15 — базальтов внутриокеанических поясов

Магматические системы и особенности их геохимической специализации. Для выражения состава планетарных магматических систем автор воспользовался апробированными понятиями — рядами (или комплексами) магматических формаций [6]. На схеме показано 14 таких рядов, характеризующих различные геологические обстановки (рис. 2). На региональном уровне целесообразнее оперировать отдельными формациями.

Латеральная и эволюционная зональность краевых поясов Дальнего Востока, Японии, окраины Американских континентов широко освещена в работах А. Н. Заварицкого, Х. Куно,

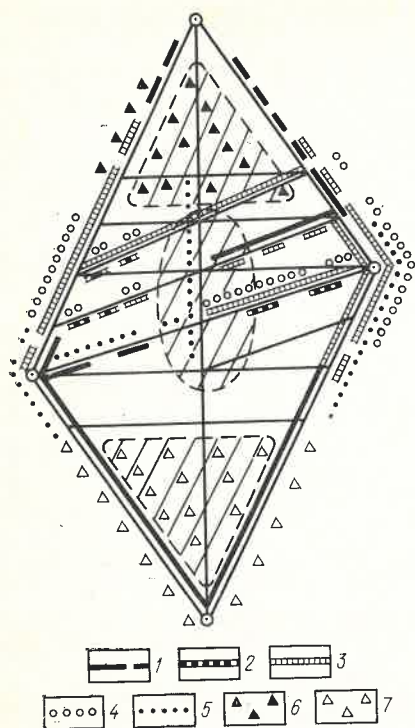


Рис. 3. Графическая модель специализации магматических систем

1—3 — магматические системы: 1 — сидерофильная и халькофильно-сидерофильная, 2 — халькофильная, литофильно-халькофильная, 3 — литофильная, литофильно-сидерофильная; 4—7 — состав летучих компонентов: 4 — обилие галогенов и соединений углерода, 5 — преобладание соединений серы, 6 — преобладание CO_2 , 7 — обедненность анионообразователями

Г. С. Горшкова, А. Ритмана, М. И. Ициксона и многих других геологов. Элементы подобной планетарной и региональной зональности вулканизма в пределах Тетиса и Урало-Монгольского пояса отмечались Г. С. Дзюценидзе, Г. А. Твалчрелидзе, Л. П. Зоненштейном, А. А. Моссаковским и другими исследователями. Эти тенденции эволюции вулканизма зависят от этапов развития подвижных поясов и состава фундамента, на котором они формируются. Комплекс формаций натриевых базальтов и примитивных океанических толентов характерен для раннегеосинклинальных систем (юных островных дуг) и слабо проявлен в позднегеосинклинальных. Андезитовидные высокоглиноземистые щелочно-известковые формации развиты в позднегеосинклинальных системах зрелых островных дуг (Япония, Камчатка); они также проникают далеко в глубь континентов, вероятно, по системам транс-

формных разломов (Огоджа-Умлеканский пояс в Приамурье). На древней континентальной коре (Охотский, Омогонский, Чукотский массивы) краевые пояса сложены более кислыми субщелочными вулканитами дацит-липаритовой, трахиандезит-трахилипаритовой и в отдельных случаях аляскитоидной липаритовой формаций [4].

Характеристика магматизма эпиплатформенных рифтовых систем дана ранее: происходит последовательное уменьшение щелочности пород от ультращелочных формаций через нормальные щелочные до примитивных толентовых. Зрелую и позднюю стадии рифтогенеза (Кения, Эфиопия) отличает интенсивный кислый вулканизм (преобладают игнимбритовые фации), в том числе ультракислые субщелочные кислоты [14 и др.]. В авлакогенах и тупиковых рифтовых системах развиты щелочно-базальтоидные, щелочно-ультраосновные, ультращелочные формации. По мере понижения уровня «кратонности» фундамента систем щелочность пород уменьшается, и в эпирогенных рифтовых поясах проявляется контрастный субщелочной магматизм [6, 8 и др.].

Важнейший показатель металлогенической специализации магматических систем — распределение элементов-примесей (рис. 3). Вулканические пояса зрелых островных дуг и окраин континентов (позднегеосинклинальное и орогенное развитие) обогащены халькофильными и литофильными [4 и др.], а магматические системы эпиплатформенного рифтогенеза — F, Ta, Nb, P, Zr и редкоземельными элементами. Известно, что уровень содержания галогенов существенно влияет на специализацию магматических систем. В этой связи обратим внимание на значительные различия концентраций фтора в базальтах разных этапов геотектонического цикла. Исключительно высокая фтороносность свойственна базальтоидам рифтовых и тафрогенных систем, что отражается в металлогеническом облике соответствующих провинций. Металлогеническая специализация крупных блоков литосферы определяется не только составом субстрата, но также составом и интенсивностью проявления минерализаторов [12]. Не вызывает сомнений весь-

ма высокая активность серы в геосинклинальных системах, в том числе в краевых вулканических зонах Тихоокеанского подвижного пояса.

Обилие и гетерогенный состав минерализаторов, способствующих сохранению рудных компонентов в летучей фазе, характерны для позднегеосинклинального и орогенного этапов, а также для зон эпирогенного рифтогенеза. Зоны эпиплатформенного рифтогенеза отличаются очень высокими концентрациями галогенов и соединений углерода и относительно обеднены серой. Ультращелочные комплексы, вероятно, бедны анионами сильных кислот, что обуславливает слабое проявление кислотных форм метасоматоза. Возможно поэтому многие щелочные высокоспециализированные магматические системы относительно бедны гидротермальными месторождениями. Если в таких системах появляется сера (оз. Киву, трахитовые вулканы Центральной Италии), то в них интенсивно протекают процессы современного рудообразования, формирования месторождений флюорита и урана [13 и др.]. Можно отметить, что в геосинклинально-складчатых системах сильнее проявлены кислотные, а в рифтогенных — щелочные профили метасоматоза.

Металлогенические системы и их эволюция. Проблемы эволюции в металлогении решаются, как правило, в геохронологическом (геогенетическом) аспекте [9 и др.]. Очевидно, они могут рассматриваться и в связи с общими закономерностями развития крупных блоков литосферы и глобальных систем, как это решалось Ю. А. Билибиным и его последователями применительно к геосинклинальным системам на региональном уровне. Становление, развитие, сохранение или разрушение металлогенических систем всех рангов определяются многими факторами: структурно-тектоническими, магматическими, геохимическими, литологическими, гидродинамическими, палеогеографическими и др. Условия образования и основные элементы зональности многих региональных и планетарных металлогенических систем детально изучены [9, 10] и с учетом положений, развиваемых Г. А. Твалчрелидзе [11], их можно разме-

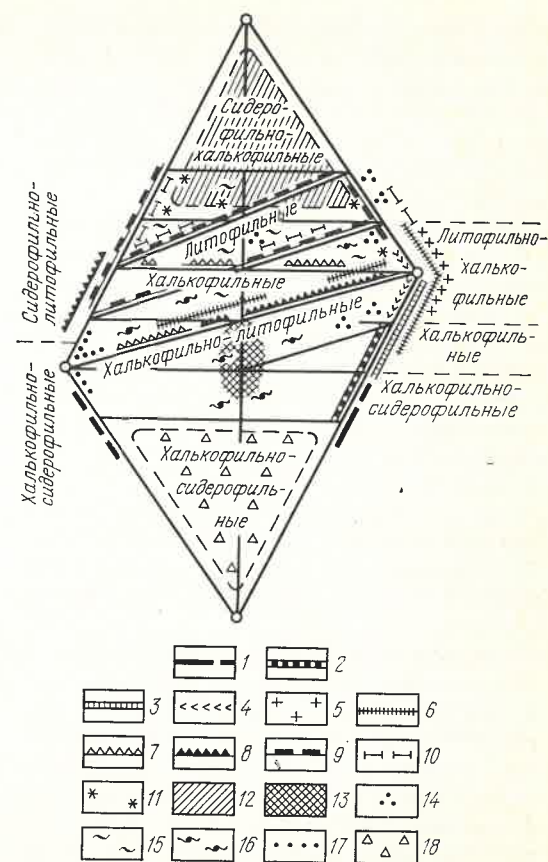


Рис. 4. Графическая модель планетарных металлогенических систем

Ряды (комплексы) рудных формаций: 1 — хромит-платино-титаномангнетитовый; 2 — колчеданный, кремнистый железо-марганцевый; 3 — меднопорфировый (Cu, Mo, Mg, Au), скарновый (Fe, Cu, Au); 4 — поликомпонентные (молибден-золото-полиметаллический, пятиметалловый, молибден-золото-урановый и др.) среднетемпературные березит-пропилитовые, эйситовые, гумбетовые; 5 — редкометалловый (Sn, W, Mo, Be, Li) пегматито-грейзеновый; 6 — золото-серебряный и оловянно-полиметаллический (приповерхностные «вулканогенные»); 7 — флюорит-антимонит-киноварный «телетермальный»; 8 — флюорит-редкометалловый (Be, Li, Sn, Mo, U, Cs)-полиметаллический (Pb-Zn-Ag-Sb-Hg), аргиллизитовый; 9 — карбонатитовый редкоземельно-редкометалловый; 10 — нефелин-апатитовый с Zr, Nb, Ta, Th, редкими землями; 11 — кимберлитовый; 12 — железорудно-медно-полиметаллический трапповый; 13 — медно-никелевый с платинидами, трапповый и платобазальтовый; 14 — медистых песчаников и металлоносных углеродистых сланцев; 15 — гидротермальный урановый; 16 — гидротермальный медно-ванадиевый; 17 — рудоносных рассолов и осадков межконтинентальных рифтовых систем; 18 — океанических железо-марганцевых конкреций; преувеличенность отражает малую интенсивность проявления формаций

стить на предложенной схеме развития литосферы (рис. 4).

Полный металлогенический цикл, очевидно, состоит из металлогенических эпох, обусловленных геосинклинально-складчатым, платформенным, рифтогенным и океаническим разви-

тием. Может быть выделено множество конкретных металлогенических циклов и линий развития, связанных с геологической историей данных блоков литосферы. Планетарные металлогенические системы названы в соответствии с геохимическим спектром руд и геотектонической позицией системы. Например, халькофильно-сидерофильные раннегеосинклинальных, халькофильные позднегеосинклинальных, сидерофильно-литофильные эпиплатформенных рифтовых систем и т. д. Вещественное выполнение этих систем, показанное рядами рудных формаций, сделано на основе разработок В. А. Кузнецова, П. А. Строны, Д. В. Рундквиста, А. Д. Щеглова и др. Автор ограничился вынесением на схему 18 комплексов (рядов) рудных формаций, относящихся к эндогенной металлогении неогей. Комплексы рудных формаций раннегеосинклинальных металлогенических систем, очевидно, проявленные по-разному в однотипных планетарных и региональных системах (хромитовые, платино-титаномагнетитовые, ранние колчеданные), последовательно сменяются колчеданно-полиметаллическими, разнообразными порфиоровыми (Cu, Mo, Ag, Au), скарновыми железорудными, золото-кварцевыми и некоторыми другими комплексами позднегеосинклинальных систем [9 и др.].

Максимальное разнообразие рудно-формационных типов свойственно эпигеосинклинальным орогенным системам и пограничным (активизированным) системам платформ. Орогенному этапу соответствуют комплексы рудных формаций: редкометалльные пегматито-грейзеновые (апогранитовые, грейзеновые, редкометалльные пегматитовые, высокотемпературные гидротермальные), молибден-золото-полиметаллические, пятиэлементные, уран-молибденовые и другие, преимущественно мезотермальные, умеренных глубин, ассоциирующие главным образом с березит-пропитовыми и щелочно-полевошпатowymi метасоматитами. С орогенным этапом связаны также важнейшие рудные формации (золото-серебряные, оловянно-полиметаллические приповерхностные), приуроченные к континентальным краевым поясам [4].

На завершающем этапе развития подвижных поясов в орогенных депрессиях и пограничных системах платформ появляются телетермальные рудные формации, не связанные с магматическими комплексами, например, формации типа медистых песчаников, черных сланцев и др. Если при этом формируются авлакогенные структуры, то возникает ртутная, свинцово-цинковая, тантал-ниобий-редкоземельная минерализация. В целом геосинклинально-складчатая («конструктивная») линия развития выражается в последовательной смене металлогенических систем: халькофильно-сидерофильных существенно халькофильными и далее халькофильно-литофильными. Параллельно с эволюцией состава возрастает сложность металлогенических систем и ослабевают связи оруденения с конкретными магматическими и геологическими формациями.

Для деструктивной линии развития континентальных платформ на раннем этапе характерны литофильно-сидерофильные металлогенические системы, связанные с щелочно-ультраосновными и ультращелочными комплексами. Это карбонатитовые (в широком смысле) и апатит-нефелиновые редкоземельно-редкометалльные комплексы рудных формаций. При переходе к зрелым поясам континентального рифтогенеза появляются низкотемпературные гидротермальные месторождения флюорита (Кения), эксгальационно-осадочные урановые и флюоритовые (Центральная Италия) месторождения [13, 15]. В межконтинентальных рифтовых системах (Красное море) рудоносные термальные рассолы и осадки обогащены Fe, Mg, Zn, Cu, Pb и отчасти Au, Ag. В связи с эволюцией срединно-океанических хребтов предполагается широкое развитие хромит-платиноидного и колчеданного оруденения [4]. На обширных пространствах океанических платформ распространены железо-марганцевые конкреции, содержащие Cu, Co, Ni, Mo, Pb и др. Одним из источников рудного вещества считаются внутриокеанические вулканические системы.

Халькофильно-сидерофильные металлогенические системы платформ формируются при площадной деструкции континентальной литосферы. С

трапповым магматизмом связаны месторождения железорудно-медно-никелевого с платиноидами ряда формаций [9]. В структурах молодых платформ и некомпенсированных впадинах широко распространены телетермальные и гидрогенные месторождения (медистые песчаники, свинцово-цинковые, урано-ванадиевые, уранобитумные и др.), связанные с термальными (метаморфогенными) водами или с эволюцией артезианских бассейнов.

Дейтероорогенное развитие сопровождается чрезвычайно пестрым оруденением (Au, Ag, Sb, Hg, Mo, Pb, Zn, Li, Be, Cs, F, U, Fe и др.) низкотемпературного гидротермального, телетермального, эксгальационно-осадочного и гидрогенного типов. Так, для вулканических поясов эпиорогенных (тафрогенных) рифтовых систем характерны комплексы рудных формаций, ведущей составной частью которых является флюорит: редкометалльно-флюоритовая, флюорит-полиметаллическая (Кордильерский рифтовый пояс), собственно флюоритовая (Монголо-Забайкальский позднемезозойский рифтовый пояс и др.). К этой же категории металлогенических систем относят золото-серебряные (Балей, Криппл-Крик и др.), ртутно-сурьмяно-флюоритовые и другие приповерхностные формации. С авлакогенами и «тупиковыми» внутриконтинентальными рифтовыми системами связаны нефелин-apatитовые (Хибины), телетермальные свинцово-цинковые, ртутные (Днепровско-Донецкий авлакоген и др.), карбонатитовые апатит-редкометалльно-железорудные (Ковдор, Африканда) формации.

Хотелось бы несколько акцентировать внимание на особенностях металлогении дейтероорогенных вулканических поясов, предвещающих и сопровождающих развитие тафрогенных (эпиорогенных) рифтовых систем, которые охватывают обширную территорию Забайкалья, Восточной Монголии, выявляются под чехлом крупных депрессий — Амуро-Зейской, Южно- и Восточно-Гобийских и др. Заложение и развитие этих поясов сопровождалось контрастным субщелочным базальт-липаритовым вулканизмом [8 и др.]. С таким этапом развития Мон-

голо-Забайкальского региона связана весьма разнообразная эпитептермальная минерализация: флюоритовая, сидерит-лимонитовая, золото-серебряная, редкометалльно-полиметаллическая. В идентичной обстановке (провинция Бассейнов и Хребтов, плато Колорадо) с позднекайнозойским этапом рифтогенеза и вулканизма ассоциируют флюорит-редкометалльная, флюорит-полиметаллическая, золото-серебряная и некоторые другие рудные формации.

Признаки подобных металлогенических систем в связи с базальт-липаритовым вулканизмом намечаются в пределах Буреинского, Охотского, Восточно-Чукотского, Мексиканского и других массивов. Наиболее крупная раннемезозойская тафрогенная система, почти полностью перекрытая мезозойско-кайнозойским чехлом, реконструируется в Западной Сибири и Тургайском прогибе [5]. Н. П. Михайлов обратил внимание на потенциальную перспективность габброидных интрузий этой системы на сульфидно-медно-никелевое оруденение. Здесь широко развиты также образования лейкобазальтовой и липарит-лейкобазальтовой формаций [6], которые по петрохимическим и геохимическим параметрам сопоставимы с соответствующими образованиями Забайкалья и Восточной Монголии. Они во многом сходны и по составу домезозойского фундамента.

Можно полагать, что в Западной Сибири, Тургае, а также в ряде более мелких депрессий (Илийской, Зайсанской, Алакольской) проявлялись процессы низкотемпературного гидротермального рудообразования, следовательно, и эти территории перспективны в отношении флюоритовых, золото-серебряных (балейского типа) месторождений. Месторождения флюорита Южного Казахстана и Северной Киргизии возможно обусловлены тафрогенезом.

Таким образом, металлогенические системы делятся на конструктивный и деструктивный классы [11]. Если для первого, в основном геосинклинально-складчатого класса систем металлогеническая теория разработана детально, то для второго еще нет единой точки зрения. Существует предположение, что области эпиплатформенного и

эпиорогенного рифтогенеза, т. е. депрессионные системы, связанные с площадным растяжением, погружением и преобразованием континентальной литосферы, относительно бедны рудными полезными ископаемыми. Специфика процесса деструкций следующая: если процесс прогрессирует, то структуры и месторождения предшествующих этапов разрушаются или перекрываются вулканитами и осадками более поздних этапов. Поэтому они недоступны для изучения. Образования конструктивного (геосинклинального) типа развития лучше сохраняются, а главное более открыты для изучения и разработки, например, хромитовые и колчеданные месторождения раннегеосинклинальных систем. Выше отмечалось, что в системах, где процесс деструкции приостановился (позднемезозойские тафрогенные системы Забайкалья и Восточной Монголии), а также в современных системах рифтогенеза (Восточно-Африканская провинция Бассейнов и Хребтов, плато Колорадо, Центральная Италия и др.) масштабы рудоформирующего процесса весьма значительны.

Вероятно, деструкции «гранитного» слоя, процессы литификации и метаморфизма осадочных толщ, часто в сочетании со щелочным и субщелочным базальтоидным или бимодальным магматизмом, приводят к созданию фронта термальных минерализованных растворов и рудоносных флюидов. Отложение рудных компонентов на геохимических, литологических или иных барьерах может обусловить формирование оруденения различных типов, как правило, слабо проявленных на поверхности, имеющих пластообразный характер. Это оруденение в отличие от геосинклинально-складчатого (если процесс деструкции не приостановился) сохраняет «подвижность» и имеет преимущественно очень молодой или современный возраст. В целом для суждений о малой перспективности областей рифтогенеза и площадной деструкции нет достаточных оснований. Более того, представляется, что подобные закрытые территории, вмещающие месторождения угля, нефти и газа, — существенный резерв и для поисков рудных полезных ископаемых.

Итак, предлагаемая схема позволяет в сжатой форме увязать и систематизировать результаты структурно-формационного, палеотектонического, петрологического и металлогенического анализа на планетарном и региональном уровнях. Геотектоническая часть схемы индифферентна к дискуссионным моментам концепций фиксизма и мобилизма и не противоречит реально наблюдаемым соотношениям геологических (металлогенических) систем. Представляется, что если до конца разработать соответствующую символику для обозначения геологических систем, формаций и формационных комплексов, отразить фактор интенсивности процессов, то можно значительно упростить и сделать более наглядными геологические построения.

В целом предлагаемая схема рассматривается автором как своего рода матрица, на которой требуется «прорисовать» специфические черты геологического развития и металлогении анализируемого планетарного или регионального блока. При их сравнении, очевидно, необходимы строгое соблюдение принципа соответствия изучаемых тектонических, магматических и металлогенических систем и, конечно, высокая степень достоверности исходных материалов. При этом надо привлекать весь комплекс геологических данных. Например, петрохимические и геохимические особенности базальтоидов во многом определяют принадлежность их к тому или иному типу вулканических поясов, что, в свою очередь, позволяет судить о типе структурно-формационных зон и диапазоне их металлогенической специализации. Наличие конкретных (не конвергентных) рудных формаций также может определить положение блока на схеме.

В. И. Вернадский писал, что познание «...проникнуто сознательным волевым стремлением личности расширить пределы знания, охватить мыслью все окружающее» [2, с. 43]. При рассмотрении вопросов геологии с планетарных позиций неизбежно возникает необходимость решения таких фундаментальных проблем, как:

соотношение и суть континентально- и океанического развития в истории Земли;

формы образования, развития и разрушения континентальной и океанической литосферы и эволюции этих форм во времени;

баланс вещества, пути его миграции в связи с общей или частичной деструкцией блоков континентальной литосферы и металлогенический эффект процессов деструкции.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Артюшков Е. В., Безр М. А. О роли вертикальных и горизонтальных движений в образовании прогибов на континентальной коре в складчатых поясах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 9, с. 25—52.
2. Вернадский В. И. Избранные труды по истории науки. М., Наука, 1981.
3. Глубинное строение и геодинамика литосферы/А. А. Смыслов, Н. Г. Берлянд, Н. К. Булин и др. Л., Недра, 1983.
4. Ицксон М. И. Металлогеническая зональность Тихоокеанского сегмента Земли. М., Недра, 1979.
5. Красный Л. И. Проблемы тектонической систематики. М., Недра, 1977.
6. Магматические формации СССР/В. Л. Массайтис, В. Н. Москалева, Н. А. Румянцев и др. Л., Недра, 1979, т. 1, 2.
7. Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М., Недра, 1976.

УДК 551.24.031 (479-11)

М. А. МАРКУС (ПГО «Севкавгеология»)

К вопросу о позднеальпийском тектогенезе Восточного Кавказа

Представления о возрасте складчатых движений весьма необходимы при геодинамических реконструкциях геологической истории, с каких бы позиций она ни рассматривалась; тектоники плит или традиционных геосинклиналей. Пликативно-дизъюнктивные дислокации — это свидетельство проявлений активного тектогенеза и затраты колоссальной глубинной энергии. Такое дискретное выделение энергии недр не могло не сопровождаться магматизмом и гидротермами. Большой интерес представляет также вопрос о потенциальной рудоносности уже существовавших тогда отложений. Кроме того, преимущественная приуроченность рудных объектов к зонам наибольших деформаций и эпигенетических изменений требует их тщательного изучения.

6 Советская геология № 12 — 1984 г.

8. Основные закономерности развития Монголо-Приаргунского пояса и особенности химизма вулканических пород/Г. А. Шатков, Н. С. Соловьев, Л. Н. Шаткова, Л. Н. Яковсон. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Монгольской Народной Республики. Вып. 1. М., Недра, 1980, с. 35—55.
9. Рудоносность и геологические формации земной коры/Д. В. Рундквист, К. А. Марков, В. А. Трофимов и др. Л., Недра, 1981.
10. Семенов А. И., Старицкий Ю. Г., Шаталов Е. Т. Главные типы металлогенических провинций и структурно-металлогенических зон на территории СССР. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 8. М., Наука, 1967, с. 55—78.
11. Твалчрелидзе Г. А. Металлогения двух основных типов развития земной коры. — Геология рудных месторождений, 1982, № 2, с. 3—13.
12. Шатков Г. А. Фтор и хлор в базальтах как возможные индикаторы металлогенической зональности. — Сов. геология, 1975, № 6, с. 121—126.
13. Locardi E. Recent volcanoes and uranium mineralization. — In: Recognition and evaluation of uraniferous areas. Intern. Atomic Energy Agency, Vienna, 1977, p. 229—239.
14. Mohr P. A. Ethiopian Rift and plateaus: some volcanic petrochemical differences. — Journ. Geophys. Res., 1971, vol. 76, N 8, p. 1967—1984.
15. Nyambak I. O., Gaciri S. I. Geology of the fluorite deposits in Kerio Valley Kenya. — Econ. Geol., 1975, vol. 70, p. 299—307.

Большая часть Восточного Кавказа сложена мощными терригенными отложениями нижней и средней юры, по периферии региона перекрытыми верхнеюрскими и меловыми карбонатными и терригенно-карбонатными осадками значительно меньшей мощности. В водораздельной зоне выявлены антиклинории Главного и Бокового хребтов, составляющие ядро асимметричного мегантиклинория Большого Кавказа. Здесь обнажаются наиболее древние отложения лейаса, которые по мере погружения структуры к юго-востоку перекрываются породами верхнего тоара, а затем аалена, байоса, бата, мальма и т. д. Форма складок при этом упрощается и обычно уменьшается их амплитуда. Вдоль ядра прослеживаются крупные разломы, серии даек и множество рудопроявлений.

На Восточном Кавказе альпийская складчатость проявилась значительно мощнее, чем в других его частях. Первые исследователи Д. С. Белянкин, В. П. Ренгартен, Л. А. Варданянц рассматривали кавказский регион как цельную структуру со складчатостью, дайковым магматизмом и оруденением третичного времени. При более детальном изучении с обнаружением в разрезах угловых и стратиграфических несогласий, выделением структурных этажей и подэтажей выявлена более значительная роль киммерийского складкообразования. Считалось, что далее регион развивался как субплатформенная область со сводово-глыбовым неотектоническим орогенезом.

Эти представления обычно основываются на следующих фактах: 1) существенное формационное различие сланцевых и карбонатных комплексов — нижнего геосинклинального и верхнего субплатформенного структурных этажей; 2) наличие стратиграфического, а в ряде случаев угловых несогласий между ними; 3) более простая морфология и меньшая амплитуда складок верхнего структурного этажа; 4) сосредоточенность эндогенных образований (магматизма и оруденения) в нижнем структурном этаже.

Район горы Шахдаг, где среднеюрские отложения погружаются под известняки верхней юры и мела со стратиграфическим и угловым несогласиями и оба структурных этажа различаются по напряженности и морфологии складок, является опорным в этих построениях и как будто доказывает, что предкелловейское складкообразование сопровождается заложением островной суши в водораздельной зоне.

Однако многолетние геологосъемочные, поисковые и специализированные работы автора на Восточном Кавказе привели к выводу, что субплатформенный режим периферии сохранялся вплоть до орогенно-складчатого этапа, а раннегеосинклинальный режим в центральной части региона сменился позднегеосинклинальным без значительных тектонических деформаций. Складчатые же структуры и геоморфологическая скульптура сформировались синхронно в позднеальпийский этап. Для обоснования этих выводов

проанализируем выявленные фациальные, палеотектонические, структурные и эндогенные особенности региона. По результатам палеотектонических исследований Восточный Кавказ отличается более интенсивным, чем Центральный и Юго-Восточный, осадконакоплением и может быть разделен на продольные и поперечные блоки и зоны, погружавшиеся с различной интенсивностью и устойчивостью [11]. Периферийная часть бассейна, через которую поступал терригенный материал, прогибалась значительно слабее, чем центральная. Анализ мощностей и фаций позволяет выделить субширотный и субмеридиональный (преимущественно каспийский) раннеальпийский структурные планы, видимо, унаследованные с более древних времен. Выявляются крупные западный Аргун-Ассинский и восточный Ахтынский блоки, отличающиеся более интенсивными нисходящими движениями, и разделяющий их Аварский блок, где они выражены слабее, а также ряд более мелких структур. По градиентам мощности разновозрастных осадков прослеживаются разломы фундамента, разделяющие блоки.

Формационные изменения осадков мальма — эоцена свидетельствуют о региональном изменении геотектонического режима, приближении его к субплатформенному, но отнюдь не о тектонической активизации. Амплитуда и темп прогибания дна бассейна, также являющиеся показателями интенсивности тектонических процессов, достигали максимума в лейасе и раннем аалене. Позднеаален-батский период почти повсеместно характеризуется резким уменьшением амплитуды и темпа прогибания, т. е. спадом тектонической активности, что было отмечено еще в 1938 г. В. В. Белоусовым. К концу догерра уменьшается терригенный снос и увеличивается карбонатность осадков. По периферии байосские накопления относительно песчаные (особенно на востоке), но к югу они становятся все более алевроитистыми. Находки в 1981 г. байосской фауны в глинистых отложениях южного (устное сообщение Д. И. Панова) и северного склона Главного хребта свидетельствуют о байосском осадконакоплении здесь в условиях откры-

той акватории без признаков водораздельной суши.

Аналогичные исследования выявляют сходные, но еще более ослабленные тектонические движения в позднеюрско-меловое время. Средняя юра была практически переходным периодом между чрезвычайно мощными раннегеосинклинальными движениями лейаса и «вялым» протеканием их в мальме — эоцене с незначительными всплесками тектонической активности (в предкелловее, в мелу), синхронными киммерийской и другим тектоническим фазам, более интенсивно проявившимся в других частях Кавказа. Плинсбах-раннеааленские темпы прогибания в 10—12 раз превышали позднеаален-батские, а те в свою очередь превосходят позднеюрско-меловые лишь в 1,5—2 раза на южном склоне и в 2—3 раза на северном. Пограничные келловейские отложения самые маломощные и являются переходными между терригенным догерром и карбонатным мальмом. Однако в их основании по всей северной периферии палеобассейна прослеживается разрыв, вследствие которого из разреза выпадает от нескольких десятков до нескольких сотен метров осадков. В осевой зоне (нынешний Главный хребет) разрывов не было, и терригенно-карбонатный субфлиш келловей, имеющий здесь наибольшую мощность, сменяет терригенный субфлиш бата. Уменьшение зернистости материала и мощности пачек в направлении к зоне Бокового хребта свидетельствует об открытости бассейна к северу, отсутствии вблизи островных поднятий или других признаков ранних тектонических деформаций и о постепенной смене режима седиментации.

Общее затухание тектонических подвижек ставит под сомнение наличие значительных складчатых деформаций в чрезвычайно короткий промежуток времени на рубеже средней и поздней юры. Нет убедительных доказательств и существования островных водораздельных поднятий. Исследователи верхнеюрских и нижнемеловых осадков северной периферии Г. П. Леонов, Г. А. Логинова [6], М. П. Кудрявцев В. Г. Никульченко и другие отмечают существование суши только на севере, «свободное открывание к югу» моря

и отсутствие сколь-нибудь значительного расчленения рельефа. Западнее, в Ингушетии, в осевой зоне накапливались морские карбонатные фации, а вскрытие их началось лишь в сармате [4].

Исследования на востоке региона показали [10, 11], что предверхнеюрские размыты в районе горы Шахдаг не могут характеризовать всю зону Бокового хребта.

Во-первых, этот участок сохранял в юре «сквозное» относительно положительное развитие. Он приурочен к блоку с приподнятым фундаментом и сокращенной мощностью юрского чехла. Так, здесь почти вдвое фациально сокращаются мощности картируемых толщ аалена, на которых с размывом залегают байосские наиболее песчаные породы. Последние содержат внутриформационные конгломераты и тоже размываются, образуя в плане купольно-островную структуру. К западу мощность ааленских отложений возрастает, в байосских исчезают конгломераты. Разрушение верхнеюрских рифов происходило в направлении открытого моря к югу и западу, а еще западнее, как указывалось, верхнеюрские отложения сменяют среднеюрские без несогласия с постепенным фациальным переходом. Очевидно, положительное развитие купольной структуры происходило с примерно одинаковой скоростью и лишь замедление (в 2—3 раза) темпов регионального погружения привело к образованию здесь островов.

Проиллюстрируем сказанное несложным расчетом. В Восточном Дагестане мощность накопившихся плинсбах-ааленских (16 млн. лет) отложений достигает 11—12 тыс. м и, следовательно, средняя скорость их накопления (темпы регионального прогибания) 70—75 см в 1000 лет. Локально сохранившиеся от эрозии байос-батские отложения имеют мощность 1100—1500 м (11 млн. лет) и скорость их накопления снижается до 13—15 см в 1000 лет. Как отмечалось, в непосредственной близости происходил длительный рост Шахдагской структуры. Относительная приподнятость фундамента и сокращение мощности чехла (плинсбах-ааленских отложений) этого участка, по геофизиче-

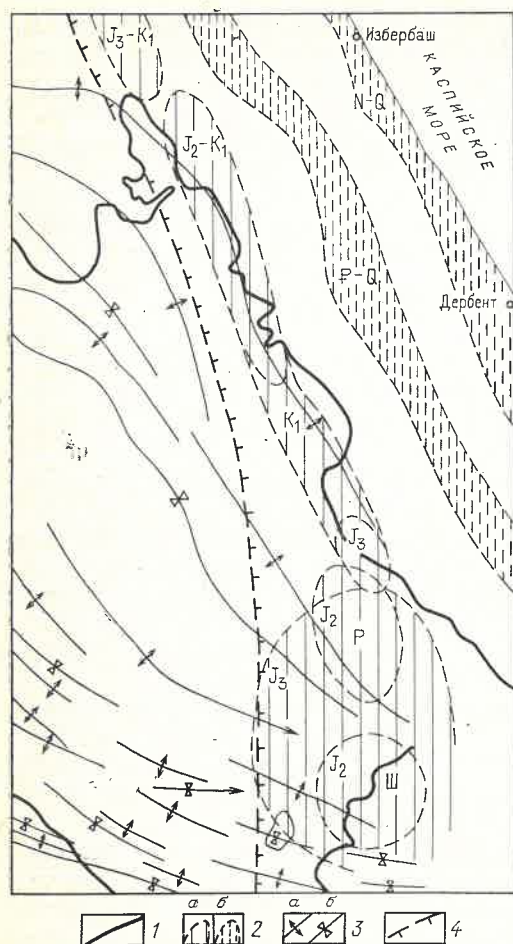


Рис. 1. Схема мезо-кайнозойских структурных планов Восточного Дагестана.

1 — контуры выходов верхнеюрско-меловых отложений; 2 — конседиментационные положительные структуры: а — мезозойские (Шахдаг-Параулозенская зона; Ш — Шахдагский купол, Р — Рухинский купол), б — кайнозойские (Западная и Восточная брахиантиклинальные зоны); 3 — оси крупных складок: а — антиклинальных, б — синклинальных; 4 — флексуры

ским данным, 2,5 км, т. е. темпы его относительного воздымания составляли около 15 см в 1000 лет и на первом этапе на фоне регионального погружения оно никак практически не проявлялось. При сохранении такого же темпа воздымания в байос-батское время и при замедлении темпа регионального прогиба до 13—15 см в 1000 лет осадки здесь не отлагаются или тотчас размываются, структура приобретает островные очертания, а в напластованиях верхней юры появляются угловые несогласия. Таким образом, для объяснения шахдагских размывов совсем не нужно привлекать фазу складчатости.

Во-вторых, Шахдагский купол являлся лишь звеном в Шахдаг-Параулозенской цепи аналогичных мезозойских структур, прослеживаемых к северу и север-северо-западу более чем на 120 км (рис. 1). Размывы, сокращения мощностей, скрытые и явные угловые несогласия наблюдаются здесь также в верхнеюрских и меловых отложениях. По сути это третья, не известная ранее зона купольных поднятий наиболее раннего мезозойского этапа развития, параллельно которой в палеогене и неогене закладывались Западная и Восточная брахиантиклинальные зоны Южно-Дагестанской ступени. Выявленные положительная структура и острова позволяют существенно уточнить положение «восточных островов Восточно-Кавказского архипелага» [3]. Все разрезы, по которым им выделялись площади с дополнительным накоплением осадков от внутренних размывов с конца лейаса, тяготеют к этой субкаспийской островной цепи. Приподнятый блок фундамента и купольные структуры на восточном замыкании геосинклинального бассейна Восточного Кавказа находятся на северном продолжении Кюрдамир-Саатлинской положительной структуры и гравитационного максимума Азербайджана.

Площади, где наблюдаются относительно значительные предверхнеюрские размывы, наибольшее количество уровней стратиграфических несогласий в юрско-палеогеновом разрезе и наиболее значительные угловые несогласия, совпадают, что свидетельствует о единстве, длительности и локальности тектонических причин, обуславливающих эти явления. Сходный участок имеется и на западном фланге региона, на стыке с Центральным Кавказом. В Ингушетии известны предкелловейские, предоксфордские и другие локальные размывы, хотя, судя по составу сарматских моласс [4], море занимало «водораздельную» зону практически постоянно и его карбонатные осадки были вскрыты лишь в миоцене.

Келловейские отложения залегают здесь на нижнебайосских горизонтах с тектоническими срывами, азимутальными и угловыми несогласиями в 5—25°. Наибольшее угловое несогла-

сие (до 70°) приурочено к сорванной по контакту приразломной субмеридиональной складке (перевал Герчоч). Размер срывов, видимо, невелик, поскольку те и другие отложения составляют крупную широтную стулообразную складку. Тем не менее некоторые азимутальные несогласия близ контакта верхней и средней юры и ундуляции осей более мелких складок в последней позволяют допустить возможность незначительных пликтивных деформаций в предкелловее. Они могли, вероятно, сформировать лишь пологие брахискладки северо-западного простирания, которые теперь угадываются в ассимилировавших их широтных позднеальпийских структурах. Возможно, предкелловейские складки Ингушетии являются отголосками более интенсивных тектонических подвижек на Центральном Кавказе. Далее вплоть до восточной окраины региона угловые несогласия между верхней и средней юрой не фиксируются. А в зоне, примыкающей к Шахдаг-Параулозенской структуре, известно до десяти малым-эоценовых уровней стратиграфических и угловых несогласий, где ааленские отложения перекрываются даже меловыми.

Все это позволяет полагать, что совпадающие со сменой геотектонического режима размывы осадков по периферии бассейна при отсутствии сколь-нибудь значительного расчленения рельефа, сохранении нормальной морской обстановки в осевой части акватории на Восточном Кавказе вызваны не киммерийской складчатостью, которая проявилась здесь слабо, а иной региональной причиной. Ею может быть эпейрогеническое воздымание или понижение уровня моря и осушение обширных прибрежных площадей. Аналогичные колебания уровней морей и океанов на десятки и сотни метров известны и в антропогене. В данном случае понижение уровня, видимо, было связано с углублением бассейна вдоль зоны современного Главного хребта, где в это время закладывался флишегенный прогиб.

Предкелловейские периферийные размывы, возможно, были лишь усилены небольшими воздыманиями вдоль краевой части палеобассейна. Региональная регрессия отчетливее

прорисовывает «растущие» локальные положительные структуры, которые и характеризуются максимальными размывами и угловыми несогласиями как на границе с Центральным Кавказом, так и в Шахдаг-Параулозенской зоне. Они приурочены к западной и восточной мобильным окраинам геосинклинального прогиба Восточного Кавказа. К середине мелового периода Шахдаг-Параулозенская антиклинальная структура расширяется вплоть до бассейна р. Сулак. Меловые базальные конгломераты, конгломератобрекчии, брекции обрушения и прочее свидетельствуют об интенсификации тектонических движений, создавших контрастную структурную расчлененность рельефа в мелководном бассейне и, возможно, начинавших неотектонический этап.

Угловые и стратиграфические несогласия между малым-эоценовым и ранне-среднеюрским комплексами пород не могут свидетельствовать о киммерийском возрасте современных пликтивных структур в сланцевой юре также потому, что их положение и размеры не коррелируются с зонами интенсивной складчатости Главного и Бокового хребтов. Если бы угловые и стратиграфические несогласия были обусловлены здесь общим складкообразованием, то более интенсивное смятие сопровождалось бы большими воздыманиями и размывами, поскольку увеличение объема (мощности) толщ при деформировании может реализоваться преимущественно вверх. При небольших глубинах палеобассейна и амплитудах складок в несколько километров это неизбежно привело бы к еще большему обмелению и размывом. Однако площади с угловыми и стратиграфическими несогласиями практически нигде нельзя увязать с конкретными даже крупноамплитудными складками.

Еще А. Е. Криволуцкий, исследуя северное крыло мегантиклинория, выявил, что положения участков размывов и современных структур взаимно не связаны. Лишь с верхнего сармата распределения мощностей разных горизонтов полностью подчинены современному структурному плану [5]. Являющиеся, казалось бы, исключениями Мугринский и Джуфидагский антикли-

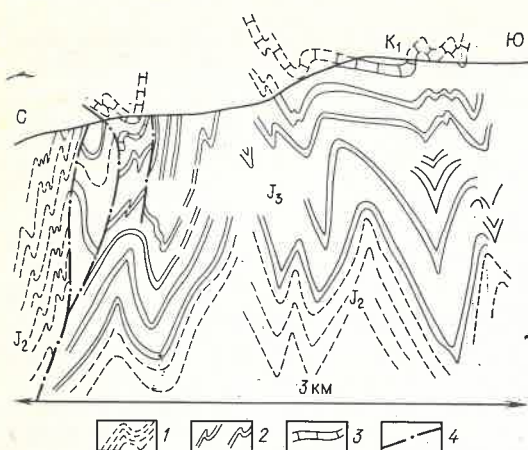


Рис. 2. Конформное смятие средне-верхнеюрско-меловых отложений (истоки р. Каравансарачай, Главный Кавказский хр.)

1 — терригенный субфлиш средней юры; 2 — терригенно-карбонатный субфлиш верхней юры; 3 — известняки нижнего мела (?); 4 — разрывные нарушения

нории, где известны неполные разрезы и малые мощности мела, верхней и средней юры, косо пересекают мезозойскую субкаспийскую структуру, совпадая с ней на некотором протяжении (см. рис. 1). В остальных случаях современный структурный план не совпадает с субмеридионально вытянутыми участками размывов древних куполов.

В пределах участков конседиментационных размывов средней и верхней юры в зоне Самурского и Бокового хребтов альпийские складки также не доминируют. Наоборот, линейные северо-западные складки при приближении к палеоподнятиям обычно затухают. Так, антиклиналь (антиклинорий) Самурского хребта, прослеживаемая на десятки километров с амплитудой более 2—3 км, у Шахдагского купола резко погружается (а не воздымается) и на протяжении 1—2 км практически исчезает. На границе того же купола втрое уменьшается амплитуда (~2 км) сжатой антиклинали вдоль р. Самур, продолжающей антиклинорий Бокового хребта, а на ее продолжении в меловых отложениях отмечается небольшая коробчатая антиклиналь горы Острой.

Восточнее Шахдагского палеоподнятия в Азербайджане некоторые складки вновь увеличиваются по амплитуде. Погружение и затухание

складок в зоне положительных конседиментационных структур легко объяснимы одновременностью их формирования. Сокращение мощности чехла, приподнятый фундамент создают здесь относительно более жесткий элемент коры, затрудняющий последующее формирование пликативных структур. Наибольшей полноты и амплитуды в несколько километров (при равенстве тангенциальных напряжений) складки достигают на площадях, где развиты мощные юрские и меловые отложения, и «редуцируются», где они сокращены. Та же картина наблюдается и западнее при прослеживании крупноамплитудных складок ядра и северного крыла антиклинория Бокового хребта из Аргун-Ассинского блока в Аварский (с сокращенными мощностями) через Андийский поперечный конседиментационный разлом. Форма складок на протяжении 5—15 км становится проще, а амплитуды резко уменьшаются.

Единство структурного плана сохраняется как в ядре, так и на крыльях мегантиклинория. Там где литология средне- и верхнеюрских отложений сходная (Главный хребет), складки имеют единую морфологию в обоих комплексах (килевидную и изоклиналичную), однотипные асимметрию и опрокидывание, а также наклон кливажа осевой плоскости. По степени упрощения формы складок и, следовательно, снижения напряженности или интенсивности деформирующих усилий устанавливается определенная площадная и вертикальная зональность в регионе. Это снижение отмечается в направлении с юга на север, от водораздельной зоны, где напряженность максимальна, где среднеюрские отложения фациально и без несогласий сменяются верхнеюрскими и где они однотипно и однопланово смяты в складки (рис. 2). С юга на север происходит также опрокидывание асимметричных и стулообразных складок, указывающее направление деформирующих усилий и перемещений горных масс.

Иногда можно наблюдать неравномерность таких перемещений. В бассейне р. Шаро-Аргун сланцевые толщи смяты в крупные стулообразные складки, которые волнообразно рас-

пространяются от водораздельной зоны к северо-востоку, где в них вовлечены верхнеюрские отложения. В одном из блоков толщи выдвинуты к северо-востоку далее других и на острие клина-блока в 5—7 км верхне- и среднеюрские отложения согласно приобретают субвертикальное северное, а по восстанию все более опрокинутое южное падение. Амплитуда опрокинутой стулообразной складки, которую составляет мощная аален-кимериджская толща, достигает 5 км. К юго-востоку при пересечении Андийского конседиментационного разлома и сокращении мощности отложений она распрямляется и переходит в Агвалинскую наклонную ступень.

В тектонически напряженных зонах верхнеюрские отложения, как и среднеюрские, сминаются в изоклиналичные складки (бассейн р. Гехи). Сохранение морских мелководных осадков палеогена и неогена в синклиналиях, имеющих амплитуды до 1,5 км (в районе с. Гергебель), также свидетельствует о позднеальпийском возрасте пликативных деформаций и о их мощности.

Простые складки в известняках мальма и мела с глубиной сменяются более сложными, причем, по наблюдениям В. Н. Шолпо, с которыми можно полностью согласиться, границы складчатых этажей не совпадают со стратиграфическими [12]. Интенсивность смятия зависит и от различной компетентности пород, и от увеличивающегося с глубиной стресса, и от структурной позиции — выжимание пластичных масс в ядра складок и пр. (см. рис. 2). Этим и объясняется кажущееся несоответствие морфологической сложности складок различных этажей. Так, линза массивных рифовых известняков горы Шахдаг мощностью около 800 м, залегающая на аргиллитах аалена, вполне закономерно отличается по морфологии складок, мелких причудливых внизу и единичных коробчатых в перекрывающих известняках. При этом контакт нередко осложнен срывами, что дало основание предполагать либо оползание всего Шахдагского массива, либо его шарьирование.

Однако значительные горизонтальные смещения массива мало вероятны,

поскольку рифовые фации закономерно располагаются между лагунными на севере и фациями углубляющегося моря на юге, а сама мощная рифовая постройка приурочена к Шахдагскому куполу раннего заложения. Сохраняя его конфигурацию, риф разрушался в сторону открытого моря, к югу (перевал Сельды) и к западу (гора Шалбуздаг). Тектонические срывы в его подошве, связанные с последующим смятием разнокомпетентных толщ, и возможные при этом небольшие смещения безусловно могли создавать и усиливать угловые несогласия. Пликативные деформации в глинистых отложениях доггера прослеживаются в перекрывающих известняках мальма как складки упрощенной морфологии и как тектонические разрывы.

Таким образом, современные пликативно-дизъюнктивные структуры нельзя считать киммерийскими, а шахдагский участок не может быть опорным в этих представлениях. Участок приурочен к субмеридиональной структуре, претерпевшей длительное относительно положительное движение мезозойского этапа развития; дисгармоничное смятие и угловые несогласия в значительной мере обусловлены разнокомпетентностью пород и контактными срывами. Киммерийские и прочие деформации обнаружены лишь на западном и восточном флангах региона и имеют иной структурный план, проявлены незначительно и практически полностью переработаны позднеальпийским тектогенезом.

Следует напомнить, что в позднеальпийское время формировались прежде всего складчатые, а не блоковые структуры. Картируемая же в регионе складчатость многокилометрового размаха (более 10 км) не могла формироваться в мелководном бассейне без мощных воздыманий, т. е. без орогенеза. Орогенная денудация в водораздельной зоне в неоген-четвертичный период достигала 10 км и более [4]. Складчатые и орогенные дислокации сопоставимы по размерам, обусловлены тектоническими причинами и несомненно являются продуктами единого орогенно-складчатого позднеальпийского процесса.

Ранний конседиментационный и позднеальпийский орогенно-складчатый

планы являются результатом близких по интенсивности, но противоположных по знаку деформаций земной коры. Растяжение коры на раннем этапе приводит к уменьшению ее мощности, интенсивным прогибаниям и аккумуляции осадков. Сжатие в позднеальпийское время сопровождалось скупиванием отложений, увеличением их общей мощности и активной денудацией. Они знаменуют начальную и конечную веки мезо-кайнозойского геосинклинального цикла развития. Относительно небольшие деформации в предкелловейское время определяют начало важного этапа, когда общее прогибание (растяжение) резко замедляется и начинается перестройка векторов напряженности. Регион вступает во вторую, зрелую фазу геосинклинального развития.

Подавляющая часть магматических и рудных проявлений приурочена к наиболее дислоцированной и эродированной водораздельной зоне (верхний этаж здесь в основном отсутствует). С геосинклинальным прогибанием связаны локальные эффузивные излияния и, видимо, силловые внедрения, со складчатými этапами — многочисленные дайки. В удалении от водораздельной зоны магматические и рудные проявления отсутствуют не только в верхнем этаже, но и в нижнем.

Там, где вблизи зон с эндогенными проявлениями сохранились верхнеюрские отложения, в них также отмечаются признаки оруденения. В районе горы Шагдаг в оксфордских известняках известны жилы с вкрапленностью халькопирита, пирита, галенита, сфалерита. В Ингушетии в аналогичных отложениях межслоевые складчатые срывы выполняются лимонитами и другими минералами, характерными и для близрасположенного рудного участка в тоар-ааленских отложениях [7]. Тип оруденения и его масштабность в известняках определяется вмещающей средой, а также вертикальными и горизонтальными путями миграции растворов. В Грузии на южном склоне к известнякам приурочены полиметаллическое месторождение Квайса и целый ряд рудопоявлений, что также свидетельствует о молодости оруденения. Обычно же дайки и рудопоявления в сланцевой юре кон-

тролируются локальными ослабленными зонами вдали от известнякового эскарпа, что затрудняет определение их возраста.

Для уточнения времени формирования оруденения сланцевой части восточного Кавказа необходимо учитывать следующие факты.

1. Для оруденения характерны морфологическая, метальная, минерально-ассоциативная однотипность (при незначительных различиях), относительно узкий температурный интервал образования независимо от возраста вмещающих пород (нижняя или средняя юра). Общая стратиграфическая мощность этих отложений более 10 км, давление и температура на разных уровнях существенно отличаются, и объяснить сходство множества рудопоявлений в таких мощных и разнообразных по физическим параметрам толщах чрезвычайно затруднительно без допущения регионального фактора, выравнивающего условия рудоотложения.

2. Общая последовательность рудоотложения (сульфиды железа—меди—цинка—свинца), отмечаемая во всех или большинстве рудных формаций в различных отложениях, зонах и структурах, свидетельствует о единстве рудной фазы.

3. Гидротермальные руды выполняют разрывы, секущие пласты и складки, а элементы их залегания соответствуют положению основных разрывных систем, т. е. руды являются постскладчатыми.

4. Предрудное и последующее брекчиеобразование свидетельствуют о сравнительно малых глубинах формирования руд [2]. Оруденение не просто наложено на структуры, горизонты и зоны, но и повсеместно ограничено интервалом малых глубин, что возможно лишь при наличии предварительной или одновременной значительной эрозии структур. Как было показано ранее, ни мощная эрозия (и орогенез), ни складкообразование не имели места до позднеальпийской эпохи.

Дайки Восточного Кавказа при колебаниях петрохимического состава (диабазы, габбро-диабазы, габбро, диориты, гранодиориты, гранит-порфиры, гибридные породы) распространены поясами, их однотипные кулисообраз-

разные серии прослеживаются на многие километры. По составу и морфологии они соответствуют «диоритовой интрузивной формации» Ю. А. Билибина, которая характерна для периода постепенной консолидации орогена и перехода от складчатых дислокаций к сбросовым позднегеосинклинального этапа [1].

Так, детальное картирование Ингушетии подтвердило представления Д. С. Белянкина, В. П. Ренгартена, Л. А. Варданянца о постскладчатом, скорее всего третичным внедрении даек типичной для Кавказа ассинской диабазовой формации, приуроченной к своду антиклинория Бокового хребта. Дайки не только пересекают складки вдоль и поперек, но и выполняют пологие зоны трещиноватости, а местами контролируются надвигами, системы которых прослеживаются севернее в верхнеюрских известняках [9]. Образование миндалин, их субвертикальные «струйчатые» скопления независимо от условий залегания диабазов в тоарских и плинсбахских толщах свидетельствуют о малых глубинах внедрения расплава и о сохранении положения и даек, и пересекаемых ими складок.

Общая мощность ниже-среднеюрских отложений района достигает 11 км. Критическое давление газоотделения из расплава для паров воды составляет 21,8 МПа (для прочих газов много меньше), что соответствует литостатическому давлению перекрывающих пород мощностью 820—870 м. В дислоцированных толщах эта глубина может быть увеличена, но видимо, не более, чем до 3 км. Такие условия для дегазации расплава существовали дважды: в момент осадконакопления и при инверсии, когда эти горизонты оказались в зоне интенсивной денудации перекрывающих пород. Все остальное время указанные толщи были захоронены на глубинах (более 6 км), значительно превышающих глубину возможных газоотделений. Достоверность постскладчатого внедрения даек исключает первое конседиментационное условие [9].

Добавим, что жильные магматические и гидротермальные образования выполняют одни и те же системы разрывов. Рудные акцессории в дайках

соответствуют минеральному составу рудопоявлений, что их сближает в структурном и временном отношениях.

В Белокано-Аварском районе зоны антиклинория Главного хребта широко распространены аналогичные серии даек, а на южном склоне хребта в полого погружающихся к северу толщах со складками и надвигами развиты субсогласные тела диабазов и диабазовых порфиров, контролируемые преобладающей пологой системой разрывов [8]. По р. Баараор здесь можно наблюдать постепенное изменение залегания даек одних и тех же диабазовых порфиров от субвертикального южного до пологого северного в зависимости от тектонической обстановки. Складки, субвертикальные в северной части, к югу все более опрокидываются, выходя на осевые плоскости и система кливажа. Субвертикальные разрывы южнее становятся все положе, переходя в серии надвигов, по которым складки срываются и внедряются диабазы в виде неправильных линз и субпластовых тел. Иногда наблюдается «консервация» роговиками даек ранней системы кливажа и наложение на роговики более позднего кливажа. Секущий складки характер интрузивов, в отличие от смятых в складки эффузивов и силлов (боцкальский горизонт и др.), устанавливается тщательным картированием.

На востоке в Хнов-Борчинском районе серии даек широкого петрохимического спектра (от габбро-диабазов с пикритами до диоритов и гранит-порфиров) контролируются общекавказской Ахтычай-Хновской зоной глубинных разломов. Дайки пересекают складки по восстанию и латерали и тяготеют к мелким структурным осложнениям, перегибам и внутрiformационным расслоениям. При распрямлении складок или затухании мелкого смятия дайки уменьшаются в мощности и выклиниваются. Складчато-дислоцированные вмещающие породы «припаяны» к дайкам в контактовых роговиках, а сами дайки нередко содержат миндалины (рис. 3). Последние образуют серии из двух-трех штук и от нижней к верхней укрупняются. На верхних горизонтах миндалины более мелкие. Все это свидетельствует

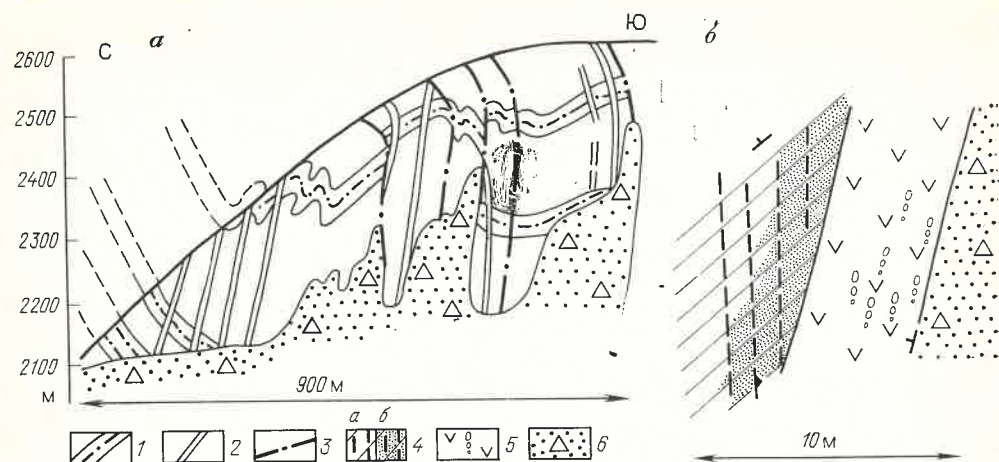


Рис. 3. Схема взаимоотношения даек и складчато-деформированных ааленских отложений (правый борт р. Ахтычай у с. Борч)
а — зарисовка обнажения, б — его фрагмент; 1 — пачки алевропесчаников и субфлиша; 2 — дайки основ-

ных и кислых пород; 3 — тектонические разрывы; 4 — аргиллиты, алевролиты: а — кливажированные, б — ороговикованные; 5 — диабаз миндалекаменный, 6 — делювий

о малых глубинах нахождения складчато-деформированных толщ в момент внедрения даек, о сохранении складчатых форм и условий залегания даек до настоящего времени. В 8—12 км южнее в блоках можно наблюдать нормальную фациальную смену среднеюрских осадков верхнеюрскими и их конформное смятие (см. рис. 2), т. е. отсутствуют фациальные и структурные признаки предверхнеюрских воздыманий и складчатых деформаций. Геологическая молодость этих деформаций и даек достаточно определенная.

Следует отметить еще два момента. Во-первых, в отличие от позднеараленских эффузивов риолит-дацитов, пересекающие их дайки являются дифференциатами иной базальтоидной магмы. В пределах рудного участка дайки существенно обогащены сульфидами. Во-вторых, Хновский надвиг, по которому верхнеараленские отложения на 2—3 км надвинуты на ааленские, косо срезает линейные складки и может рассматриваться как постскладчатый. Однако полоса даек шириной 0,8—1,3 км прослеживается вдоль разлома и переходит с одного блока в другой. Можно наблюдать, как отдельные дайки тупо выклиниваются по восстанию, не доходя до плоскости сместителя (экранируются), или характерные дайковые серии прослеживаются выше и ниже надвига, будучи

в плане разобранными не более чем на несколько сотен метров. Незначительность смещения даек по крупноамплитудному разлому, экранирование их надвигами и зонами расслоения и другие факторы определяют довольно узкий интервал времени внедрения последних. Это завершающие этапы складкообразования. Дайковмещающие горизонты при этом находились на малых глубинах и не перекрывались мощными толщами. Последние были уже эродированы.

Таким образом, для всех дайковых серий характерно: 1) секущее постскладчатое (соскладчатое) внедрение при незначительной деформации последующими подвижками; 2) близость элементов залегания даек постскладчатых (соскладчатых) нарушений; 3) сравнительно небольшая глубина формирования даек вне зависимости от блока (опущенного или поднятого), возраста вмещающих пород и мощности отложений, перекрывавших эти горизонты до начала позднеальпийского орогенно-денудационного этапа, т. е. литостатическое давление в уже смятых разновозрастных породах, где они формировались, соответствовало глубинам 1—3 км. Это определяет возраст даек, поскольку однотипные условия для их внедрения были обеспечены только неотектоническим эрозийным вскрытием верхних горизонтов.

Если позднеальпийский тектогенез вызвал к действию гидротермы и дайковый магматизм, то мощным фактором, выравнивающим условия рудоотложения, может быть лишь денудационный процесс, сопровождающий формирование орогенно-складчатой структуры мегантиклинория. Мощный позднеальпийский тектогенез сформировал сложноскладчатую структуру и горную систему, с которой эрозийными процессами было уничтожено не менее 6—12 км осадков с эоцена по голоцен [4]. Не распространяя автоматически основные выводы о молодости эндогенно-тектонических процессов на другие части Кавказа, где соотношение мощностей ранне- и позднеальпийских тектогенезов может быть несколько иным, напомним, что эти вопросы поднимались неоднократно. В последние годы отмечались молодой возраст оруденения для Азербайджана, послезоеновый — Закавказья, где по глубинности формирования большинство месторождений коррелируется мегаскульптурой современного рельефа (В. Г. Гогишвили и др., 1976 г.). К близким идеям приходят И. И. Зубрев и А. П. Семашко (1979 г.) в отношении Центрального Кавказа. С орогенным этапом позднеальпийского рудоотложения В. Р. Надирадзе, З. В. Отхмезури (1976 г.) и другие исследователи связывают образование основных рудных формаций юга Осетии и Абхазии.

Все это свидетельствует о серьезности и многогранности проблемы восстановления геологической истории региона. Роль и интенсивность киммерийского тектогенеза в геодинамических, металлогенических и других схемах значительно преувеличена, а позднеальпийского тектогенеза принижена и упрощена. Правильная их оценка будет способствовать не только уточ-

нению теоретических разработок, но и более объективному пониманию геологического строения района, более точному определению перспективных площадей и выбору более эффективных методов поисков полезных ископаемых.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Билибин Ю. А. О некоторых чертах металлогении золота. — Зап. Всесоюз. мин. об-ва, 1947, ч. 76, с. 77—91.
2. Вольфсон Ф. И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1962.
3. Гроссгейм В. А. История терригенных минералов в мезозое и кайнозое Северного Кавказа и Предкавказья. — Тр. ВНИГРИ, 1961, вып. 180.
4. Дотдугев С. И. Неотектоническая стадия развития северного склона Центрального Кавказа. Автореф. канд. дис. Тбилиси, 1975.
5. Кривоулицкий А. Е. К истории складчатых структур Дагестана. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1958, № 7, с. 14—26.
6. Леонов Г. П., Логинова Г. А. Основные черты геологического развития Дагестана в эпоху юры и валанжина. — Уч. зап. МГУ, 1956, вып. 176, с. 87—104.
7. Маркус М. А. Оруденение Западной Ингушетии, структурный анализ, вопросы генезиса и возраста эндогенных проявлений. — Изв. СКНЦВШ, 1976, № 4, с. 86—89.
8. Маркус М. А. О связи глубинного строения с оруденением в Белокано-Аварском районе (Восточный Кавказ). — Сов. геология, 1977, № 7, с. 117—122.
9. Маркус М. А. Вопросы времени и условия формирования диабазового магматизма бассейнов рек Армхи — Асса. — Изв. СКНЦВШ, 1978, № 1, с. 66—69.
10. Маркус М. А. Палеотектонический анализ, блоковые структуры и контроль оруденения Юго-Восточного Дагестана. — В кн.: Тезисы докл. V конф. по геологии полезных ископ. Сев. Кавказа. Ессентуки, 1980, с. 145—146.
11. Маркус М. А. Геологическое развитие Восточного Кавказа в юре. — Геотектоника, 1984, № 3, с. 53—68.
12. Шолпо В. Н. Об этапах складчатости в зоне Шахдага на Юго-Восточном Кавказе. — В кн.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М., 1962, с. 199—218.

УДК 551.243.13(235.216)

Л. Н. ОРЛОВ (Упр. геологии КиргССР)

Северо-Киргизская эндогенная кольцевая структура в Северном Тянь-Шане

Гигантские оvoidно-кольцевые системы (нулеары), как правило, сопровождаются, особенно в периферических частях, своеобразными

сателлитами — кольцевыми образованиями более высоких порядков с высшей центральной или осевой симметрией [2, 5, 10]. Это отно-

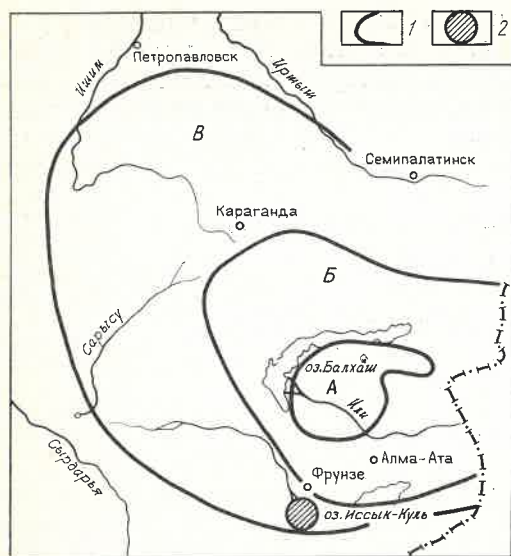


Рис. 1. Положение Северо-Киргизского сателлита в региональной концентрически-кольцевой Кокчетав-Балхаш-Северотяньшаньской мегаструктуре

1 — условная граница мобильных областей основной складчатости и аккумуляции; 2 — Северо-Киргизская эндогенная КС; области интенсивной складчатости и аккумуляции: А — альпийская (Прибалхашская впадина), Б — герцинская (Джунгарско-Балхашская провинция), В — байкальско-каледонская (Кокчетав-Балхаш-Северотяньшаньская) по [8]

сится и к Кокчетав-Балхаш-Северотяньшаньской мегаструктуре [8]. Региональный геологический и формационный анализ материалов последних исследований [3] позволяет выделить такую дочернюю кольцевую структуру (КС, тектоноконцентр, кольцевую фактуру) диаметром около 120 км и площадью более 11 000 км² в Киргизском хребте (рис. 1).

Внутреннее строение Северо-Киргизской морфоструктуры блоковое, обусловленное сеткой разломов субширотного и северо-восточного, реже северо-западного и субмеридионального простираний.

В ее пределах заключены образования раннекаледонской Киргизской — Терской (в южной части) и позднекаледонской Карабалтинской (в северной) складчатых зон, по В. И. Кнауфу [4]. Почти 2/3 площади кольцевой структуры занято гранитоидами одного из крупнейших в Тянь-Шане Сусамырского позднеордовикского полифазного батолита и телами его сателлитов (рис. 2).

В южном сегменте КС гранитоиды Сусамырского комплекса содержат местами крупные ксенолиты гнейсов, кристаллических сланцев, амфиболитов, мраморов протерозоя, гранитоидов ирдынского (позднерифейского) комплекса, метаморфизованные вулканы карааттинской (караарчинской) свиты кембрия, терригенно-вулканогенные образования кембро-ордовика (караджоргинская свита) и останцы флишеидных толщ среднего и верхнего (карамайноокская, карасайская свиты) ордовика. В свою очередь сусамырские гранитоиды пронизываются многочисленными массивами субщелочных гранитов джиналачского силурийского

комплекса и изредка мелкими телами — дайками гранит-порфиров позднего девона.

В хр. Джумгол позднеордовикские гранитоиды перекрываются орогенными вулканогенными (андезитовой, базальтовой, дацит-липаритовой) формациями девона (сугандинская, кастекская, аральская, талдысуйская, тегерекская свиты), в южной и юго-восточной частях рамы батолита — красноцветными толщами нижнего карбона, а в Джумгольской и Сусамырской депрессиях — мощными кайнозойскими молассами.

В северном сегменте морфоструктуры, в собственно Киргизском хребте, помимо сусамырских позднеордовикских гранитоидов с ксенолитами докембрийских пород, метаэффузивами караарчинской свиты кембро-ордовика и вулканидами свиты среднего ордовика, широко развиты флишеидные толщи среднего ордовика и пестроцветные орогенные терригенные формации верхнего девона — нижнего карбона эпикаледонского Восточно-Киргизского прогиба.

Более ограниченно распространены красноцветные терригенные отложения верхнего ордовика (карамайноокская, чонкаиндинская свиты), вулканиды баркольской свиты нижнего девона (андезито-базальтовая формация), красноцветные терригенные породы среднего девона (каракольская свита) и среднего карбона.

Данная площадь докембрийских и палеозойских гетерогенных структурно-вещественных ассоциаций и комплексов преимущественно субширотного и восток — северо-восточного простирания окаймляется зонами дуговидных и линейных разломов, обусловленных ими телами плутонов и эффузивов. Образуется почти замкнутая крупная кольцевая система, несколько усеченная с севера и юга субширотными дизъюнктивами.

В северо-восточном квадранте этой морфоструктуры разломы северо-западного простирания, некоторые нарушения выделены здесь по космоснимкам (устное сообщение И. Л. Захарова). Наиболее крупный из них — межзональный каледонско-герцинский Арчалинский взбросо-надвиг с падением плоскости смещения на юго-запад под углом 50—80°. Этими швами контролируется пермский Салыкский овальный интрузив сиенитов, а на юго-восточном продолжении их в хр. Джумгол расположен также несколько вытянутый на северо-запад — юго-восток пермский Сандыкский массив сиенитов и нефелиновых сиенитов орогенной (субплатформенной?) габбро-монцитсиенитовой формации.

В юго-восточном секторе описываемой КС, в западном Присонкулье, простирание структур (вулканидов кембрия, каледонских интрузивов, толщ ордовика, карбона) юго-западное — северо-восточное. Отмечается цепочка этого же направления позднекаменноугольных — пермских вулканидов (трахипарит-андезит-базальтовая формация) ашукольторской (белетукской, келемчийской, коксайской) свиты и ее фациально-возрастного аналога — каракичского вулканоплутоического комплекса (порфириты, габбро, габбро-диабазы и др.) в виде стратовулканов, экзотризов и интрузий.

Южная граница Северо-Киргизского кольца от долины р. Каракиче почти до устья р. Ко-

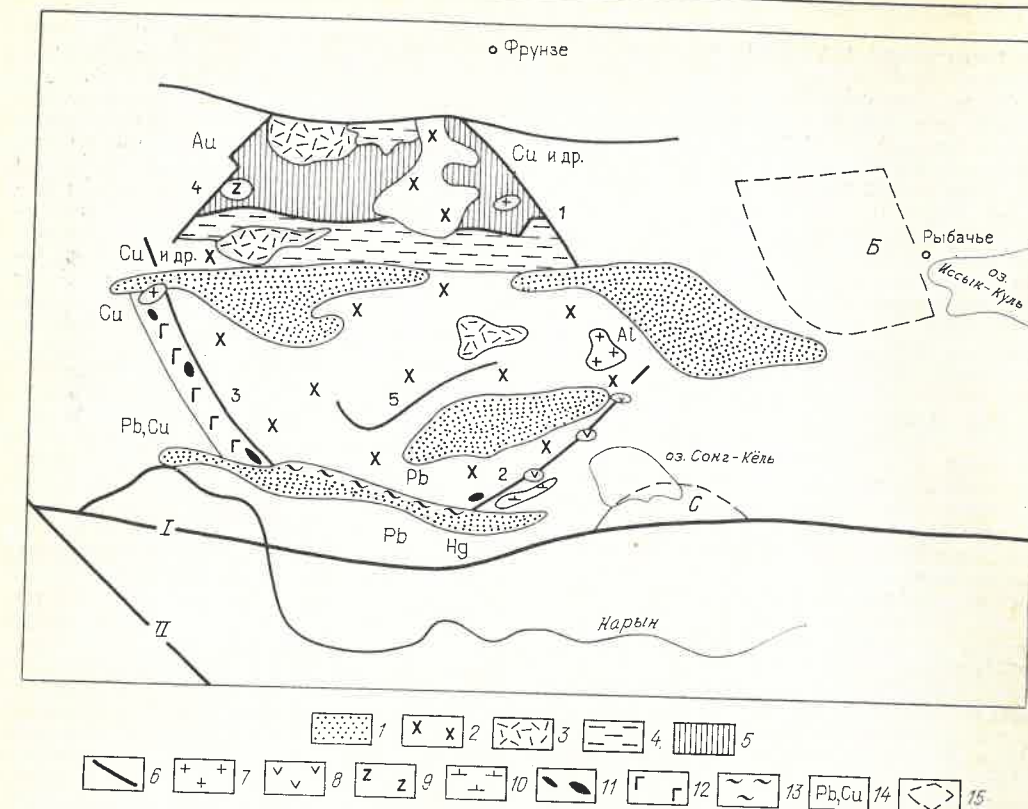


Рис. 2. Схема геологического строения Северо-Киргизской кольцевой структуры

1 — кайнозойские накопления межгорных и внутригорных депрессий; 2 — Сусамырский полифазный позднеордовикский батолитовый комплекс гранитоидов; 3 — площади развития вулканогенных формаций девона; 4 — пестроцветные терригенные формации верхнего девона — нижнего карбона; 5 — зеленосерые терригенные формации среднего ордовика; 6 — региональные разломы; 7 — щелочные и нефелиновые сиениты перми; 8 — вулканогенно-осадочные толщи верхнего карбона — перми (ашукольторская свита); 9 — формация щелочных базальтоидов среднего девона (колбашинская свита); 10 — Каракичский вулканоплутоический комплекс верхнего кар-

бона — перми; 11 — тела ультрабазитов кембрия; 12 — вулканогенная спилит-диабазовая формация кембрия (карааттинская свита); 13 — угленосные отложения юры Каракиче-Минкуш-Сарыкамышской впадины; 14 — эндогенное оруденение; 15 — условные контуры герцинских структур; Б — Боомская грубоизометричная, С — Сонгкельская полукольцевая; 1 — Главное южное звено важнейшей структурной линии Тянь-Шаня; 11 — Таласо-Ферганский разлом; цифры на карте — межзональные разломы: 1 — Арчалинский взбросо-надвиг; 2 — разлом Балыкты; 3 — Арамуский разлом; 4 — разлом северо-западного квадранта КС; 5 — внутренний дуговидный (полукольцевой) Кызылсайский разлом

комерен выражена северными звеньями — разломами (иногда надвигами) региональной линии В. А. Николаева субширотного направления; они ограничивают широкое поле осадочных отложений карбона и девона и подчеркиваются расположением юрских депрессий (Каракиче-Минкуш-Сарыкамышской).

С юго-запада и запада внешний контур рассматриваемой структуры составляет Арамуская глубинная зона разломов (полиминальный — многочленный разлом) северо-западного и северо-северо-западного простирания. Она контролирует однонаправленные выходы, тектонические клинья и ксенолиты метаэффузивов караарчинской свиты и габброидов, габбро-диоритов таштанбекторского комплекса кембрия, пестроцветных терригенных формаций верхнего ордовика, силура (?), верхнего девона — турне, цепочки ультрабазитов раннего палеозоя (?), гранитоидов джиналачского комплекса силура (?), вулканиды девона и их субинтрузивные аналоги (гранитоиды кызылсуйского ранне-среднеордовикского комплекса,

позднедевонские талдысуйские). Местами встречаются штоки и дайки позднекаменноугольных — пермских порфиритов и пермских граносиенит-порфиритов. С востока на северном склоне хр. Сусамыр к этому же шву тяготеет небольшой пермский Кумбельсуйский массив щелочных пород.

В уменьшенном масштабе южные очертания Северо-Киргизской структуры как бы повторяются полукольцевым Кызылсайским разломом (внутренняя неполная концентра) [3]. В северо-западном квадранте данное кольцевое сооружение оконтуривается межзональным региональным разломом север-северо-восточного простирания, отделяющим с запада широкое поле развития терригенных формаций среднего ордовика от рифей-вендских (тасакминский комплекс) габброидов и каледонских гранитоидов.

В верховьях р. Карабалты к этому шву приурочены выходы оригинальной среднедевонской формации щелочных базальтоидов [4], калиевого ряда (кольбашинская свита) и мас-

сивы гранитоидов девонского кызылсуйского комплекса, удлиненные к северо-востоку.

С севера Северо-Киргизская структура замыкается, она усечена субширотным региональным Северо-Киргизским разломом и перекрывается кайнозойским чехлом Чуйской впадины. В верховьях рек Сусамыр, Каракол-Западный, Джумгол и др. целостность кольцевого контура морфоструктуры нарушена субширотными разломами, испытавшими не только вертикальные, но и горизонтально-сдвиговые перемещения. В хр. Джумгол внутри рассматриваемой КС встречен серпентинитовый меланж — надежный показатель шарьяжных деформаций (офиолитовая сутура-шов).

Эндеогенная (инъективно-эруптивная) природа Северо-Киргизской структуры, учитывая обильную концентрацию в ее пределах магматических образований, очевидно, не вызывает особых сомнений. Глубинный характер ее довольно убедительно подчеркивается телами гипербазитов, базальтоидов и щелочных пород определенных популяций, которые, как известно, нередко являются индикаторами глубинных подкоровых мантийных уровней и процессов*. Видимо, рассматриваемая КС закладывалась в байкальско-каледонскую геосинклинальную эпоху, а затем это консолидированное полигенное (плутонно-тектоническое) образование подвергалось неоднократной тектоно-магматической активизации на девонском, позднекаменноугольно-пермском, пермском орогенном и субплатформенном этапах с унаследованием в дальнейшем тектонических движений в мезо-кайнозое.

Северо-восточнее описываемой морфоструктуры располагается другая, но меньших размеров, грубоизометричная, или грубокольцевая, сильно нарушенная Боомская герцинская эндогенная структура («битая тарелка»), а юго-восточнее — Сонгкельская полукольцевая. Не исключено, что и Иссыккульская эллипсоидно-миндалевидная глыба в пределах озерной котловины представляет собой сильно сжатую, сжатую кольцевую структуру. Возможно, все это останцы первично спирально-вихревых систем (матриц), существенно переработанные в последующем. Полнокольцевые геометрически правильные формы структур на Тянь-Шане довольно редки.

Происхождение подобных кольцевых образований неясно; представляется, что они отражают нуклонно-мантийный диапиризм, геодинамические поля напряжений или локально концентрированное-очаговый («нодулярный») термотектогенез в неоднородной среде [8]. Некоторые авторы [2] предполагают, что такие тектоноконцентры возникают в результате проявления в поверхностных структурах собственных колебательных (сфероидальных) движений тектоносферы. Возможно, аналогичные ядерные и кольцевые структуры представляют собой результаты распада предшествующих им спиральных образований, т. е. возникают

* Кривизну внешнего контура, вероятно, нельзя рассматривать как глубину залегания кольцевой структуры, но предположительно она может достигать 200 км. Возможно, КС имеет сечение телесного угла, вершина которого уходит на данную глубину.

как формы проявления турбулентных вихревых физико-химических, энергетических, силовых и других процессов на Земле [11].

Эндеогенное оруденение в пределах Северо-Киргизской морфоструктуры преимущественно концентрируется во внешней, периферической, ее части, хотя отмечаются отдельные мелкие объекты и внутри КС. Так, в восточном сегменте расположены нефелиновые сиениты Сандыкского массива. С юга размещаются мелкие свинцово-цинковые месторождения Эмель, Аккуль, Чолоктерек (кварц-карбонатная жильная формация) и Ичкеторская группа ртутных рудопоявлений (карбонат-киноварная формация) [7]. Южным фрагментом (звеном) кольца контролируется цепочка юрских буроугольных Каракиче-Минкуш-Сарыкамышских месторождений. В юго-западном секторе КС фиксируются Тартмасуйское [6] свинцоворудное поле (карбонат-кварц-полиметаллическая формация), Акташское рудопоявление цветных металлов, проявление хрома, а на западе — ряд мелких рудопоявлений.

К разломам северо-западного квадранта структуры тяготеет Насоновское золото-скарновое месторождение [9], Карабалтинское рудопоявление, Булакашинское медно-рудное поле, а на северной окраине КС отмечается ряд проявлений и аномалий цветных металлов.

В каждом конкретном случае размещение оруденения обусловлено локальными геологическими факторами. При металлогеническом анализе и поисках необходимо особое внимание обращать на узлы пересечения (зоны тектонической интеграции) субширотных, радиальных нарушений с КС или друг с другом, так как это наиболее активные и динамичные для тепломассопереноса каналы и очаги, иногда равноотстоящие друг от друга, согласно одному из основных положений структурно-геометрического метода прогнозирования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андерсон Е. М. Динамика образования интрузивных конических слоев, кольцевых даек и котловин опускания. Л., Недра, 1937.
2. Борисов О. М., Глух А. К. Кольцевые структуры и линеаменты Средней Азии. Ташкент, Фан, 1982.
3. Геологическая карта Киргизской ССР, м-б 1:500 000. Л., Мингео СССР, 1982.
4. Геология СССР. Т. XXV. Киргизская ССР. М., Недра, 1972.
5. Глуховский М. З., Павловский Е. В. Новые аспекты геотектоники и минерогенеза. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 11, с. 5—20.
6. Корнев О. С. Тортмасуйское свинцоворудное поле. — Тр. УГ и ОН при СМ КиргССР. М., Госгеолтехиздат, 1962, с. 88—92.
7. Мозолев Л. Н., Натушин В. И., Глубоковских В. Е. — Оценка перспективности ртутных проявлений хребта Молдотау по параметрам геохимической зональности. — В кн.: Методика и техника геохимических поисков рудных месторождений. Фрунзе, Илим, 1975, с. 76—78.

8. Орлов Л. Н. Кольцевые и дугообразные структуры Тянь-Шаня. — Докл. АН СССР, т. 265, № 2, 1982, с. 424—429.
9. Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим, 1971, с. 417—424.
10. Порошин С. В. Кольцевые структуры по данным дешифрирования космических

снимков. — Изв. вузов. Сер. Геол. и разв., 1980, № 9, с. 18—25.

11. Шило Н. А. Какой механизм привел к образованию солнечной системы? — Техника молодежи, 1982, № 4, с. 34—37.



МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

УДК 552.12 : [549.742.111+549.761.31] : 553.637

В. В. РУДНЕВ (ВИМС), Л. Т. РАКОВ (Мингео СССР),
С. В. МАЛИНКО (ВИМС)

Бор в структурах кальцита и ангидрита — индикатор оруденения или нет?

К настоящему времени накоплен большой фактический материал по распределению бора в различных горных породах [5, 9, 13 и др.], в том числе и благоприятных для локализации промышленного борного оруденения. Бор в известняках и доломитах содержится в количествах соответственно от 0,5 до 300 г/т и от 5 до 700 г/т, причем главным образом за счет примеси глинистых и, возможно, тонкорассеянных борных минералов [5, 13]. Химически чистый крупнокристаллический кальцит обычно бор не содержит [13], по крайней мере, в количествах, превышающих 0,1 г/т. Установлено, что в метаморфически измененных породах содержание бора ниже, чем в их неизмененных аналогах [13]. Изучение пространственного распределения и локальный радиографический анализ [3] минералов магнезиальных и известковых скарнов, содержащих и не содержащих борное оруденение, показали, что примеси бора в структуре кальцита в пределах чувствительности анализа (первые единицы граммов на тонну) отсутствуют.

Хотя содержания бора в ангидритовых породах седиментационного происхождения обычно значительно превышают таковые в карбонатных и достигают 500—3000 г/т, собственно сульфат кальция в них не является носителем бора. Повышенные содержания бора в этих породах обусловлены в основном примесями микроско-

пических зерен борных минералов, детритового и глинистого материала [5, 13], а также присутствием включений бороносных растворов [9].

Вместе с тем методом электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) установлено присутствие бора в структурах кальцита и ангидрита [2, 7, 11]. Дальнейшее изучение этого свойства привело к выводу о возможности использования кальцита и ангидрита, содержащих структурную примесь бора, в качестве минералов-индикаторов борного оруденения [1].

Поскольку подобная практическая рекомендация противоречила результатам многолетнего изучения борных месторождений, в том числе и сложившимся представлениям в отношении минерало-геохимических индикаторов борного оруденения, авторами было предпринято целенаправленное исследование бороносности кальцита и ангидрита.

Изучено 34 образца кальцита и 3 — ангидрита, мономинеральность которых контролировалась под бинокулярном. Образцы кальцита отобраны из эндогенных месторождений различного генезиса, содержащих разномасштабное борное, железное, полиметаллическое и другие типы оруденения, а также из безрудных участков. Ангидрит, гораздо менее распространенный в эндогенных месторождениях по сравнению с кальцитом, представлен образцами из магнезиальных скарнов:

Содержание бора в кальците (обр. 1—34) и ангидрите (обр. 35—37) по данным количественного спектрального анализа и ЭПР-спектроскопии

№ обр.	Месторождение, участок	Ведущее оруденение или минерализация	Минеральная ассоциация	Содержание бора, г/т		Порог обнаружения структурной примеси бора, г/т
				спектральный анализ	ЭПР, структурная примесь	
1	Ак-Архар, Памир	Борное	Дт+Ка+Кв+Сф	53,0	Не обн.	0,05
2	—	—	Ка (мрамор)	53,0	—	0,1
3	—	—	Днб+Ка+Сф	>935	—	0,05
4	Дальнегорское, уч. Центральный, Приморье	—	Ка (жильный)	69,0	—	0,03
5	То же	—	Дт+Ка+Кв	234,0	—	0,05
6	—	—	Дт+Гр+Пи+Ка+Кв	34,3	—	0,1
7	—	—	Дт+Пи+Ка+Кв	93,5	—	0,03
8	Дальнегорское, уч. Западный, Приморье	—	Ка (мрамор)	19,3	—	0,03
9	Дальнегорское, уч. Долинный, Приморье	—	Ка+Кв+Дт	143,3	—	0,05
10	Дальнегорское, уч. Левобережный, Приморье	—	Акс+Дт+Ка	218,1	—	0,1
11	То же	—	Ка+Кв	15,6	—	0,1
12	Таежное, Юж. Якутия	Боро-железное	Ка+Фо+Пи	68,5	—	0,05
13	—	—	Ка+Фо+Фл	65,0	—	0,05
14	—	—	Ка+Шп+Фо	11,2	—	0,03
15	—	—	Ка+Шп+Фо	65,4	—	0,05
16	—	—	Мт+Лд+Кгм+Ка+Анг	498,0	—	0,03
17	Солонго, Бурятия	Железоборное	Вол+Вез+Ка+Ба	34,3	—	0,05
18	—	—	Сх+Ка+Анг+Кгм+Фл+Мт	1153,0	—	0,05
19	Саяк-IV, Центр. Казахстан	Медное с борной минерализацией	Ка+Крч+Сх+Лд+Гр+Пи	>1560	1,0	0,03
20	Коршуновское, Иркутская обл.	Железное с борной минерализацией	Мт+Ка	37,4	Не обн.	0,1
21	Верхний Рудник, Приморье	Полиметаллическое с борной минерализацией	Ка (мрамор)	11,2	—	0,02
22	—	—	Ка (мрамор)	9,0	—	0,02
23	Партизанское, Приморье	—	Ка+Дт+Пи	>1560	—	0,03
24	Уч. Мраморный, Юж. Якутия	Боро-железная	Ка (мрамор)	22,0	—	0,03
25	Селигдар, Юж. Якутия	Фосфорное	Ка+Пи+Фл+Ап	150,0	—	0,1
26	—	—	Ка+Пи+Фл+Ап	140,2	—	0,05
27	Тимптон, Юж. Якутия	Слюдяное	Ка+Пи	40,5	—	0,05
28	Таборное, Юж. Якутия	—	Ка+Анг+Гр+Кв	97,0	—	0,1
29	Эмельджак, Юж. Якутия	—	Пи+Фл+Ка	23,4	—	0,05
30	Горелое, Юж. Якутия	—	Ка+Фл+Пи	21,8	—	0,1
31*	Абагайтуй, Забайкалье	Фторное	Ф+Ба+Ка+Кв	26,5	—	0,03
32*	Юж. Таскайнар, Казахстан	Фторное	Ф+Ка+Кв	20,0	—	0,02
33**	Десовское рудное поле, Юж. Якутия	Железное	Ка+Пи+Фл	30,0	0,10	0,03
34**	Леглиерское рудное поле, Юж. Якутия	Железное, боро-железное	Ка (мрамор)	53,0	Не обн.	0,05

* Образцы Т. Н. Буйволово (ВИМС).

** Образцы Г. Н. Киселева (Южно-Якутская экспедиция).

№ обр.	Месторождение, участок	Ведущее оруденение или минерализация	Минеральная ассоциация	Содержание бора, г/т		Порог обнаружения структурной примеси бора, г/т
				спектральный анализ	ЭПР, структурная примесь	
35	Таежное, Юж. Якутия	Боро-железное	Мт+Лд+Кгт+Ка+Анг	150,0	Не обн.	3,0
36	Коршуновское, Иркутская обл.	Железное с борной минерализацией	Анг+Ка+Ек	249,0	—	3,0
37	Гаурдак, Ср. Азия	Серное с борной минерализацией	Анг+Г+Днб+Ул	202,5	1,0	0,05

Акс — аксинит, Анг — ангидрит, Ба — барит, Вез — везувиан, Вол — волластонит, Г — гипс, Гр — гранат, Днб — данбуит, Дт — датолит, Ек — екатеринит, Ка — кальцит, Кв — кварц, Кгм — клиногумит, Крч — курчатovit, Лд — ливидит, Мт — магнетит, Пи — пироксен, Сф — сфалерит, Сх — сахат, Ул — улексит, Ф — флюорит, Фл — флогопит, Фо — форстерит, Шп — шпинель, Ап — апатит.

боро-железородного месторождения Таежное, ангидрито-карбонатных пород железородного месторождения Коршуновское и осадочной гипс-ангидритовой толщи серного месторождения Гаурдак, содержащих борную минерализацию. Геологическая характеристика и минеральный состав руд и бороносных пород этих месторождений и рудопроявлений описаны в [6, 10, 12].

Во всех образцах бор определялся количественным спектральным анализом (аналитики Н. В. Кузнецова, З. Е. Лобанова, ВИМС), результаты которого показаны в таблице.

Дополнительно изучен образец кальцита из коллекции Л. В. Бершова, в котором ранее [2] методом ЭПР была установлена структурная примесь бора.

Исследования методом ЭПР кальцита и ангидрита выполнены на спектрометре «Брукер ER-420» на частоте 9,3 ГГц в диапазоне температур от 300 до 4,2 К. Для получения максимального сигнала ЭПР от парамагнитных центров, связанных со структурным бором, образцы предварительно гамма-облучались дозой 10^6 Гр.

При решении методических вопросов отдельные измерения проводились на монокристаллах кальцита. Установлено, что наибольшую информативность спектр ЭПР, связанный с вхождением бора в структуру кальцита, имеет при температуре 4,2 К, когда наблюдается сверхтонкая структура

от двух изотопов бора ^{10}B и ^{11}B с ядерными спинами $I=3$ и $I=3/2$ и естественными содержаниями соответственно 18,8 и 81,2 % (рис. 1). При температуре 77 К в результате увеличения ширины линий в спектре сверхтонкая структура от изотопа ^{10}B не разрешается, но регистрируются четыре линии ЭПР от изотопа ^{11}B . Поскольку данный изотоп в природных соединениях преобладает, считалось, что для регистрации структурного бора в минералах можно использовать спектры ЭПР, записанные при температуре 77 К.

Массовые измерения спектров проводились на материале, предварительно измельченном до размеров 0,5—

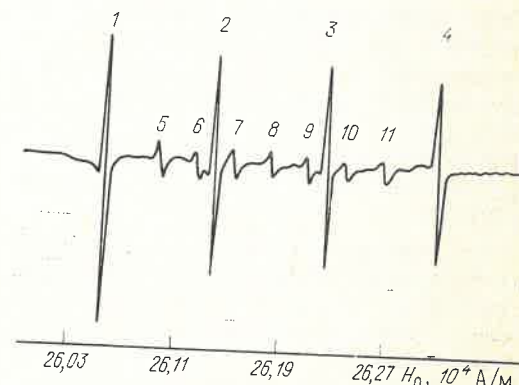


Рис. 1. Спектр ЭПР монокристалла кальцита, содержащего структурную примесь бора, при ориентации кристалла $\text{C}_2\parallel\text{H}_0$ (ось симметрии третьего порядка параллельна направлению магнитного поля) и температуре 4,2 К. Линии сверхтонкой структуры: 1—4 — от изотопа ^{11}B ; 5—11 — от изотопа ^{10}B .

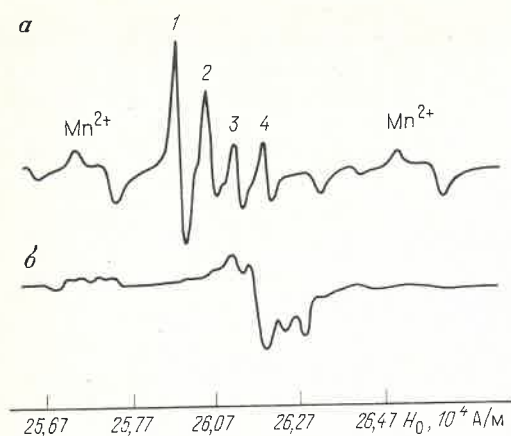


Рис. 2. Спектры ЭПР поликристаллических образцов при температуре 77 К
а — кальцит, образ. 19; 1—4 — линии от центров $[\text{VO}_3]^{2-}$; другие линии обусловлены структурным Mn^{2+} ; б — ангидрит, образ. 37

0,25 мм, что позволяло использовать образцы, представленные мелкозернистыми агрегатами кальцита и ангидрита, а также исключить влияние на результаты измерений неоднородностей строения и состава отдельных крупных кристаллов.

Типичный вид спектров ЭПР-центров, обусловленных вхождением бора в структуры кальцита и ангидрита ($[\text{VO}_3]^{2-}$ и $[\text{VO}_2]^0$ в соответствии с [2]), в поликристаллических образцах при температуре 77 К представлен на рис. 2. Обращает внимание присутствие в спектре кальцита широких линий ЭПР от Mn^{2+} , мешающих наблюдению сигнала от центра $[\text{VO}_3]^{2-}$. При больших интенсивностях линий от Mn^{2+} регистрация слабых сигналов от центров, связанных со структурной примесью бора, затруднительна. Аналогичная картина часто наблюдается в спектрах ангидрита, где мешающим фактором является сигнал центров $[\text{PO}_4]^{2-}$.

По методике определения количества парамагнитных центров [8] в исследуемых образцах оценены содержания структурного бора. При измерениях использовался двойной резонатор ЭПР, в который помещались изучаемая проба и стандартный образец на основе $\text{MgO}:\text{Mn}^{2+}$. Для корректной интерпретации полученных данных в каждой пробе оценивался порог обнаружения структурного бора в

зависимости от концентраций центров Mn^{2+} в кальците и $[\text{PO}_4]^{2-}$ в ангидрите. В исследованных образцах кальцита он изменяется от 0,02 до 0,1 г/т, ангидрита — от 0,05 до 3,0 г/т (см. таблицу).

Образцы пород, содержащих кальцит со структурной примесью бора, подвергались локальному радиографическому анализу (аналитик Л. А. Березина, ВИМС) с целью определения пространственного распределения и концентраций этого элемента в зернах минерала.

Валовое количество бора в изученных образцах кальцита, устанавливаемое спектральным анализом, изменяется от ниже кларковых (кларк бора 12 г/т [4]) до более 1560 г/т (см. таблицу). Повсеместно наиболее высокие содержания бора характерны для образцов, где кальцит находится в ассоциации с тем или другим борным минералом — датолитом, данбуритом, аксинитом, курчатовитом, т. е. даже самая тщательная отборка кальцита под биноклем не позволяет избежать примеси сопутствующих борных минералов. Вместе с тем из всех изученных образцов кальцита структурная примесь бора присутствует только в двух (образцы 19, 33). Первый представлен кальцитом из зоны боратовой минерализации в гранат-пироксеновых скарнах меднорудного месторождения Саяк-IV, не несущего практически значимого борного оруденения; второй — из флогопит-пироксенового скарна Десовского рудного поля, в пределах которого борная минерализация отсутствует вообще. В указанных образцах кальцита по данным ЭПР-спектроскопии содержание структурного бора оценено соответственно в 1,0 и 0,1 г/т. Локальным радиографическим анализом в образцах 19 и 33 установлено, что аномалии бора, полученные на детекторах, связаны либо с макро- и микровключениями боратов в различных минералах (рис. 3), либо с мелкозернистым агрегатом талька (?), развивающимся по флогопиту. В то же время кальцит характеризуется фоновыми плотностями треков, что соответствует содержаниям бора в нем менее n г/т. Таким образом, бор, входящий в структуру кальцита в количествах 1,0 г/т и менее, ме-

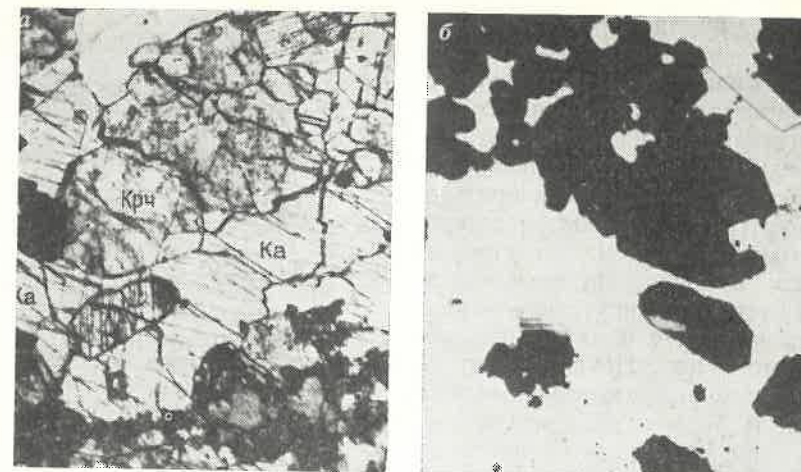


Рис. 3. Распределение бора (совокупности черных точек на детекторе) в минерализованном кальцифиге; аномалии бора на детекторе приурочены к выделениям курчатовита, месторождение Саяк-IV, образ. 19, увел. 54

тодом локального радиографического анализа обычно не фиксируется.

По данным исследования методом ЭПР многочисленных образцов кальцита, отобранных из боросиликатовых и боратных руд всех изученных эндогенных борных месторождений — Дальнегорского, Ак-Архар, Таежного и Солонго, — бор в структуре этого минерала в количествах более 0,1 г/т отсутствует. К этому следует добавить, что изученные образцы кальцита по данным термометрических исследований газожидких включений охватывали широкий температурный интервал кристаллизации этого минерала в эндогенных месторождениях: от высокотемпературного (более 400 °C) в скарнах, кальцифиге и мраморах, до низкотемпературного (менее 200 °C) из кварц-кальцитовых ассоциаций на участке Долинном месторождения Дальнегорское.

Следовательно, бор не является характерной структурной примесью в кальците борных месторождений и, как правило, отсутствует в кальците из месторождений и рудопоявлений с другими типами ведущего оруденения (см. таблицу). Спорадическое появление малых (0,1—1,0 г/т) количеств бора в структуре кальцита отражает пока не известные специфические условия минералообразования в конкретных случаях и не связано с формированием ни борного оруденения,

ни борной минерализации в любых многообразных ее проявлениях.

По результатам изучения методом ЭПР ангидритов из боро-железорудного Таежного и железорудного с борной минерализацией Коршуновского эндогенных месторождений бор в структуре этого минерала отсутствует, по крайней мере, в количествах более 3,0 г/т (см. таблицу, образцы 35, 36). Более низкие содержания структурной примеси бора не могли быть зарегистрированы из-за сильного влияния сигналов центров $[\text{PO}_4]^{2-}$. Вместе с тем установленные в этих образцах спектральным анализом содержания бора (150—249 г/т) указывают на присутствие в них механической примеси борсодержащих минералов. В образце ангидрита из гипс-ангидритовой толщи с борной минерализацией серного месторождения Гаурдак (см. таблицу, образ. 37) в спектре ЭПР наблюдается сигнал от центра $[\text{VO}_2]^0$ (см. рис. 2, б), соответствующий концентрации в минерале структурной примеси бора в количестве 1,0 г/т.

Авторы не считали необходимым расширить изучение ангидрита, и, в частности, анализировать аналогичным путем образцы этого минерала из других объектов, ибо полученные данные убедили в неинформативности этого минерала для поисков борного оруденения по наличию в его структуре бора.

Выяснение причин вхождения бора в структуры природных кальцита и ангидрита и связи этого явления с условиями минералообразования требуют дополнительных исследований.

Итак, результаты проведенного исследования, как и обширный предшествующий материал, являются вполне достаточным основанием для утверждения, что вопреки предложенному [1], спорадическое присутствие бора в структурах кальцита и ангидрита, устанавливаемое по ЭПР-спектрам, не может служить индикатором борного оруденения и быть использовано как критерий при минералого-геохимических поисках перспективных площадей на обнаружение месторождений бора.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. А. с. 911429 (СССР). Способ поиска перспективных площадей на обнаружение месторождений бора/Бершов Л. В., Марфунин А. С., Сперанский А. В. Заявл. 5.10.78 № 2949730; Опубл. в Б. И., 1982, № 9.
2. Бершов Л. В., Марфунин А. С. О схемах изоморфизма бора в алюмосиликатах, карбонатах и сульфатах по данным ЭПР.— *Геохимия*, 1981, № 3, с. 446—448.
3. Бор в породообразующих минералах по данным локального радиографического анализа/С. В. Малинко, И. Б. Берман,

- А. Е. Лисицын, А. Н. Столярова.— *Геология рудных месторождений*, 1978, № 6, с. 45—59.
4. Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре.— *Геохимия*, 1956, № 1, с. 6—52.
5. Горбов А. Ф. Геохимия бора. Л., Недра, 1976.
6. Малинко С. В., Мельницкая Е. Ф. Сахат и боркарит в скарнах Саянского рудного поля.— *Новые данные о минералах СССР*, 1978, вып. 27, с. 86—88.
7. Марфунин А. С. Спектроскопия, люминесценция и радиационные центры в минералах. М., Наука, 1975.
8. Методика определения количества парамагнитных центров в исследуемых образцах веществ и материалов относительным методом с помощью стандартных образцов МИ 143—77. М., Изд-во стандартов, 1978.
9. Озол А. А. Осадочный и вулканогенно-осадочный рудогенез бора. М., Наука, 1983.
10. О полигенности борной минерализации Коршунского железорудного месторождения/А. Е. Лисицын, С. В. Малинко, В. В. Руднев, Б. П. Фицев.— *Геология рудных месторождений*, 1982, № 2, с. 14—15.
11. Особенности состава и реальной структуры гипогенных и осадочных ангидритов/А. С. Марфунин, С. Т. Бадалов, Л. В. Бершов и др.— *Минер. журн.*, 1983, т. 5, № 6, с. 3—9.
12. Поиски, разведка и оценка месторождений бора. Под ред. А. Е. Лисицына и И. И. Пастушенко. М., Недра, 1983.
13. Хардер Г. Геохимия бора. М., Недра, 1965.

УДК 622.271.5 : 551.462.66 (265.53)

Б. И. ВАСИЛЬЕВ (Тихоокеанский океанол. ин-т ДВНЦ АН СССР),
В. К. ПУТИНЦЕВ, Б. А. МАРКОВСКИЙ, Н. Н. СВЯТОГОРОВА,
В. А. СЕЛИВАНОВ (ВСЕГЕИ), Г. Б. УДИНЦЕВ (ИФЗ АН СССР)

Результаты драгирования дна Охотского моря

Одна из задач геолого-геофизической экспедиции 15-го рейса научно-исследовательского судна «Каллисто» в Охотском море (1981 г.) заключалась в геологическом изучении выходов сейсмоакустического фундамента. Методом драгирования исследованы Южно-Охотская котловина, впадина Дерюгина, возвышенности Академии наук и Института океанологии, банки Кашеварова, Ионы, Лебеда и юго-восточная часть Охотского свода (табл. 1; рисунок). Конкретные участки драгирования определялись сейсмическим и эхолотным профилированием; привязка станций осуществлялась с помощью спутниковой навигационной системы.

В западной части Южно-Охотской котловины с континентального склона подводной возвышенности Китами-Ямато, представляющей собой, по данным сейсмического профилирования, погруженный палеозойско-мезозойский складчатый цоколь горных сооружений о. Хоккайдо, с глубины 3150—2800 м (станция К 57) подняты угловатые размером 5—10 см обломки светло-серых амфибол-биотитовых гранитов, туфогенных диатомовых алевролитов и алевропелитов. Наиболее результативными оказались драгировки, проведенные на подводных горах Лоскутова и Бабкина, расположенных в юго-западной части котловины к северо-западу от о. Итуруп.

Таблица 1

Станции драгирования

Номер станции	Местоположение	Глубина драгирования, м
<i>Южно-Охотская котловина</i>		
К 57	Западный склон	3150—2800
К 58	Гора Лоскутова	3300—3000
К 59	—	3200—2900
К 60	Гора Бабкина	2400—2100
К 61	—	1800—1650
К 62	—	1840—1650
К 63	—	1680—1520
К 65	—	2150—1560
К 66	Северный склон	3280—3150
К 67	—	3100—2950
<i>Возвышенность Академии наук</i>		
К 69	Северный склон	1260—1060
К 71	—	1300—1025
<i>Возвышенность Института океанологии</i>		
К 73	Юго-западный склон	1150—940
К 75	—	1100—1020
<i>Впадина Дерюгина</i>		
К 77	Северо-восточная часть	1740—1520
К 79	—	1700—1500
К 81	—	1600—1340
К 100	—	1450—1225
<i>Банка Кашеварова</i>		
К 82	Юго-западный склон	1640—540
К 83	—	1300—580
К 84	—	700—540
К 85	—	280
К 86	—	720—540
К 94	Северо-западный склон	220—180
К 95	—	145—125
К 96	Северо-восточный склон	160—150
К 97	—	470—400
К 98	—	360—250
К 99	—	450—280
<i>Банка Ионы</i>		
К 87	Безымянная гора (южнее банки)	480—220
К 88	Севернее о. Ионы	50—34
К 89	—	30—25
К 90	—	280—250
К 91	Вблизи о. Ионы	35—12
К 92	К югу от о. Ионы	460—160
<i>Охотский свод</i>		
К 103	Юго-восточная часть	1200
К 104	—	1070
<i>Банка Лебеда</i>		
К 107	Западный склон	350—280
К 108	—	300—280
К 109	—	320—300
К 110	—	340—270

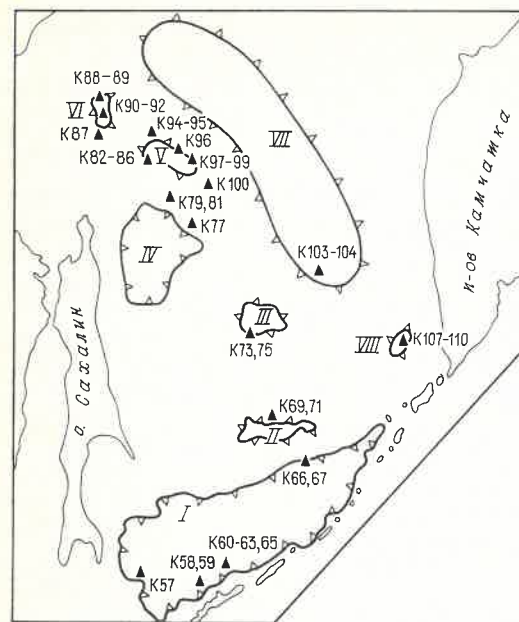


Схема расположения станций драгирования

I — Южно-Охотская котловина, II — возвышенность Академии наук, III — возвышенность Института океанологии, IV — впадина Дерюгина, V — банка Каше-варова, VI — банка Ионы, VII — Охотский свод, VIII — банка Лебеда

Эти глыбовые горы являются выступами сейсмоакустического фундамента в зоне глубинного разлома, фиксируемого крупной магнитной аномалией, вытянутой вдоль юго-восточного борта котловины. С северо-восточного и юго-западного склонов горы Лоскутова (станции К 58 и К 59) добыты угловатые (до 10—12 см) обломки базальтов, вулканических стекол, зеленокаменных вулканогенных пород и глинистых сланцев, а также небольшие (до 15—20 см) корявые глыбы слабо литифицированных туфогенных песчаников, диатомовых алевролитов и аргиллитов, пронизанных многочисленными норами и ходами беспозвоночных.

В районе горы Бабкина (станции К 60, К 61, К 62, К 63, К 65) обнаружены крупные (до 0,5 м в поперечнике) угловатые со свежими поверхностями отрыва глыбы биотит-амфиболовых гранодиоритов и многочисленные более мелкие (10—15 см) обломки кварцевых диоритов, катаклазированных плагиогранитов, биотитовых гранитов, гранит-порфиров, спессарти-тов. Среди вулканических пород пре-

обладают андезиты и андезито-дациты в виде угловатых глыб до 0,5 м в поперечнике, менее распространены базальты, андезито-базальты и их туфы. Наряду с вулканитами кайнотипного облика часто встречаются эффузивы с интенсивным развитием процессов зеленокаменного изменения (новообразованием хлорита, эпидота, карбоната и других минералов) — порфири-ты, спилиты, метаандезиты, альбитофиры. Осадочные породы представлены алевролитами в основном, полимиктовыми и аркозовыми песчаниками, кремнистыми породами и диатомитами; в значительном количестве подняты глыбы (до 0,3 м) некрепких туфогенных конгломератов, брекчий, гравелитов и грубозернистых песчаников.

Каменный материал (несколько десятков килограммов), полученный с северного борта Южно-Охотской котловины (станции К 66 и К 67), включает обломки (до 10—15 см) и гальку пород, близких по составу породам сейсмоакустического фундамента гор Лоскутова и Бабкина. Кроме того в нем присутствуют обломки порфири-тов и кремнистых пород. Химический состав магматических пород приведен в табл. 2.

В районе возвышенности Академии наук, расположенной на южной окраине погруженного шельфа центральной части Охотского моря, драгирование осуществлялось на северном склоне (станции К 69 и К 71). Наиболее результативным оказалось драгирование на станции К 69, где с глубины 1260—1060 м поднято около 1,5 т валунно-галечного и крупноглыбового (до 0,7 м) каменного материала, представленного преимущественно интрузивными и эффузивными, а также осадочными и метаморфическими породами. Здесь обнаружены угловатые глыбы (0,2—0,3 м) биотит-плагиоклазовых гнейсо-гранитов с гранобластовой, участками пойкилобластовой структурами; порода сложена олигоклазом, кварцем, микроклином, субпараллельно расположенными табличками коричневатого-бурого биотита (3—4 %) и мусковитом (2—3 %).

Среди осадочных пород преобладают песчаники, алевролиты, аргиллиты и алеврито-глинистые сланцы, умерен-

Таблица 2
Химический состав магматических пород Южно-Охотской котловины, %

Окислы	Кварцевый диорит		Гранодиорит	Гранит-порфир	Базальт	Андезито-базальт	Андезито-дацит	Класто-лава-дацита
	61/16*	65/1	61/2	65/21	61/14	61/13	61/11	61/10
SiO ₂	60,91	61,51	65,50	67,90	51,75	54,96	64,18	66,57
TiO ₂	0,68	0,82	0,49	0,37	0,77	0,58	0,54	0,48
Al ₂ O ₃	14,90	16,00	15,27	15,21	17,38	16,61	15,05	14,97
Fe ₂ O ₃	4,37	2,55	2,54	1,32	6,84	7,97	1,71	4,09
FeO	3,10	3,79	2,57	2,33	3,67	2,24	3,11	0,97
MnO	0,15	0,14	0,14	0,14	0,16	0,18	0,10	0,09
MgO	2,43	2,84	2,22	1,64	4,06	4,22	1,33	1,23
CaO	4,22	3,43	4,46	2,68	8,42	8,98	3,27	3,72
Na ₂ O	4,01	4,00	3,40	3,80	3,00	2,80	3,41	4,41
K ₂ O	2,75	2,00	2,00	3,40	1,04	0,67	2,43	2,22
P ₂ O ₅	0,19	0,21	0,12	0,04	0,26	0,28	0,13	0,12
П. п. п.	1,90	1,10	1,34	1,54	2,66	0,69	5,09	1,37
H ₂ O	—	<0,0	<0,1	<0,0	—	—	<0,2	<0,32
SiO	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02
S	0,12	0,08	0,06	0,16	0,02	0,02	0,11	0,13
Сумма	99,76	99,49	100,24	100,55	100,06	100,23	100,68	100,71

* Номер образца.

но литифицированные пестроокрашенные (черные, буро-серые, зеленовато-серые), массивные и тонкоплитчатые. В светлоокрашенных песчаниках и алевролитах отмечены стяжения углесто-го вещества.

Интрузивные породы (угловатые глыбы до 0,3—0,4 м) представлены в основном серыми и светло-серыми массивными (иногда трахитоидными) биотит-амфиболовыми кварцевыми диоритами и гранодиоритами, в меньшей степени амфибол-биотитовыми гранитами. Жильную фацию этих гранитоидов, вероятно, составляют близкие к ним гранодиорит- и гранит-порфиры и аплитовидные граниты. По-видимому, к самостоятельному комплексу принадлежат биотитовые плагиограниты с явлениями катаклаза и широким развитием вторичных процессов — серицитизацией плагиоклазов, перекристаллизацией и хлоритизацией биотита и новообразованием минералов эпидот-цоизитовой группы, слагающих нередко мелкие прожилки.

Эффузивные породы по степени измененности могут быть подразделены на две группы: 1) кайнотипного облика — андезиты, базальты, риолиты, риодациты и различные вулканокла-

стические породы, характеризующиеся отсутствием признаков вторичных изменений или слабым их развитием; 2) палеотипного облика — средние (преимущественно андезиты) и основные разности с отчетливым проявлением вторичных процессов — перекристаллизации и разложения стекла с новообразованием хлорита и карбонатных минералов, автометаморфического изменения вкрапленников плагиоклаза и иногда цветных минералов. Однако эти процессы не доходят до зеленокаменного перерождения пород, т. е. альбитизации, полного замещения цветных минералов и т. п. Вторичные процессы развиваются здесь, по-видимому, лишь в самой начальной стадии, поскольку наряду с измененными минералами сохраняются почти свежие пироксены (во вкрапленниках) и слабо измененные, частично замещенные в центре плагиоклазы.

Подводная возвышенность Института океанологии расположена к северу от возвышенности Академии наук и приурочена к небольшому сводовому поднятию акустического фундамента, ограниченного разломами с севера и запада. Драгирование проводилось на юго-западном склоне возвышенности

в интервале глубин 1150—940 м. Наиболее представительный скальный материал в виде валунов, гальки, крупных глыб и многочисленных обломков получен на станции К 73 (около 1,5 т); на станции К 75 добыто небольшое количество (несколько килограммов) мелких обломков различных скальных пород. Изучение материала показывает, что сейсмоакустический фундамент возвышенности сложен эффузивными, осадочными и интрузивными породами. Среди эффузивных пород установлены диабазы (многочисленные угловатые глыбы до 0,5 м в поперечнике), метаандезиты, метадациты, альбитофиры, в меньшей степени базальты и андезиты (мелкие глыбы). Осадочные породы представлены ржаво-коричневыми и темно-серыми тонкоплитчатыми аргиллитами, иногда с обуглившимися растительными остатками, туфогенными песчаниками и зеленовато-серыми комковатыми алевропелитами с диатомовыми водорослями. Особенно разнообразны интрузивные породы — кварцевые диориты и гранодиориты (крупные угловатые глыбы до 0,5 м в диаметре), а также светло-серые граниты (глыбы от 10 до 25 см в диаметре), розовые и коричневатые граниты (крупные валуны до 0,5 м), кварцевые монциты

(угловатая глыба до 20 см в поперечнике), жильные микродиориты и аплиты (мелкие обломки).

В районе *впадины Дерюгина*, расположенной в центральной части Охотского моря между зоной глубокого шельфа Сахалина, поднятием Института океанологии и банкой Кашеварова, наиболее интересные результаты получены на станциях К 81 и К 100, где добыто несколько десятков килограммов угловатых обломков различных скальных пород до 20—25 см в наибольшем измерении. Среди осадочных пород обнаружены зеленовато-желтые слабо литифицированные некрепкие (комковатые) туфоалевролиты, кварц-полевошпатовые песчаники, алевролиты (массивные и полосчатые, иногда углистые), плитчатые углистые и кремнистые аргиллиты и зеленовато-серые граувакковые песчаники. Эффузивы представлены зелеными, серозелеными и зеленовато-серыми эпидотизированными порфиритами базальтового и андезитового состава, а также неметаморфизованными эффузивными и вулканомиктовыми породами: андезито-базальтами, андезитами, дацитами, риолитами и их туфами, туфопесчаниками, туфоконгломератами и туфобрекчиями. Интрузивные породы принадлежат, вероятно, к единому

комплексу. В его составе преобладают серые массивные среднезернистые амфибол-биотитовые диориты, менее развиты серые амфибол-биотитовые гранодиориты и лейкократовые граниты. Из жильных пород установлены аплиты, гранит-порфиры и диоритовые порфиры.

На *банке Кашеварова* во время драгировочных работ (станции К 82—К 86, К 94—К 99) поднято более 2,5 т валунно-галечных и обломочно-глыбовых скальных пород, нередко покрытых многочисленными крупными известковистыми биостромами усоних раков (балянусов), корковидными наростами мшанок, скелетами губок и розовых кораллов. На юго-западном склоне банки (станции К 82—К 86) поднято большое количество крупных угловатых глыб (до 0,3—0,4 м) различных скальных пород. Наиболее результативными оказались драгировки на станциях К 82, К 83 и К 84, на каждой из которых добыто около 500 кг пород. Среди метаморфических пород встречены гнейсы, гранито-гнейсы и амфиболиты (глыбы угловатой неокатанной формы размером до 0,25—0,30 м в поперечнике), в меньшем количестве глыбы кварц-биотитовых и эпидот-хлорит-актинолитовых (зеленых) сланцев.

Осадочные породы представлены: а) многочисленными глыбами (до 15—20 см в поперечнике) зеленовато-серых и серых (плотных литифицированных) песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, редкими глыбами зеленовато-серых кремнистых пород; б) умеренно литифицированными полимиктовыми песчаниками, тонкоплитчатыми глинистыми и углисто-глинистыми сланцами (уплощенные и изометричные угловатые глыбы размером от 3 до 20 см в наибольшем измерении); большим количеством поднятых в районе станции К 84 глыб (до 0,3—0,4 м) черных тонкоплитчатых аргиллитов с растительными остатками; в) зеленовато-серыми слабо литифицированными (комковатыми, некрепкими) глыбами (до 10—12 см в диаметре) туфоаргиллитов, туфоалевролитов и туфопесчаников. Эффузивные породы включают зеленые и зеленовато-серые порфиры, светлоокрашенные риодациты и их туфы, сиреневато-сургучные, коричневые, серые андезито-базальты, андезиты и их туфы, черные и темно-серые базальты и долериты. Химический состав этих пород приведен в табл. 3. Интрузивные породы (многочисленные глыбы угловатой формы до 25—30 см в поперечнике) представлены светло-серыми и серыми массивными

Химический состав эффузивных пород банки Кашеварова, %

Окислы	Андезито-базальт		Андезит				Дацит
	82/11*	83/17	94/7	82/4	83/15а	98/24	83/15
SiO ₂	56,99	53,11	61,13	61,77	63,56	62,88	66,41
TiO ₂	0,90	1,08	1,01	0,70	0,66	0,62	0,44
Al ₂ O ₃	16,77	16,70	14,26	15,69	17,38	15,95	14,70
Fe ₂ O ₃	3,91	4,22	3,98	2,68	2,60	4,36	1,94
FeO	3,60	4,23	3,54	3,39	1,95	2,04	1,89
MnO	0,10	0,17	0,17	0,15	0,13	0,15	0,08
MgO	2,04	5,37	3,15	2,71	1,12	2,48	2,27
CaO	7,01	9,67	4,38	6,26	2,86	3,98	2,47
Na ₂ O	3,91	4,01	3,96	4,00	4,25	4,22	4,81
K ₂ O	1,42	0,44	2,11	1,11	2,48	2,88	1,57
P ₂ O ₅	0,33	0,16	0,24	0,18	0,28	0,17	0,17
П. л. п.	3,05	1,11	2,27	1,38	2,72	1,75	3,44
H ₂ O	<0,3	<0,16	<0,0	<0,0	0,24	—	<0,24
SiO	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
S	0,03	0,04	0,09	0,15	0,10	0,14	0,11
Сумма	100,38	100,5	100,32	100,2	100,36	101,65	100,57

* Номер образца.

Таблица 3

Риодацит				Метаандезит		Метадацит
84/11	98/25	94/8	98/21	98/18	98/19	84/7
69,63	69,54	69,77	69,20	59,25	60,94	66,46
0,33	0,35	0,42	0,40	1,03	0,58	0,46
13,82	15,00	15,07	15,19	15,36	15,74	14,78
2,49	2,05	2,19	3,50	3,94	2,56	1,50
0,72	0,95	1,75	0,49	3,45	4,02	2,47
0,13	0,10	0,16	0,13	0,27	0,16	0,11
1,55	1,27	1,06	1,04	3,04	3,28	1,55
2,31	3,29	3,14	2,33	5,66	5,11	3,66
3,71	2,73	2,80	4,11	4,92	3,20	3,90
3,74	1,98	3,17	3,46	0,58	2,27	2,72
0,07	0,03	0,04	0,08	0,17	0,23	0,13
1,57	1,57	1,35	1,35	2,28	2,03	1,60
<0,32	<0,24	—	—	<0,0	<0,0	<0,12
0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
0,12	0,32	0,14	0,13	0,38	0,10	0,16
100,54	99,45	101,09	101,44	100,36	100,25	99,65

ми биотит-амфиболовыми порфирированными кварцевыми диоритами и гранодиоритами, в основном гранитами, а также гранит-порфирами, габбро, спессартитами и другими жильными породами.

На западном и северо-западном склонах банки (станции К 94 и К 95) изучено около 100 кг каменного материала — валунов, гальки и обломков пород, которые по составу близки породам описанных станций, но отличаются более мелкими размерами (до 10—15 см в поперечнике). Осадочные породы представлены песчаниками, алевролитами, аргиллитами; эффузивные — андезитами, риодацитами, фельзитами, литокристаллокластическими туфами кислого и среднего составов. Кроме того широко распространены светло-серые, массивные биотит-роговообманковые гранодиориты, менее — граниты и диоритовые порфиры. В виде мелких глыб присутствуют мелкочешуйчатые тонкослоистые гнейсы.

В восточной части банки наибольшее количество каменного материала было поднято на станциях К 96 и К 97 (до 300 кг на каждой); форма обломков от резко угловатой до полуокатанной, размер до 10—15 см в диаметре. Доминируют по частоте встречаемости умеренно литифицированные осадочные и различные эффузивные породы. Осадочные породы представлены глинистыми, кремнисто-глинистыми и слюдисто-глинистыми сланцами, аргиллитами, алевролитами, туфо-алевролитами и песчаниками. Среди эффузивных пород преобладают андезиты, плагиоандезиты и их туфы, умеренно развиты риодациты, риолиты и их туфы, изредка встречаются глыбы свежих оливковых базальтов и андезито-базальтов (пироксеновых и др.) Большую часть интрузивных пород составляют светло-серые, серые и розоватые граниты и адамеллиты, реже встречаются гранодиориты; жильные породы представлены долеритами, аплитовидными гранитами, лампрофирами и гранит-порфирами.

В районе банки Ионы (станции К 87—К 92) общее количество добытого каменного материала достигает 900 кг (крупные угловатые глыбы и валуны размером до 0,5 м, галька, ще-

бень). В его составе участвуют в основном серые и светло-серые среднезернистые биотит-амфиболовые гранодиориты и кварцевые диориты, реже встречаются катаклазированные зеленовато-серые гранодиориты, биотитовые граниты, микродиориты и гранит-порфиры. Разнообразны осадочные породы — аргиллиты (многочисленные угловатые глыбы), полимиктовые и аркозовые песчаники, алевролиты и глинистые сланцы. В большом количестве обнаружены эффузивные породы среднего и кислого составов — андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты, риодациты, фельзиты и их туфы.

На юго-восточном склоне Охотского свода (станции К 103 и К 104) драгами подняты крупные угловатые глыбы (до 0,5 м в поперечнике) светло-зеленых яшм, а также глыбы (до 0,2 м) метаандезитов и альбитофиров.

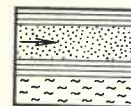
В районе банки Лебедя (станции К 107—К 110) добыты небольшие обломки (до 10—12 см в поперечнике) амфиболовых андезитов, плагиоандезитов, алевролитов и туффов.

Результаты проведенных работ позволяют сделать следующие выводы.

1. Близость составов валунно-галечного материала на различных станциях драгирования и поднятых здесь же крупных угловатых глыб и щебня указывает в основном на местное происхождение каменного материала и незначительный его перенос. На ряде станций, судя по режиму драгирования и характеру сколов глыб, каменный материал принадлежал несомненно коренным обнажениям.

2. Состав каменного материала различен: ведущая роль принадлежит магматическим (как интрузивным, преимущественно гранитоидным, так и эффузивным) и осадочным горным породам; метаморфические породы среди поднятого скального материала развиты в меньшей степени.

3. Признаки устойчивого совместного нахождения пород различного состава и намечаемая при этом дискретность распространения позволяют выделить определенные структурно-вещественные ассоциации горных пород и подойти к расшифровке строения сейсмоакустического фундамента подводных поднятий Охотского моря и освещению истории их формирования.



ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 556.3(597)

Л. Г. СОКОЛОВСКИЙ (ВСЕГИНГЕО),
ЧАН ХОНГ ФУ, ВО КОНГ НГИЕП (Главное геол. упр. СРВ)

Подземные воды Социалистической Республики Вьетнам

Территория Социалистической Республики Вьетнам отличается значительным разнообразием гидрогеологических условий. В ее границах находится несколько геолого-структурных зон (в основном их восточные окончания), характеризующихся разным временем формирования, направленностью, частотой и скоростью вертикальных движений земной коры. Особенности вещественного состава водовмещающих пород, степень их литификации и нарушенности, а в горных районах — дренированности определяют в разных геолого-структурных зонах типы скоплений подземных вод или их сочетаний, условия аккумуляции, движения и разгрузки подземных вод, гидрогеохимическую и гидрогеотермическую зональность.

Большое влияние на гидрогеологические условия оказывают также следующие факторы: высокое количество атмосферных осадков, относительно высокая среднегодовая температура воздуха и его влажность (80—100 %), наличие на большей части территории двух сезонов (дождливого и сухого), густая гидросеть, внедрение морских вод на больших площадях в прибрежных районах.

Количественная характеристика некоторых из этих факторов приводится в табл. 1.

Отмеченные факторы определяют большое количество влаги, идущей на инфильтрацию, высокую температуру нейтрального слоя, заметно увеличивающуюся с севера на юг, резкое изменение глубины залегания уровня грунтовых вод, дебитов источников и скважин в дождливый и сухой сезон, наличие солоноватых и соленых вод на больших площадях в прибрежных районах, интенсивный водообмен в неглубоко залегающих толщах горных пород.

Резкая смена гидрогеологических условий происходит на границах геоло-

лого-структурных зон, по региональным разломам, которые в большинстве своем являются крупными аккумуляторами подземных вод, в том числе и термоминеральных.

С севера на юг на территории СРВ (рисунок) прослеживаются следующие наиболее крупные геолого-структурные зоны (Нгуен Суан Бао, 1978 г.).

1. Эпиplatformенная область, подвергшаяся горообразовательным процессам в неоген-четвертичное время. На юго-востоке ограничена узкой полосой каледонид Катазия. Представлена системой горных хребтов высотой от 800 до 2000 м, сложенных изверженными и метаморфизованными осадочными породами палеозойского и мезозойского возраста и осадочными породами кайнозоя.

2. Грабен р. Красной и Ханойская впадина, сформировавшиеся в неоген-четвертичное время. Выполнены толщей пород неоген-четвертичного возраста мощностью 1000—4500 м. Узкая речная долина, плоская, местами слабо всхолмленная равнина.

3. Параскладчатая зона мезозойского северо-западного Бакбо. Система узких протяженных плосковершинных хребтов высотой 1800—3000 м и узких

Таблица 1

Характеристика некоторых метеорологических показателей

Пункт наблюдений	Среднегодовая температура, °С	Количество атмосферных осадков, мм/год	Испарение, мм/год
Лангшон	21,4	—	—
Ханой	23,4	1678	776
Винь	23,9	—	—
Хюэ	25,1	2820	638
Куиньен	26,4	—	—
Хошимин	26,9	1979	1061

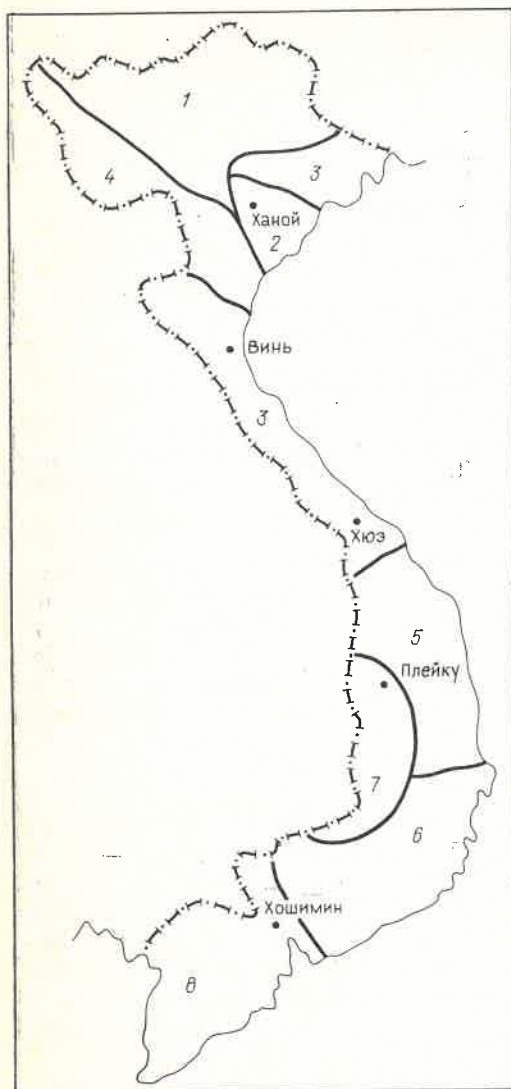


Схема распространения геолого-структурных зон на территории СРВ

1 — эпиплатформенная область; 2 — грабен р. Красная и Ханойская впадина; 3 — зона каледонид; 4 — параскладчатая зона мезозонд; 5 — восточная часть Индосинийского срединного массива; 6 — зона мезозонд Далат; 7 — система прогибов Срепок; 8 — Меконгская впадина

вытянутых межгорных долин северо-западного простирания. Распространены изверженные и сильно метаморфизованные осадочные породы палеозойского и мезозойского возрастов.

4. Зона каледонид. Небольшие невысокие хребты (800—1000 м), сложенные преимущественно сильно метаморфизованными осадочными породами нижнего и среднего палеозоя.

5. Контумский срединный массив (восточная часть Индосинийского массива). Сложен изверженными, мета-

морфическими и сильно метаморфизованными породами архейского, протерозойского и палеозойского возраста. Низкогорье, местами среднегорье.

6. Зона мезозонд Далат. Крупные протяженные горные хребты высотой 1200—2400 м, сложенные слабо метаморфизованными осадочными породами, а также плотными интрузивными и эффузивными породами мезозойско-кайнозойского возраста.

7. Система прогибов Срепок западной части Среднего Вьетнама, разделенных антиклиналями (низко-среднегорными хребтами, сложенными гранитоидами). Прогибы выполнены базальтами неоген-нижнечетвертичного и плейстоценового возраста. Равнина плоская, слабо и сильно всхолмленная.

9. Меконгская впадина, заложенная в палеогеновое время. Выполнена толщей осадочных морских и континентальных пород неоген-четвертичного возраста мощностью от 100—200 до 1500—2000 м. Плоская равнина, на северной окраине слабовсхолмленная.

На современном этапе изученности территории страны по гидрогеологическим условиям могут быть выделены следующие области: равнинные (Ханойская, Меконгская, Приморские), горные и плато.

Геологический разрез и гидрогеологические условия равнин изучены на разную глубину. В восточной части Ханойской равнины имеются гидрогеологически опробованные скважины глубиной до 3500 м. В Меконгской равнине сведения о подземных водах известны не глубже 500 м. В Приморских равнинах глубина гидрогеологических скважин не превышает 150 м.

В Ханойской равнине (равнина Бакбо) основными являются водоносные комплексы голоценовых, плейстоценовых и неогеновых отложений. Первый распространен на территории всей равнины, его мощность изменяется от 20—30 м на окраинах до 200 м в ее центральной части. Глубина залегания уровня подземных вод не превышает 3 м, в основном менее 1 м. Дебиты скважин изменяются от 0,1—0,5 до 10—20 л/с. Минерализация подземных вод колеблется в интервале 0,2—0,6 г/л. Тип химического состава гидрокарбонатный натриевый и

гидрокарбонатный кальциевый. Вблизи морского побережья минерализация вод возрастает до 1—2 г/л и даже до 10—13 г/л. Состав вод становится хлоридным натриевым. Для грунтовых вод характерно повышенное содержание железа: от следов до 30—40 мг/л, в отдельных случаях 160 мг/л. Граница между пресными и солеными водами еще недостаточно изучена.

Водоносный комплекс плейстоценовых отложений обнажается на небольших площадях в северной, северо-восточной, южной, юго-восточной окраинах области. Он залегает под верхне-четвертичными отложениями на глубинах от 20 до 80 м. Мощность изменяется в интервале 10—100 м. Представлен гальками, гравием, песками, глинистыми алевритами. Минерализация подземных вод колеблется в интервале 0,1—0,5 г/л. Тип химического состава гидрокарбонатный кальциевонатриевый, хлоридно-гидрокарбонатный, кальциевонатриевый, хлоридный натриевый. Подстигается водоупорной толщей нижнечетвертичных глин мощностью 60—100 м.

Мощность водоносного комплекса неогеновых отложений изменяется в широком интервале: от десятков метров на окраине равнины до 3000—5000 м в ее восточной части. По сравнению с четвертичными неогеновые отложения менее водообильны — дебиты скважин не превышают 1—2 л/с. В местах, где мощность комплекса ограничена, распространены пресные (0,6—0,8 г/л), гидрокарбонатные натриевые воды. На площадях резкого увеличения мощности водоносного комплекса на глубинах свыше 800—1000 м минерализация подземных вод 10—20 г/л. Тип химического состава хлоридный натриевый ($rNa:rCl$ от 0,96 до 1,12). Отмечается присутствие иода (9—10 мг/л) и брома (11—60 мг/л). Вблизи морского побережья даже на относительно небольших глубинах распространены соленоватые и соленые воды, не пригодные для питья.

Под толщей пород неогенового возраста скважинами вскрываются метаморфизованные палеозойские породы, интенсивно трещиноватые в зонах разломов и массивные вне их. Мощность зон трещиноватости определяется метрами — первыми десятками метров.

Гидрогеологические условия этих зон практически не изучены.

Для восточной окраины равнины характерна относительно повышенная прогреваемость недр. По недостаточно достоверным материалам, несколькими скважинами вскрываются перегретые воды (на глубине 2000 м — 105 °С, на глубине 3500 м — 155 °С). С учетом высокой температуры в нейтральном слое этого района (25 °С) геотермический градиент приближенно оценивается в 40 °С/км. Западнее значение градиента несколько уменьшается.

В северо-восточной части области, в районе курорта Камфа, вблизи морского побережья известен бромный (25 мг/л), соленоватый (9,5 г/л), слаботермальный (43 °С) источник. Состав воды хлоридный натриевый. Вблизи источника в закарстованных известняках карбон-пермского возраста скважинами на глубине от 150 до 400 м вскрыты хлоридные натриевые воды с минерализацией 10—12 г/л. Содержание брома 24—26 мг/л. Температура в отмеченном интервале глубин изменяется от 43 до 53 °С; статические уровни от —6 до —10 м. Проявления минеральных вод приурочены к участкам пересечения регионального разлома оперяющими его мелкими разломами северо-восточного и восточного простираний.

В разрезе Ханойской равнины скважинами последовательно вскрываются следующие типы минеральных вод: холодные и слаботермальные без «специфических» компонентов; бромные слаботермальные, термальные и высокотермальные.

В Меконгской равнине (равнина Намбо) распространены водоносные комплексы: нерасчлененных четвертичных, голоценовых, плейстоценовых, плиоцен-нижнечетвертичных и миоценовых отложений.

Первый комплекс развит вблизи границ равнины, где обнажаются интрузивные породы мезозойского возраста и метаморфизованные осадочные палеозойского возраста. Комплекс сложен элювиально-делювиально-аллювиальными породами (валунами, галькой, песками). При относительно небольшой площади распространения он содержит воды хорошего качества с минерализацией 0,1—

0,3 г/л. Тип химического состава гидрокарбонатный натриевый. Используется для водоснабжения мелких населенных пунктов.

Водоносный комплекс голоценовых отложений сложен с поверхности суглинками, которые ниже по разрезу сменяются чередующимися слоями песков и глин; на больших заболоченных территориях не имеет практического значения в связи с повышенной минерализацией и низким качеством вод (кислые, с высоким содержанием железа и алюминия). Важное значение для водоснабжения имеют голоценовые песчаные дюны, вытянутые вдоль морского побережья на десятки километров при ширине в несколько километров. Мощность песков изменяется от первых метров до десятков метров. Глубина залегания уровня подземных вод 2,0—2,5 м. Для них характерно повышение минерализации в сухой сезон до 1—3 г/л. Тип химического состава хлоридный натриевый. В сезон дождей минерализация обычно менее 1 г/л.

Широко используются и перспективны для расширения и улучшения водоснабжения три остальные водоносные комплекса. Они сложены в основном песками разной зернистости, чередующимися с маломощными пластами глин, и разделяются пластами глини мощностью от метра до десятков метров.

Комплекс плейстоценовых отложений имеет мощность от 25 до 130 м. Воды напорные и субнапорные. Их минерализация колеблется от 0,1 до 0,3 г/л. Тип химического состава гидрокарбонатный натриевый. Дебиты скважин изменяются от 0,3—0,5 до 3—5 л/с. Вблизи морского побережья в понижениях рельефа распространены солоноватые воды с минерализацией 3—5 г/л в полосе шириной от десятков метров до 10—15 км.

Комплекс плиоцен-нижнечетвертичных отложений является основным объектом поисково-разведочных работ для целей водоснабжения. Залегает он на глубине от 20 до 150 м. Его мощность изменяется в интервале 50—150 м. В центральной части равнины мощность комплекса увеличивается, достигая 500 м. Вблизи северной и юго-западной границ этой территории

распространены гидрокарбонатные натриевые воды с минерализацией 0,1—0,2 г/л. По направлению к центральной части равнины минерализация возрастает до 0,5—0,9 г/л. Тип химического состава здесь гидрокарбонатно-хлоридный натриевый. Часты случаи свободного излия вод. Дебиты скважин достигают 3—10 л/с.

В устье р. Меконг между северным и южным рукавами в полосе шириной 30—50 км распространены солоноватые и соленые воды хлоридного натриевого состава. Минерализация их возрастает по мере приближения к морскому побережью.

Менее изучен водоносный комплекс миоценовых отложений. Для него характерны в общем близкие гидрогеологические условия. Однако площадь распространения солоноватых и соленых вод значительно больше. Они проникают в глубь побережья на 60—75 км.

Неоген-четвертичная толща подстилается метаморфизованными плотными породами палеозойского возраста, в меньшей степени мезозойскими и палеогеновыми. Палеозойские породы трещиноваты только в зонах разломов. Условия водоносности зон трещиноватости не изучены. Донеогеновый фундамент вскрывается на окраине равнины на глубине 200—300 м, в центральной ее части — 800—1000 м, в устье р. Меконг 3500 м. Воды неогеновых отложений имеют температуру 32—40 °С и могут быть отнесены к группе минеральных слабо термальных с нерезко выраженными «специфическими» свойствами. На изученных площадях геотермический градиент приближенно оценивается в 27—29 °С/км.

Приморские равнины не имеют сплошного распространения вдоль морского побережья Цунгбо. Во многих районах они отсутствуют и море соседствует со скальными выходами изверженных и метаморфизованных пород мезозойского и палеозойского возраста. Однако на значительных территориях ширина приморских равнин достигает 30—40 км, особенно в низовьях средних рек. Наибольший интерес для водоснабжения представляют водоносные комплексы четвертичных и неогеновых отложений, час-

то нерасчлененный неоген-четвертичный. Мощность толщи неоген-четвертичных пород 150—350 м. Глубина залегания уровня грунтовых вод у основания горных склонов 3—5 м, у берега моря до 0,5 м.

Минерализация подземных вод в этом же направлении изменяется от 0,1—0,2 до 0,8—1,0 г/л. В понижениях рельефа вблизи моря встречаются солоноватые воды с минерализацией 5—7 г/л, хлоридные натриевые. Известны случаи распространения пресных вод в 40—50 м от берега моря на глубине 4—5 м (г. Куинён). С увеличением минерализации тип химического состава последовательно изменяется от гидрокарбонатного натриевого, гидрокарбонатно-хлоридного натриевого до хлоридного натриевого. Значение коэффициента фильтрации наибольшее вблизи предгорий (10—20 м/сут), вблизи побережья от 1 до 3 м/сут, редко 10 м/сут.

Высокой водообильностью отличаются породы, подстилающие неоген-четвертичную толщу. В районе г. Хюэ в нескольких километрах от берега моря на глубине 100 м под неоген-четвертичными отложениями двумя скважинами вскрыты закарстованные трещиноватые карбонатные породы палеозойского возраста. Дебиты скважин 8 и 11 л/с. Минерализация подземных вод 0,13 г/л.

На территории приморских равнин открыто месторождение термальных (51 °С) сероводородных (H₂S до 150 мг/л) вод. Воды вскрыты двумя скважинами в 8 и 15 км от г. Хюэ на глубине около 120 м. Дебит каждой из них 80 л/с, минерализация 2 г/л.

В горных областях скопления подземных вод приурочены к зонам приразломной и экзогенной трещиноватости, а также к зонам карста. Зоны приразломной трещиноватости имеют протяженность километры — десятки километров; приурочены, как правило, к долинам рек и часто гидравлически связаны с водоносными горизонтами аллювиальных, делювиальных и элювиальных отложений. Дебиты источников, приуроченных к этим зонам, большей частью изменяются от 1 до 10 л/с. Мощность водоносных зон 50—100 м, возможно ее увеличение до 200—300 м на участках пере-

чения региональных зон разломов. Не исключено наличие скоплений подземных вод и в более глубоко залегающих зонах эндогенной трещиноватости, образованной в результате новейших тектонических движений.

Мощность зон экзогенной трещиноватости колеблется от первых метров до 10—20 м. С ними связаны небольшие скопления подземных вод. Дебиты источников не превышают 0,1 л/с. В сухой сезон они пересыхают. Их водосборная площадь не превышает первых квадратных километров — тысяч квадратных метров.

Наиболее водообильны карстовые зоны в горных районах Северного и Центрального Вьетнама. Они также контролируются зонами региональных разломов. Мощность карстовых зон не превышает 100—150 м. Дебиты источников 20—50 л/с.

В горных районах наблюдается довольно четкая вертикальная гидрогеотермическая и гидрохимическая зональность (табл. 2).

Самая низкая температура источника 13 °С зарегистрирована на высоте 1000 м при температуре воздуха 15 °С, в то же время на высоте 700 м эти величины соответственно составляли 18 и 19 °С.

Места выходов источников находятся в долинах рек на участках впадения в них притоков. Выходы подземных вод приурочены к днищам долин и основаниям горных склонов.

Во всех горных районах, исключая часть эпиплатформенной области (прогибы Шонгхем и Анчау), имеются многочисленные проявления термоминеральных вод. Преобладают пресные (0,3—0,5 г/л) углекислые, кремнистые, кремнисто-углекислые гидрокар-

Таблица 2
Преобладающие температура и минерализация источников в горных районах (сухой сезон)

Интервал высоты, м	Температура, °С	Минерализация, мг/л
1000—800	19—21	60—80
800—600	24—29	80—100
600—100	29—32	100—130

бонатно-натриевые воды, встречаются соленоватые (5—6 г/л) хлоридные натриевые, а также воды без резко выраженных «специфических» свойств. Температура минеральных источников изменяется в интервале 50—70 °С, в меньшей степени 70—100 °С, еще реже 30—50 °С.

В границах отмеченных геологоструктурных зон тектонические структуры более низкого порядка (антиклинории, синклинории) отличаются типами минеральных вод или их сочетаниями, числом минеральных источников и частотой встречаемости. Минеральные источники встречаются в основном в местах пересечения региональных разломов северо-западного простирания и более коротких северо-восточного и северного простирания. В Центральном Вьетнаме отмечаются также региональные разломы северо-восточного, северного и восточного направлений; мелкие разломы пересекают их под прямыми и острыми углами. Известны групповые проявления минеральных источников, вытянутые на несколько километров, и одиночные, соседствующие с обычными источниками.

Области плато отличаются наиболее сложными гидрогеологическими условиями. Мощность базальтов 250—350 м в местах их излияний и 10—15 м на окраинах лавовых потоков. На базальтах развита кора выветривания мощностью 10—15 м. Базальты сформировались в неоген-нижнечетвертичное и плейстоценовое время; подстилаются они большей частью юрскими породами, в меньшей степени — озерными осадками неогена, изверженными породами мезозойского и палеозойского возраста и их корами выветривания.

Скопления подземных вод известны в покровных глинистых образованиях, на контактах разновозрастных лав и разных по времени излияний одной фазы в зонах повышенной трещиноватости в долинах рек и озерных котловинах. На возвышенных участках базальты обычно слабодообильны. В то же время существуют высоководообильные пласты трещиноватых и кавернозных базальтов, которые разделяются и гидравлически изолируются пластами плотных базальтов. Это

подтверждается результатами бурения скважины в 65 км юго-западнее г. Бонматхуот, вскрывшей минеральные воды на глубине 180—185 м. Притоки напорной воды получены из пластов трещиноватых и кавернозных базальтов в интервалах 130—133 и 154—156 м. Статические уровни устанавливались на отметках +1, +1,5 и +2 м. При этом заметно отличались дебиты скважин и содержание углекислоты в воде.

В покровных глинистых образованиях на возвышенных участках подземные воды обычно залегают на глубине 8—9 м. В сухой сезон уровень грунтовых вод понижается на 2—3 м. Некоторые колодцы пересыхают. Скопления подземных вод здесь обычно находятся в прослоях гальки базальтов и глинистых окатышей, ниже которых залегают плотные глины и базальты. Водоотбор не превышает 1,5—2 м³/сут. В понижениях уровень грунтовых вод залегает не глубже 0,5—1 м.

Подземные воды базальтов напорные. Дебиты скважин изменяются от 0,1—0,5 до 10—15 л/с. В ряде случаев одновременно эксплуатируются водоносный комплекс базальтов и водоносная зона трещиноватости пород юрского возраста, а также водоносные горизонты кор выветривания гранитов или неогеновых озерных отложений.

В толще базальтов установлено присутствие минеральных вод. Минерализация гидрокарбонатных натриевых вод 6 г/л. Содержание свободной углекислоты 700 мг/л. Температура воды 30 °С. Первоначальный дебит в скважине 25 л/с. Проявление минеральных вод в базальтах установлено в районе г. Плейку на глубине 300 м. Воды без «специфических» компонентов с минерализацией 1,1—1,96 г/л, слаботермальные (30 °С).

Закономерности движения подземных вод в равнинных областях в настоящее время могут быть обоснованы лишь неполными сведениями о положении уровней грунтовых и напорных вод и гидрохимической зональности. В крайней восточной части Намбо для этой цели можно использовать ограниченное число определений радиоуглерода. В горных районах о направлении движения подземных вод можно судить только на основании

общих гидрогеологических предпосылок и гидрохимической зональности.

В Ханойской равнине основное направление движения грунтовых и субнапорных вод юго-восточное, совпадающее с направлением течения р. Красной. Дополнительные потоки формируются со стороны горных хребтов, ограничивающих равнину с севера и юга. Кроме того питание грунтовых вод осуществляется на площади распространения водоносных комплексов четвертичных отложений в благоприятных формах рельефа за счет аккумуляции поливных вод и атмосферных осадков. В общем аналогичны условия движения субнапорных вод четвертичных и неогеновых отложений, а также напорных вод отложений неогена при глубине их залегания менее 600—800 м. В более глубоких горизонтах (свыше 1000—1500 м) характер движения подземных вод обуславливается наличием многочисленных тектонических блоков, зачастую гидравлически изолированных или имеющих довольно сложную гидравлическую связь. Гидродинамический тип режима — элизионный.

В Меконгской равнине обосновать закономерности движения подземных вод можно в северной, северо-западной и юго-западной частях, отличающихся расчлененностью рельефа. На окраинах равнины движение грунтовых вод направлено к ее центральной части. Наиболее активно аккумуляция атмосферных осадков происходит вблизи участков, где обнажаются метаморфизованные осадочные породы палеозойского и изверженные породы мезозойского возраста. Разгрузка грунтовых и субнапорных вод осуществляется в долинах рек Донгнай, Вамкодонг и их притоков. На левобережье нижнего течения р. Донгнай на площади 200—250 км² грунтовые воды приурочены к неогеновым отложениям, слагающим холмовидные гряды. У их подножья имеются источники, образующие многоводные ручьи и реки.

Вблизи юго-западной окраины равнины формируется только локальный поток грунтовых вод. Основное направление их движения, по-видимому, совпадает с направлением течения р. Меконг. Скорость движения весьма ограничена. Режим грунтовых вод за-

висит от приливно-отливных течений р. Меконг, которые проявляются до 70 км выше устья. Воздействие моря выражается в создании подпора и повышении минерализации вод, вследствие чего происходит заболачивание крупных территорий.

В общем условия движения подземных вод аналогичны для водоносных комплексов плейстоценовых, плиоцен-нижнечетвертичных и миоценовых отложений. Отличие состоит в последовательном увеличении по мере возрастания глубины залегания водоносных комплексов влияния морских вод в долине р. Меконг. Не исключено, что это происходило и в прошлом. Судя по имеющимся определениям радиоуглерода, изотопный возраст вод плиоцен-нижнечетвертичных отложений в приморской полосе шириной 20—40 км устанавливается в интервале 25—29 тыс. лет. При этом его значение возрастает по мере приближения к морю.

На территории приморских равнин основной поток грунтовых вод движется от предгорий, где происходит его формирование, к берегу моря, где открыто или субаквально осуществляется его разгрузка. Обычно заметно влияние подруслового потока больших и средних рек. Руслу рек являются или участками питания грунтовых вод в местах их глубокого залегания, или участками разгрузки там, где долины образуют эрозионные врезы. Дополнительное питание грунтовых вод происходит на площадях распространения дюн и поливного земледелия.

В горных областях на площади распространения изверженных метаморфических и метаморфизованных осадочных пород в зонах приразломной трещиноватости подземные воды движутся в направлении понижения рельефа. Более мелкие разломы, оперяющие или секущие водоносные зоны приразломной трещиноватости, большей частью играют роль барража, иногда одновременно барражаи дополнительного питающего канала, иногда только последнего. Поэтому места пересечения этих зон могут быть участками конечной открытой или скрытой (в делювиально-аллювиальные отложения или субаквально) разгрузки, частичной разгрузки под-

земных вод или их дополнительного питания. Вследствие этого в долинах ниже таких участков или формируются новые потоки подземных вод, или они значительно увеличиваются.

На площади распространения карбонатных пород крупные потоки подземных вод приурочены к карстовым зонам, контролируемым разломами. Каждый поток отделяется границами горного хребта, т. е. его протяженность не превышает нескольких километров, редко — первого десятка километров.

На базальтовых плато условия движения подземных вод отличаются большим разнообразием. Грунтовые воды коры выветривания формируются за счет инфильтрации атмосферных осадков и движутся к понижениям рельефа, питая озера и болота, а также разгружаясь путем транспирации растений. Возможно, кора выветривания базальтов проницаема и играет роль аккумулятора влаги. После окончания сезона дождей еще в течение двух месяцев продолжает возрастать уровень подземных вод базальтовой толщи и увеличиваются дебиты приуроченных к ней источников. Наиболее активно аккумуляция инфильтрационных вод происходит на участках повышенной трещиноватости и распространения кавернозных базальтов. Вследствие этого крупные потоки подземных вод формируются вдоль долин рек, где породы сильно трещиноваты, а более мелкие — по пластам кавернозных и трещиноватых базальтов. Вероятно, существует система артезианских бассейнов, соответствующих тектоническим структурам низкого порядка и погребенных под базальтами. Влияние сопредельных горных районов на гидрогеологические условия базальтовых толщ сомнительно. Избыточные напоры отмеченной выше минеральной скважины, по-видимому, обусловлены очаговым внедрением глубинной углекислоты в пласт, имеющий надежный верхний водоупор.

Воды подстилающих пород питаются за счет латеральных потоков со стороны горных хребтов, а также нисходящей разгрузки вод базальтовых отложений в зонах повышенной трещиноватости и гидрогеологических «окнах» — местах отсутствия в разре-

зе плотных базальтов. Области питания находятся неподалеку, что подтверждается преобладанием низких значений статических уровней.

На современном этапе гидрогеологической изученности территории страны трудно оценить условия формирования подземных вод. Достоверно установлены только следующие факты.

1. В горных районах, отличающихся расчлененным рельефом и неравномерной трещиноватостью пород, в условиях весьма интенсивного водообмена формируются, как правило, маломинерализованные подземные воды гидрокарбонатного натриевого и гидрокарбонатного кальциевого состава.

2. В прибрежных районах в результате смешения пресных грунтовых вод с морскими формируются солоноватые и соленые воды. По мере возрастания минерализации тип химического состава изменяется в такой последовательности: гидрокарбонатный натриевый — хлоридно-гидрокарбонатный натриевый — гидрокарбонатно-хлоридный натриевый — хлоридный натриевый.

3. В крупных равнинах (Бакбо, Намбо) по мере приближения к морю с возрастанием минерализации химический состав изменяется в той же последовательности, только более плавно.

4. На базальтовых плато преимущественно распространены гидрокарбонатные натриевые и хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды, отличающиеся повышенным содержанием магния.

5. В местах гидрогеотермических аномалий преобладают гидрокарбонатные натриевые и хлоридные натриевые воды различной минерализации. В их составе в повышенных концентрациях присутствуют кремнекислота и углекислота.

6. Отмечается увеличение минерализации термоминеральных вод по мере возрастания их температур. Такая закономерность установлена в источниках Тханьтан (40 °С, 342 мг/л), Тхатъ-бик (64 °С, 417 мг/л), Фуктхо (70 °С, 358 мг/л), Нгиатханг (76 °С, 518 мг/л), Хойван (84 °С, 526 мг/л). Однако наиболее минерализованные воды Шуойнге и Боунматхуот (соответственно 5 и

6 г/л) отличаются низкими температурами (29 и 32,5 °С).

7. Очевидна локальность проявления термоминеральных и минеральных холодных и слаботермальных вод. Первые, по-видимому, приурочены к тепловым куполам, вторые — к очаговым внедрениям глубинной углекислоты. В обоих случаях имеет место приуроченность к участкам пересечения двух или нескольких разломов.

8. В границах параскладчатой зоны на территории, расположенной между реками Красная и Да, на большой площади распространены сульфатные воды.

В заключение можно сделать следующие выводы.

Территория Социалистической Республики Вьетнам отличается широким разнообразием и сложностью гидрогеологических условий. Наибольший интерес для хозяйственно-питьевого водоснабжения представляют водоносные комплексы четвертичных аллювиальных речных и морских отложений (речные и приморские равнины), плейстоценовых, плиоцен-нижне-четвертичных и миоценовых отложений (Ханойская и Меконгская равнины), неоген-нижнечетвертичных и плейстоценовых базальтов, водоносный горизонт неогеновых озерных отложений, водоносные зоны трещиноватости мезозойских изверженных пород и юрских осадочных пород (плато), а также карбонатные закарстованные и трещиноватые породы палеозойского и мезозойского возраста в горных об-

ластях и приморских равнинах (под неоген-четвертичными отложениями).

Большое значение имеет изучение режима подземных вод, оценка их ресурсов и факторов, приводящих к образованию кислых вод. Актуально также исследование влияния морских вод, в том числе и при интенсификации водоотбора в приморских равнинах, выбор оптимальных вариантов использования ресурсов пресных вод.

Территория СРВ исключительно богата термоминеральными водами, которые уже нашли широкое применение в бальнеологии. Высоки перспективы их использования в теплотехнических целях, в промышленности, коммунальном и сельском хозяйстве.

Обобщение гидрогеологических материалов стало возможным в результате завершения в 1983 г. работ по составлению гидрогеологической карты страны масштаба 1:500 000. Дальнейшее региональное изучение происходит путем планомерного проведения гидрогеологической съемки масштаба 1:200 000 и 1:50 000 на территориях крупных городских агломераций (Ханой, Хошимин) и площадях, перспективных для промышленно-гражданского строительства и сельскохозяйственного освоения. Проводится большой объем поисково-разведочных работ на пресные воды, а также разведка нескольких месторождений термоминеральных вод. Создается опорная наблюдательная сеть по изучению режимов подземных вод.



РЕЦЕНЗИИ

УДК 622(03)(049.3)

А. Н. ЕРЕМЕЕВ (ВИМС)

Первая универсальная энциклопедия горняка и разведчика недр

В памятные дни проведения в Москве XXVII сессии Международного геологического конгресса советские горняки и геологи получили прекрасный подарок — первый том пятитомной «Горной энциклопедии»* под редакцией проф. Е. А. Козловского.

* Горная энциклопедия, т. 1 (Ала-лава — Геосистема). М., Советская энциклопедия, 1984, 560 с. Тираж 56 500 экз.

Необходимость в такого рода издании ощущалась давно. По другим естественным наукам, например, по физике и химии, уже имеются энциклопедии или энциклопедические словари, вышедшие в разное время: «Физический энциклопедический словарь» в пяти томах (1960—1966 гг.) и однотомное издание (1983 г.), 5-томная «Краткая химическая энциклопедия» (1961—1967 гг.) и однотомный «Химический энциклопедический словарь»

(1983 г.). В то же время по столь важной отрасли, как горное дело, — одной из старейших и быстро прогрессирующих в своем развитии научно-технических дисциплин — в 1957—1960 гг. был выпущен энциклопедический справочник «Горное дело» в 11 томах (М., Углетехиздат. Гл. редактор акад. А. М. Терпигорев), имеющий преимущественно угольную специализацию (разработка месторождений, обогащение и геология угля). А «Справочник по горнорудному делу» в трех томах (М., Углетехиздат, 1960—1961 гг.) вообще не является энциклопедическим изданием.

Новая «Горная энциклопедия», как это видно по ее первому тому, выгодно отличается от вышеупомянутых и других ранее опубликованных словарей и справочников более широким охватом материала и по собственно горному делу, и по смежным областям, особенно по геологии и геологоразведочным работам. Подобного универсального энциклопедического издания по горной науке и технике в литературе еще не было.

Оригинальность задуманной «Горной энциклопедии» поставила коллектив ее инициаторов и создателей в сложные условия. Не имея возможности опереться на какие-либо аналоги, они были вынуждены вырабатывать принципиальные методологические основы всего издания, определять состав энциклопедии, т. е. границы ее компетенции, характер и объем помещаемой в ней информации, число терминов («черных слов»), содержание и структуру статей по различным тематическим разделам. Необходимо было также выработать единый стиль изложения, подготовив с этой целью типовые образцы статей разной тематической направленности, продумать подбор иллюстраций, позаботиться об их тщательном выполнении и полиграфическом воспроизведении. Для энциклопедии была создана система весьма информативных специальных карт; ко многим из них пришлось разработать новые условные обозначения с учетом профиля издания. Фотографирование минералов на цветные слайды производилось по новой методике; в большинстве случаев образцы снимались с увеличением, при помощи бинокулярного микроскопа.

Редакционная коллегия «Горной энциклопедии» поставила перед собой чрезвычайно широкую задачу — охватить не только различные — технические, технологические и методические аспекты горного дела, но и целый ряд смежных дисциплин, в первую очередь геологию, поиски и разведку месторождений полезных ископаемых, т. е. весь комплекс вопросов, связанных с обнаружением и промышленным освоением месторождений минерального сырья. Геологоразведочные работы тесно примыкают к горному делу не только в силу преемственности, но и потому, что используют целый ряд общих технических средств и технологических приемов (проведение горных выработок, бурение и т. д.). Неразрывно связаны с горным делом как звенья единой технологической цепочки и операции по переработке минерального сырья (от обогащения до гидрометаллургии).

Поэтому представляется вполне правомерным, что в «Горной энциклопедии» весьма значительное место отведено поискам и разведке

нефтяных, газовых, угольных, торфяных, рудных месторождений, а также их геологии (с описанием отдельных классических примеров), геологии россыпей, минералогии, петрографии, литологии, стратиграфии, геохимии, металлогении, гидрогеологии, инженерной геологии, мерзлотоведению и др., т. е. всем разделам геологических наук, имеющим непосредственное отношение к обнаружению, изучению, оценке и освоению месторождений полезных ископаемых. Значительное внимание уделено процессам обогащения руд.

При изложении геологических вопросов всюду, где это возможно, учитывается специфика «Горной энциклопедии». Так, характеристики месторождений включают информацию о способах и системах их разработки; описания рудных минералов сопровождаются сведениями о методах обогащения и дальнейшей переработки. Особый интерес представляют очерки по континентам, океанам, отдельным странам и союзным республикам СССР, составленные специально для «Горной энциклопедии» и применительно к ее задачам.

Основное содержание энциклопедии, естественно, посвящено проблемам горного дела: описываются методы и системы разработки месторождений и добычи полезных ископаемых, бурения, проведения горных выработок, строительства горных сооружений, буро-взрывные работы, геотехнологические методы добычи полезных ископаемых и т. д. Рассмотрены вопросы геологии морского дна и его минеральных ресурсов, морской горный промысел. Много места отведено теоретическим вопросам, научным основам горного дела, прикладным аспектам физики, механики, физической химии, таким как горная геомеханика, аэрология, теория взрывных процессов, горная электромеханика, геометроизация недр и т. п.

Следует особо отметить материал по истории горного дела, геологической и горной науки, прежде всего прекрасно выполненные персоналии. Краткие очерки о ведущих отечественных и зарубежных ученых-горняках и геологах, а также о виднейших горных инженерах, крупных деятелях и организаторах горной промышленности весьма интересны и содержательны, сопровождаются подчас редкими и малоизвестными портретами.

Специальные статьи посвящены научно-исследовательским институтам, высшим учебным заведениям горного и геологического профиля, а также научной и производственно-технической периодике по геологии, горному делу и смежным областям. Приводятся сведения о крупнейших отечественных и зарубежных горнодобывающих предприятиях — комбинатах, компаниях, фирмах, концернах.

Всего насчитывается свыше 50 тематических разделов и направлений, по которым группируется материал, изложенный в энциклопедии. В целом можно с уверенностью сказать, что «Горная энциклопедия» собрала в себя весьма обширную и многоплановую информацию, хорошо организованную и подчиненную единой четко поставленной цели.

Рецензируемый первый том «Горной энциклопедии» показывает, что широкая программа ее составления успешно претворена в жизнь. Содержание тома в полной мере отражает универсальность и исключительное тематиче-

ское разнообразие энциклопедии, что, в свою очередь, адекватно отражает всю сложность и разветвленность современного высокоразвитого горного и геологоразведочного производства, равно как и современное состояние горной и геологической науки, тысячами нитей связанных со многими смежными областями знаний.

Подавляющее большинство материалов написаны весьма квалифицированно. Но если статьи по горному и геологоразведочному делу, как правило, имеют значительный объем, позволяющий глубоко и всесторонне раскрыть тему, то о статьях общегеологического направления — по тектонике, стратиграфии, литологии, петрографии, минералогии, геохимии, металлогении — этого сказать нельзя. За редкими исключениями, они весьма кратки и по своему содержанию всецело подчинены запросам горного инженера. Это вовсе не значит, что подобные статьи носят поверхностный характер или что к ним предъявлялись пониженные требования. Отнюдь нет! Перед их авторами стояла очень трудная задача: в рамках крайне ограниченного по объему текста характеризовать наиболее существенные стороны рассматриваемых понятий, подчас достаточно сложных. Это требовало особой отточности, строгости и четкости формулировок. На такое же самоограничение были вынуждены идти — без ущерба для качества — и авторы статей, посвященных минералам и горным породам.

Горно-геологические описания отдельных месторождений выдержаны в едином ключе и, несмотря на свою краткость, весьма содержательны. Характеристики крупных рудных районов, угольных, нефтегазовых, артезианских и прочих бассейнов даны более развернуто. В еще большей мере это относится к очеркам, посвященным отдельным континентам, океанам, странам и союзным республикам нашей страны, которые составлены чрезвычайно детально.

В целом для геологов наибольший интерес будет представлять именно горная часть энциклопедии (конечно, наряду со «страноведческими» очерками), тогда как для горняков — сведения из области геолого-минералогических наук.

Вместе с тем, выход «Горной энциклопедии» особенно наглядно показывает необходимость подготовки специализированной «Геологической энциклопедии». Совершенно очевидно, насколько по другому в ней должны быть представлены акценты и под принципиально иным углом зрения надлежит формировать ее содержание и тематику. Ведь в «Горной энциклопедии» геологических (в широком смысле) терминов даже меньше, чем в «Геологическом словаре» (М., «Недра», 1973 г. и 1978 г.), а их характеристика в обоих случаях примерно одинакова и для «Геологической энциклопедии» явно недостаточна.

Успеху в работе над «Горной энциклопедией» содействовало большое внимание со стороны редакции к подбору авторского коллектива и авторитетных редакторов-консультантов по отдельным тематическим направлениям. Статьи, как правило, заказывались специалистам по соответствующим конкретным вопросам. Такой принцип подбора авторов следует признать единственно верным, и в тех случаях, когда он выдерживался, полностью себя оп-

равдал. К сожалению, хотя и редко, но редакция отступала от этого принципа.

Примером такого отступления может служить статья «Анализ полезных ископаемых», принадлежащая видному специалисту в области обогащения полезных ископаемых Л. А. Барскому, не имеющему, однако, близкого касательства к теме статьи — анализу минерального сырья. Уже само название этой статьи неудачно; более принято и более адекватно выражение «Анализ минерального сырья». В статье фактически просто перечислены самые различные по своей значимости и области применения аналитические, литологические и минералогические лабораторные методы, тогда как роль и место отдельных методов в общем комплексе лабораторных исследований минерального сырья не показаны, а вопросы комплексирования аналитических методов, контроля качества анализов и т. д. вообще даже не затрагиваются. Среди рекомендуемой литературы указана монография по обогащению, имеющая косвенное отношение к анализу минерального сырья. Ссылки же на специальную литературу по данному предмету, например, на широко известные методические материалы Научного совета по аналитическим методам (НСАМ) при ВИМСе — отсутствуют.

Весьма неровно написана статья «Геологические науки». Многие ее разделы интересны и содержательны, но материал, относящийся к изучению вещественного состава минералов, горных пород и руд, а также раздел, касающийся изучения рудных месторождений, страдает неполнотой и отдельными неточностями. Эти недочеты, правда, компенсируются в дальнейшем в специальных статьях по отдельным ветвям геологических наук: минералогии, петрографии, петрологии, геохимии, геологии месторождений полезных ископаемых и т. д.

В «страноведческих» очерках различные разделы не всегда увязаны между собой. Например, в очерке «Австралия» в разделе «Полезные ископаемые» (авторы В. М. Моралев и др.) особо выделены железорудные бассейны Хамерсли в штате Западная Австралия и район Пилбара на севере того же штата. А в разделе «Горная промышленность» в особой рубрике «Железородная пром-сть» авторы ее (Ю. А. Ершов, О. А. Лыткина), вовсе не упоминая о бассейне Хамерсли, объединяют все его месторождения и района Пилбара в единый район (округ) Пилбара. Надо сказать, что в зарубежных сводках по экономике минерального сырья и горнодобывающей промышленности все железорудные месторождения штата Западная Австралия действительно охватываются понятием «округ Пилбара»; однако отмеченное разночтение не получило никакого объяснения.

В очень детальной и содержательной статье «Геологоразведочные работы» к моменту выхода первого тома энциклопедии из печати устарела та ее часть, которая посвящена стадийности геологоразведочных работ: как известно, недавно введена новая схема стадийности. Этот недочет можно исправить, включив в соответствующий том энциклопедии специальную статью «Стадийность геологоразведочных работ».

Более серьезным упущением представляется отсутствие среди многочисленных тематических разделов «Горной энциклопедии» самостоятельных разделов «Геофизика», «Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых», «Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых». Этим, вероятно, объясняется и отсутствие среди помещенных в первом томе энциклопедии терминов (статей) по прикладной геофизике и геохимии таких «черных слов», как «Аномалия геофизическая» и «Аномалия геохимическая». При подготовке последующих томов весьма желательно участие специалистов-геофизиков и геохимиков в составлении и редактировании статей по упомянутым разделам; в частности, во второй том следует включить статьи «Геофизическая аномалия» и «Геохимическая аномалия».

Видимо, в стремлении по возможности «укрупнить» тематику статей редакция сочла излишним давать термины для целого ряда технических деталей, например, касающихся бурового оборудования, некоторых типов горных выработок и т. д. Читатель напрасно станет искать в первом томе энциклопедии такой специфически «буровой» термин, как «вертлюг» (он мельком упомянут лишь в статье «Бурильная колонна»). Аналогичным образом весьма распространенный в обиходе геологоразведчиков термин «буровой снаряд» приводится только в контексте статьи «Буровой инструмент». Кстати, в этой статье при описании понятия «буровой став» употребляется выражение «буровые штанги», тогда как в статье «Бурильные трубы» не сказано, что в практике бурения их нередко (хотя и не совсем точно) именуют штангами. Отсутствует в первом томе энциклопедии также термин «выемка» как горная выработка; рекомендуется дать во втором томе хотя бы термин «дорожная выемка».

В статьях «Анатаз» и «Брукит» допущена одна и та же неточность: сказано, что эти минералы являются полиморфными модификациями рутила, хотя они наряду с рутилом представляют собой полиморфные модификации оксида титана (TiO_2). В статьях «Блок», «Блокировка» перечислен ряд значений, в которых употребляются эти термины, но не сказано о геологических блоках и блокировке применительно к подсчету запасов полезных ископаемых. Статья «Блок геологический» (или «Блок подсчетный») отсутствует; следует во

втором томе привести статью «Геологический блок» (или «Геологические блоки»).

В отдельных случаях спорными представляются принятые редакцией русские транскрипции названий зарубежных месторождений. Так, в статье «Бадделеит» приводится крупнейшее его месторождение «Пхалаборва» (ЮАР), в котором не сразу можно узнать более привычное, общепринятое у нас название «Палабора». Название шведского месторождения передано как Булиден, а не Болиден, тогда как в последней форме оно вошло во все наши учебники по геологии рудных месторождений.

Некоторые замечания имеются и к иллюстративному материалу. Следует сказать о том, что совершенно неудовлетворительно выполнено большинство цветных фоторепродукций прозрачных шлифов горных пород. Если их качество не удастся повысить, то лучше в дальнейших томах «Горной энциклопедии» от них вообще отказаться, а к моменту подготовки «Геологической энциклопедии» (где без них не обойтись) отладить технологию их съемки и печатания.

В отличие от шлифов цветные фотографии минералов в целом очень удалась. Однако приходится высказать сожаление по поводу того, что при съемке минералов явно злоупотребили ярким цветным фоном; лучше было бы снимать большинство образцов на нейтральном сером фоне, а некоторые (как горный хрусталь) — на черном. Наоборот, для тектонических карт принята слишком бледная, тусклая цветовая палитра, затрудняющая их восприятие. Представляется, что в последующих томах энциклопедии описание месторождений целесообразно сопровождать преимущественно разрезами месторождений с меньшей степенью их упрощения, чем в первом томе. Встречаются в первом томе и опечатки, в том числе и в подписях под рисунками.

Совершенно очевидно, что отмеченные недостатки носят частный характер и не могут повлиять на общую весьма высокую оценку первого тома «Горной энциклопедии».

Выход в свет первого тома «Горной энциклопедии» — бесспорно большое событие в жизни горно-геологической общественности СССР. Не приходится сомневаться в том, что ей обеспечен большой успех со стороны широкой читательской аудитории.

гу составили геологи, изучающие по космическим снимкам и Землю, и другие планеты; она написана живым, образным языком и хорошо иллюстрирована.

Геологи всегда интересовались строением ближайших к Земле планет, в первую очередь Луны и Марса. Достаточно вспомнить имена таких русских ученых, как А. П. Павлов и А. В. Хабаков. Этот интерес можно объяснить тем, что геология по сравнению со всеми дру-

гими науками находится в исключительном положении: объект ее исследований существует в единственном числе. Без изучения аналогичных тел геологи не могут быть уверены в универсальности устанавливаемых ими закономерностей, а также в том, что ими не пропущены важные, но относительно слабо сохранившиеся в горных породах следы явлений и структур.

Раньше телескопические наблюдения планет (кроме Луны) давали относительно мало материалов о процессах, протекавших внутри планет и в твердой оболочке. Лишь с началом детальных съемок поверхности планет в оптическом и радиодиапазоне с космических аппаратов «Луна», «Зонд», «Маринер», «Аполлон», «Марс», «Венера», «Вояджер» и др. и с получением данных дистанционных и лабораторных исследований образцов горных пород Луны, Марса, Венеры стали возможными более или менее надежные заключения. Сейчас уже имеются детальные снимки поверхности не только Меркурия, Луны, Марса, но и каменных спутников планет-гигантов — Ганимеда, Каллисто, Ио, Европы, Амальтеи (спутники Юпитера), Титана, Реи, Диспы, Тефии, Энцелада, Мимаса (спутники Сатурна).

В настоящее время очередная космическая станция «Венера» завершает первую радиолокационную съемку «утренней сестры» Земли. По этим материалам, обработанным советскими и зарубежными учеными, и написана рассматриваемая книга. Следует подчеркнуть, что ее авторы составили первые среднемасштабные геоморфологические и тектонические карты Луны и Марса.

В книге подведены итоги геологического изучения твердых планетных тел (планеты, состоящие из газов в свободном и жидком состоянии — Юпитер и Сатурн, — в книге не затрагиваются). По имеющимся данным характеризуются внутреннее строение планет, состав и толщина их твердых оболочек. Описаны основные черты рельефа, причем подчеркивается, что они определяются преимущественно переработкой твердой коры планет под воздействием многочисленных ударов метеоритов и планетезималей в период так называемой «массированной метеоритной бомбардировки» (4—3,8 млрд. лет назад). Оказалось, что, как и на Земле, почти на всех планетах можно видеть «континентальные» возвышенные области, сложенные более легким материалом, и углубленные «океанические» пространства, заполненные базальтовыми или близкими к ним излияниями. Рассмотрены проявления вулканизма на планетах, в том числе действующие вулканы на Ио, извергающие расплавленную серу, а также потухшие 1—2 млрд. лет назад гигантские вулканы Марса, в том числе Олимп высотой в 24 км и поперечником в 600 км.

Известно, что в строении коры планет важную роль играют трещины — разломы, в частности, и в структуре Земли. Зато экзотическими с точки зрения геолога выглядят следы гигантских наводнений на Марсе, оставивших русла шириной до 200 км, мощный плащ мелко раздробленных ударами метеоритов горных пород Луны — реголит, ледяная поверхность планеты Европа, покрытая бесчисленными трещинами и почти не имеющая метеоритных

кратеров. Освещены и знаменитая проблема «каналов», а также сакраментальный вопрос: «Есть ли жизнь на Марсе?». Установлено, что жизни там нет, но есть песчаные дюны, порожденные пыльными бурями, охватывающими всю планету, вечная мерзлота толщиной в 5 км, следы рек, текших сотни миллионов лет назад, полярные шапки, состоящие из льда и замерзшего углекислого газа.

Какие же новые данные, важные для геологии, получены при изучении планет? Авторы книги подчеркивают, что ранняя история Земли (от 4 до 3—2,5 млрд. лет назад), соответствующая периоду, следовавшему непосредственно за формированием (аккрецией) планеты, сейчас представляется геологам гораздо более ясной. Следы образований этого древнейшего времени на Земле почти целиком стертые более молодыми процессами, в то время как на Луне, Меркурии, отчасти на Марсе они сохранились. Так, обилие крупных метеоритных кратеров практически на всех планетах (за исключением Ио и Европы, имеющих весьма молодой возраст формирования поверхности) заставляет предполагать проявление этого этапа и на Земле. Геологи сейчас разыскивали следы гигантских ударных кратеров и на нашей планете, которые, несмотря на переработку более молодыми процессами, в отдельных районах сохранились, а местами весьма существенно повлияли на характер и протекание последующих процессов.

Изучение разломных систем на планетах очень важно. На Земле такие системы носят весьма сложный характер, определяясь в значительной мере крупными горизонтальными перемещениями литосферных плит. Однако четкие системы разломов, диагональные к оси вращения, обнаруженные на многих планетах, должны быть и на Земле, выделить их из разнообразных по направлению разломов — важная и актуальная задача.

Таким образом, изучение геологии планет во многом помогает исследованию Земли и в конечном счете позволит повысить надежность и точность прогнозов полезных ископаемых.

Книга, вероятно, будет переиздаваться по мере накопления материалов о строении твердых планет. В этом случае авторам следует уделить больше внимания сравнительному анализу строения литосфер планет, системам их разрывных и кольцевых структур, особенностям теплового поля. Не затронут авторами и вопрос о взаимоотношениях биосферы (существующей только на Земле) и литосфер планет. Возможно, что жизнь, непрерывно переводящая CO_2 из атмосферы в литосферу, в значительной мере обуславливает различия состава атмосфер Земли и Венеры.

Книгу «Геологи изучают планеты» полезно прочесть не только людям, интересующимся последними достижениями наук. Научная строгость и достоверность в ней отнюдь не принесены в жертву популярности изложения, и мы рекомендуем ее также и геологам, интересующимся широкими проблемами своей специальности. Книга вызвала значительный интерес на Московской книжной ярмарке 1984 г. и права на ее издание закуплены рядом иностранных издательств.

УДК 55+523.4(049.3)

В. А. БУШ (ВНИИЗарубежгеология)

Геологи изучают планеты

Вышла в свет книга «Геологи изучают планеты»*. Это, пожалуй, первое научно-популярное изложение формирующегося в последние годы интересного научного направления — сравнительной планетологии или, точнее, — сравнительной геологии Земли и планет. Кни-

* Кац Я. Г., Макарова Н. В., Козлов В. В., Сулиди-Кондратьев Е. Д. М., Недра, 1984. Тираж 100 000 экз.

Памяти Натана Ильича Гинзбурга



Советская геологическая наука понесла тяжелую утрату. На 68-м году ушел из жизни Натан Ильич Гинзбург — крупный ученый-минералог и геохимик, ведущий специалист страны в области геологии месторождений редких металлов, научный куратор Министерства геологии СССР, заведующий отделом минералогии ВИМСа, лауреат Государственных премий СССР, доктор геолого-минералогических наук, профессор, член КПСС с 1944 г., ветеран Великой Отечественной войны.

Выпускник МГРИ (1940 г.) Н. И. Гинзбург с первых дней войны участвовал в боях, награжден медалью «За отвагу». Будучи демобилизован после двух тяжелых ранений, он с осени 1942 г. поступил в ИГН АН СССР (1942—1944 гг.), затем перешел в Минералогический музей (1944—1956 гг.), где защитил кандидатскую (1945 г.) и докторскую (1955 г.) диссертации по минералогии и геохимии редкометалльных пегматитов и окончательно сформировался как ученый школы академика А. Е. Ферсмана.

В 1956 г. Н. И. Гинзбург был приглашен на работу в ВИМС, где создал сектор (затем отдел) редких металлов, а с 1966 г. возглавил отдел минералогии. В ВИМСе в полной мере проявился выдающийся талант Натана Ильича как ученого и организатора. Став председателем Научного совета по минералогическим методам исследований (НСОММИ), он был авторитетным руководителем всей минералогической службы в системе Министерства геологии СССР, внес весомый вклад в развитие генетической и особенно прикладной минералогии. По существу им созданы новые научные направления в современной прикладной минералогии: технологическая — как основа интенсификации использования минерального сырья; поисковая — опирающаяся на развитое им учение о типоморфизме минералов и минералах-индикаторах оруденения — как важный путь повышения эффективности геологоразведочных и прежде всего поисково-оценочных работ, а также минералогия новых видов сырья с целью вовлечения их в промышленное освоение — как один из путей укрепления минерально-сырьевой базы нашей страны.

С именем Н. И. Гинзбурга тесно связано создание в Советском Союзе прочного минерально-сырьевого потенциала по ряду редких металлов. К моменту его прихода в ВИМС был известен практически лишь один главный

тип их месторождений — редкометалльные пегматиты. Трудом же Н. И. Гинзбурга и руководимого им коллектива были найдены новые источники редкометалльного сырья — карбонаты, полевошпатовые метасоматиты, редкометалльные гранитоиды, большая группа гидротермальных месторождений. За открытие ценных промышленных месторождений Натан Ильич дважды был удостоен Государственной премии СССР.

Основной чертой всех научных исследований Н. И. Гинзбурга являлась их ярко выраженная практическая направленность, максимальное приближение к запросам геологоразведочной практики. Он уделял много внимания и сил пропаганде минералогических знаний, стремился вооружить геологов-производственников новейшими сведениями о редкометалльных месторождениях, особенностях их вещественного состава, закономерностях размещения, поисковых и оценочных критериях. С его именем также связано создание отечественной школы геологов и минералогов-редкометаллическов.

Н. И. Гинзбург воспитал большой отряд квалифицированных специалистов; свыше 40 его учеников стали кандидатами, а 10 из них докторами наук. На протяжении многих лет по инициативе и под руководством Н. И. Гинзбурга организовывались многочисленные выставки в павильоне «Геология» ВДНХ СССР в Москве и в других городах, отраслевые семинары и школы передового опыта. Все эти мероприятия способствовали распространению современных научных знаний среди широких масс геологов и минералогов страны.

Перу Натана Ильича принадлежат более 300 опубликованных работ; он выступил автором и редактором около 10 монографий. Буквально за несколько дней до своей кончины он закончил редактирование двухтомной монографии «Методы минералогических исследований», которую выпускает издательство «Недра». Внезапная смерть настигла Н. И. Гинзбурга в разгаре творческой деятельности, полным идей и замыслов. Какие-то из этих планов постараются воплотить в жизнь его ученики.

Натан Ильич пользовался огромным уважением и признанием научной общественности в нашей стране и за рубежом. Он был избран членом Президиума Всесоюзного минералогического общества (ВМО) СССР, вице-президентом Московского отделения ВМО, членом редколлегии ряда журналов («Геология рудных месторождений», «Разведка и охрана недр», «Минералогический журнал»), а также ученых советов ВИМСа, ИГЕМ АН СССР, несколько лет ГЕОХИ АН СССР.

Многочисленные ученики и сотрудники, все, с кем сводила его судьба, высоко ценили и искренне любили этого замечательного человека и теперь глубоко скорбят о его безвременной кончине.

*Е. А. Козловский, Б. М. Зубарев, В. М. Волков, В. Ф. Рогов, А. А. Рясной, Р. А. Сумба-
тов, В. А. Ярмолюк, Н. З. Беденков, Н. Ф. Карпов, В. А. Перваго, В. А. Чернов, В. А. Евстахин, А. И. Кривцов, А. Н. Еремеев, Г. В. Остроумов, В. Т. Покалов, А. А. Пет-
раченко, Н. Н. Смирнова*

Памяти Сергея Алексеевича Музылева

На 83-м году жизни скончался крупный специалист в области геологической картографии, старейший исследователь Дальнего Востока и Забайкалья, заслуженный геолог РСФСР Сергей Алексеевич Музылев.

С. А. Музылев принадлежал к славной плеяде советских геологов, успешно продолживших дело основателей отечественной геологической службы. Вся его деятельность была направлена на решение главной задачи геологии — создание научно-методической основы для обеспечения народного хозяйства страны минеральным сырьем. Именно поэтому он придавал особое значение повышению качества и эффективности поисково-съёмочных работ и составлению государственных геологических карт.

Еще студентом Сергей Алексеевич вошел в Сибирскую секцию научного кружка ЛГИ, руководимого Ю. А. Билибиным, поставившим целью освоение мало изученных районов Сибири и Дальнего Востока. С 1925 г. С. А. Музылев связал свою жизнь с Геологическим комитетом — ВСЕГЕИ. Восточное Забайкалье и Приамурье, Сихотэ-Алинь и Приморье на многие годы стали районами его целеустремленных творческих исследований.

В годы Великой Отечественной войны он как главный геолог Дальневосточного геологического управления все свои знания и талант организатора направил на ускоренное освоение минерально-сырьевых ресурсов Дальнего Востока для нужд оборонной промышленности. В первые послевоенные годы руководил сектором Дальнего Востока ВСЕГЕИ, возглавляя крупную экспедицию. Разработка и внедрение новых методов геологического картирования и поисков, высокая требовательность к точности геологических наблюдений и обоснованию принципиально новых представлений о геологии Дальнего Востока, исключительное умение и щедрость в передаче своего опыта и знаний молодым геологам — определили С. А. Музылева как одного из создателей Дальневосточной школы геологов.

С. А. Музылев крупнейший специалист в области геологической съемки и геолого-картографических обобщений. Под его руководством разработан ряд важных методических пособий и инструкций, обеспечивших широкое развитие, комплексность и высокую эффективность работ по составлению и изданию геологических карт.

В 1954 г. С. А. Музылев возглавил созданный по заданию Министерства геологии СССР отдел сводных геологических карт ВСЕГЕИ, которым руководил 18 лет. В этот период под его научным руководством и при активном участии были составлены многие геологические карты страны и ряда крупных регионов в обзорных масштабах, в том числе первая Геологическая карта СССР масштаба 1:2 500 000 без «белых пятен». Он явился инициатором и руководителем работ по созданию первого в мировой практике Геологического глобуса масштаба 1:15 000 000, за который был отмечен Золотой медалью ВДНХ СССР. Геологические карты СССР, созданные в содружестве с Ленкартфабрикой, широко применяются в различных отраслях народного хозяйства стра-



ны. Высокую оценку они получили и за рубежом. В мировом признании советской геологической картографии большая заслуга Сергея Алексеевича.

В 1972 г. С. А. Музылев был назначен председателем Главной редакции Гостеолкарты СССР масштаба 1:1 000 000 (новая серия), призванной отразить новейшие достижения советской геологии. В последний день своей жизни он участвовал в составлении плана работ Главной редакции до 1995 г.

С. А. Музылев придавал важное значение изучению истории отечественной геологии, был одним из инициаторов создания книги по истории Геолкома — ВСЕГЕИ и сам являлся свидетелем становления и развития советской геологической службы, соратником выдающихся ученых-геологов нашей страны.

Как член Ученого совета ВСЕГЕИ и бюро Межведомственного стратиграфического комитета, заместитель председателя Научно-редакционного совета Мингео СССР Сергей Алексеевич всегда считал самым главным в своей работе постоянное живое общение с геологами производственных организаций. Во всем, что касалось строгости геологической документации, достоверности обобщений и четкости рекомендаций, он был исключительно требовательным и принципиальным. В то же время это был человек щедрый и открытой души, удивительно деликатный и доброжелательный.

Заслуги С. А. Музылева отмечены высокими государственными наградами — двумя орденами Трудового Красного Знамени и медалями, ему одному из первых было присвоено звание «Почетный разведчик недр».

До последнего дня своей жизни Сергей Алексеевич работал самозабвенно и творчески, был инициатором многих важных начинаний. Дела его многочисленных учеников будут лучшей памятью об этом выдающемся геологе, замечательном человеке и истинном патриоте.

*Е. А. Козловский, Б. М. Зубарев, В. М. Волков, В. Ф. Рогов, А. А. Рясной, Р. А. Сумба-
тов, В. А. Ярмолюк, Н. Ф. Карпов, В. А. Перваго, В. А. Чернов, А. И. Кривцов, Н. В. Ме-
желовский, В. А. Евстахин, А. И. Жамойда, А. П. Марковский, Р. И. Соколов, Г. Н. Ша-
пошников*

РЕШЕНИЯ XXVI СЪЕЗДА КПСС — В ЖИЗНЬ

Итоги работы геологической отрасли за девять месяцев 1984 года. № 12, с. 3
Никоноров С. П., Дистанов У. Г., Зайнуллин И. И., Михайлов А. С., Сонкин Л. С. Возможности использования нетрадиционных видов нерудного сырья для сельского хозяйства. № 2, с. 3
Ускорение научно-технического прогресса — важная задача отрасли. № 4, с. 3
Чумаченко Б. А., Марченко В. В., Немировский Э. А., Яковлев В. А., Бахтадзе Ю. К., Кандауров С. Н., Лордкипанидзе В. И. Количественная оценка прогнозных ресурсов полезных ископаемых с использованием человеко-машинной технологии. № 3, с. 3

ЭКОНОМИКА И ОРГАНИЗАЦИЯ

Вартанян Г. С., Куликов Г. В., Язвин Л. С. Фактор времени и ресурсы подземных вод. № 5, с. 3
Гинзбург А. И., Еремеев А. Н., Остроумов Г. В. Интенсификация освоения минеральных ресурсов. № 7, с. 70
Островский Э. Я., Урсов А. А., Контарович Р. С. Целевой прогноз как принцип рационального комплексирования результатов геоизмерений. № 11, с. 33
Попов В. В. Система сбора и обработки информации при поисках и разведке угольных месторождений. № 12, с. 21
Щербаков В. П. План, стимул и результат при геологоразведочных работах на нефть и газ. № 1, с. 3

ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Алиев А. И., Рзаев М. М. Газоносность больших глубин и грязевой вулканизм Южно-Каспийской впадины. № 6, с. 31
Амурский Г. И., Жабров И. П., Соловьев Н. Н., Хуснутдинов З. Б. Формирование Даулетабад-Донмезского газового месторождения (тектонодинамическая модель геологической основы разработки). № 3, с. 11
Амурский Г. И., Жабров И. П., Соловьев Н. Н., Хуснутдинов З. Б. Динамика сероводородного заражения Даулетабад-Донмезского газового месторождения. № 10, с. 11
Баркан Е. С., Тихомиров В. В., Лебедев Б. А., Астафьев В. П. Новые данные о перспективах поисков водорастворенного газа на больших глубинах. № 2, с. 11
Вагин С. Б., Самсонов Ю. В., Донгарян Л. Ш., Шагин А. В. Палеотектонические и палеогидрогеологические реконструкции при оценке перспектив нефтегазоносности. № 2, с. 21
Высоцкий Э. А., Кислик В. З., Синичка А. М. Анализ строения соленосных формаций при поисках залежей углеводородов. № 8, с. 10
Гречишников Н. П. Палеогеотермия отложений платформенной части Восточного Предкавказья и размещение залежей углеводородов. № 5, с. 18

Дальян И. Б., Гридасов Ю. М., Дубовенко С. И., Посадская А. С. Нефтегазоносность карбонатных пород Восточного Прикаспия. № 9, с. 13
Данилкин С. М. Прогноз нефтегазоносности восточной части Енисей-Хатангского прогиба. № 1, с. 15
Забанбарк А. Возможные нефтепроизводящие толщи в недрах Мирового океана. № 3, с. 21
Ибрагимов А. Г. Фациальная зональность нефтегазоносной верхнеюрской карбонатной формации северной части Амударьинской синеклизы. № 5, с. 8
Иванов Н. В., Тараканов А. С., Волкова Р. А., Журавлев М. С., Лапо А. В., Летушова И. А., Медведева Л. К., Мигович И. М. Закономерности размещения мощных угольных пластов в геоструктурах Северо-Востока СССР. № 11, с. 9
Ильин В. Д., Кутузова Н. И., Смирнов Л. Н. Влияние тектонических нарушений на ловушки нефти и газа в локальных поднятиях. № 8, с. 3
Кабанов А. И., Голов А. А., Ефимова Н. А., Самолетов М. В., Ломако П. М. Верхнепермско-триасовые отложения Каспия и их нефтегазоносность. № 10, с. 3
Калинко М. К. О перспективах территорий, примыкающих к нефтегазоносным регионам. № 1, с. 7
Максимов С. П., Гончаренко Б. Д., Дикенштейн Г. Х. Особенности техники и нефтегазоносности Днепровско-Припятской и Мангышлакской систем структур. № 11, с. 20
Мехтиев М. Ф., Буниат-Заде З. А., Надиров Р. С. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Предташлыша. № 12, с. 15
Наливкин В. Д., Гольдберг И. С., Кругликов Н. М., Лазарев В. С., Сахибгареев Р. С., Сверчков Г. П., Симаков С. Н. Процессы разрушения залежей нефти и газа и оценка потерь углеводородов. № 5, с. 60
Островский М. И., Ботнева Т. А., Шулова Н. С., Холодильов В. А. К вопросу формирования газоконденсатного месторождения Вуктыл. № 11, с. 30
Скоробогатов В. А. Условия нефтенакпления в Краснотеннинской зоне (Западная Сибирь). № 9, с. 3
Строганов В. П. Обоснование возможности нефтенакпления в глубоких юрских депрессиях на севере Западной Сибири. № 4, с. 9
Хаин В. Е., Соколов Б. А. Окраины континентов — главные нефтегазоносные зоны Земли. № 7, с. 49
Шпильман И. А., Шпильман С. И., Ярошенко А. В. Соотношение структуры фундамента и осадочного чехла в зоне сочленения Прикаспийской синеклизы и Волго-Уральской антеклизы. № 12, с. 5

РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

Агеева С. Т., Волчков А. Г., Минаева О. В. Меднопорфировая минерализация Урала и ее геотектоническая позиция. № 4, с. 17
Акылбеков С. А., Вальков В. О., Тюгай О. М., Фролов А. А. Перспективы вольфрамоносности

Агадырского рудного района (Центральный Казахстан). № 10, с. 20
Алексеев Ю. А. Полезные ископаемые мурунского комплекса калиевых щелочных пород и карбонатитов. № 5, с. 46
Антонов А. Е. Типы месторождений золото-серебряной формации. № 2, с. 27
Безродных Ю. П. Типы обстановок россыпеобразования на восточно-арктическом шельфе. № 9, с. 33
Белгородский Е. А. Стадии образования колчеданного месторождения. № 10, с. 36
Белоус И. Р., Кириклица С. И., Левенштейн М. Л., Родина Э. К., Флоринская В. Н. Рудоносность в соляных куполах Северо-Западного Донбасса. № 2, с. 40
Бородаевская М. Б., Злотник-Хоткевич А. Г., Пирожок П. И., Ширай Е. П. Условия локализации и формирования колчеданных руд на примере Учалинского месторождения. № 3, с. 25
Бородаевская М. Б., Горжевский Д. И., Константинов М. М., Кривоцов А. И., Лихачев А. П., Нарсеев В. А., Ручкин Г. В., Фогельман Н. А. Принципы формационной классификации месторождений цветных и благородных металлов. № 6, с. 3
Ветренников В. В., Мисанс Я. П. Железные руды докембрия Латвийской ССР. № 6, с. 12
Вершинин А. С. Рудные субформации никеленосной коры выветривания гипербазитов. № 9, с. 18
Григорьев В. М., Коц Г. А., Малютин Е. И., Чернопятков С. Ф. Геолого-технологическое картирование месторождений твердых полезных ископаемых. № 10, с. 43
Гугушвили В. И., Апхазова М. А., Багдасарян Г. П. Условия формирования колчеданно-барит-полиметаллических месторождений Юго-Восточной Грузии. № 11, с. 48
Ждан А. В. Металлогенетические особенности Восточной Ферганы. № 5, с. 31
Имамеев А. Н., Станкевич Е. Ф., Баталин Ю. В., Плещеев И. С., Гусев В. И., Борисов Н. И., Болохонцев Е. В., Щербаков И. А., Шакин А. Д. Соляные залежи юго-восточного обрамления Прикаспийской впадины. № 4, с. 28
Кекелия С. А., Твалчрелидзе А. Г., Ярошевич В. З. Геологические и физико-химические условия образования колчеданно-барит-полиметаллических месторождений. № 10, с. 30
Крылова В. В., Савинский И. Д. Прогнозная оценка оловорудных объектов Приморья по геохимическим данным с применением ЭВМ. № 12, с. 28
Кушнырь Г. И. Строение и асбестоносность Борусского гипербазитового массива (Западный Саян). № 6, с. 17
Левцкий В. В., Демин Б. Г., Хренов П. М., Бабуринов Л. М., Развозжаева Э. А. Периодичность минеральных и металлоорганических соединений в процессах рудо- и нефтеобразования. № 7, с. 87
Мамаев И. Н. Рудоносность позднедокембрийских образований юго-западного склона Украинского щита. № 5, с. 40
Модников И. С., Перец Н. А., Сычев И. В. Условия формирования уранового оруденения в фундаменте вулканических депрессий. № 1, с. 24

Нестеров И. И., Генералов П. П., Подсосова Л. Л. Западно-Сибирская провинция кремнисто-опаловых пород. № 3, с. 35
Орлов В. П., Кузьмин Г. И., Иванов В. И. Закономерности размещения легкообогатимых железистых кварцитов в Михайловском рудном районе КМА. № 8, с. 27
Поморцев Г. П., Довган В. И. Особенности размещения продуктивных известняков на месторождениях серы Предкарпатья. № 4, с. 36
Пумпянский А. М., Бирючев С. И., Самаркин Г. И. Магнетитовые месторождения Глубоченской железорудной зоны. № 12, с. 45
Пучков Е. В., Найденов Б. М. Формирование стратиформных свинцово-цинковых месторождений атасуйского типа. № 1, с. 33
Романько Е. Ф., Могаровский В. В. Позднеальпийская металлогения Южного Таджикистана и Центрального Ирана. № 5, с. 52
Селиверстов Г. Ф. Еленинская залежь маршаллита на восточном склоне Южного Урала. № 3, с. 41
Сергеев А. Д., Тушин Б. М. Новый тип вольфрамового оруденения в Забайкалье. № 6, с. 27
Сидоров А. А. Группы золотоносных формаций. № 7, с. 96
Смирнов Ф. Л. Селигдарское месторождение апатита — осадочное или метаморфогенное? № 9, с. 29
Трифонов Б. А., Дорошенко Н. И., Шкиль Н. М. Геолого-структурные особенности оловорудного месторождения Учкошкон. № 2, с. 32
Файзуллин Р. М., Панских Е. А. Классификация апатитовых руд. № 2, с. 48
Флеров И. Б., Быховский Л. З., Давиденко Н. М., Лаушин С. А., Набровенков О. С., Сапрыкин А. А. О типизации районов россыпной золотоносности. № 11, с. 57
Шабалин Л. И. Закономерности размещения месторождений титаномагнетитовой формации. № 12, с. 33
Шаякубов Т. Ш., Терлецкий О. Г., Кашан Д. С. Сравнительная металлогения Бельтау-Кураминского и Бухаро-Гиссарского вулканических поясов. № 11, с. 40
Энтин А. Р., Соболев Э. В., Ольховик Ю. А., Рудник В. А., Белоусов В. М. Условия формирования Селигдарского апатитового месторождения (Центральный Алдан). № 8, с. 17

СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Бляхова С. М., Шахвердов В. А. Расчленение и корреляция палеоцена и эоцена Чу-Сарысуьской депрессии. № 2, с. 53
Боровиков Л. И., Семилеткин С. А. О возрасте шабактинской свиты хребта Малый Каратау (Южный Казахстан). № 12, с. 69
Брежнев В. Д., Бурков Ю. К., Удалова А. А. Литолого-стратиграфическая и геохимическая корреляция отложений нижнего палеозоя в западной части Южного Тянь-Шаня. № 8, с. 54
Вахрамеев В. А. Флоры и климаты Земли в раннемеловую эпоху. № 1, с. 41
Гасанов Т. Аб. Вулканы Шахдагского хребта Малого Кавказа: юра или палеоген? № 6, с. 51

- Герман А. Б. О возрасте валижгенской свиты Камчатки и полуострова Елистратова по палеоботаническим данным. № 11, с. 60
- Головенко В. К. Строматолиты и микрофитолиты в стратиграфии докембрия: надежды и реальность. № 8, с. 43
- Граусман В. В. О находке каменноугольной флоры в Вилуйской синеклизе. № 2, с. 70
- Гурари Ф. Г. О некоторых проблемах стратиграфии. № 5, с. 56
- Гуревич А. Б., Вербицкая Н. Г., Липатова В. А., Фаддеева И. З. Стратиграфия верхнепалеозойских угленосных отложений северо-восточной части Тунгусского бассейна. № 5, с. 61
- Гурьев Г. А., Кропачев А. П., Соболев А. Е. Стратиграфия среднего и верхнего девона хр. Сетте-Дабан, № 1, с. 58
- Гутак Я. М. О времени формирования Улаганской впадины (Горный Алтай). № 11, с. 77
- Дулуб В. Г., Менкес М. А., Портнягина Л. А., Смирнов С. Е., Романив А. М. К стратиграфии нижнего мела Восточного Крыма. № 10, с. 61
- Кратц К. О., Негруца В. З., Соколов В. А., Богданов Ю. Б., Гаскельберг В. Г., Загородный В. Г., Негруца Т. Ф., Семихатов М. А., Шуркин К. А. Новое в изучении стратиграфии докембрия советской части Балтийского щита. № 7, с. 105
- Крузина А. Х., Узюк В. И., Шварцман Е. Г. Палинолог-петрографические исследования для детального расчленения и корреляции угольных пластов Донбасса. № 12, с. 53
- Кухтиков М. М., Черенков И. Н. Олистостромы вулканогенно-осадочной формации Гиссаро-Алая и Дарваза. № 1, с. 60
- Лебедев Е. Л., Кричевец В. И. Стратиграфия и структурное положение Преддугдурского прогиба. № 12, с. 62
- Липатова В. В., Жидовинов С. Н., Старожилова Н. Н., Грошев В. Г., Яночкина З. А., Букина Т. Ф., Волож Ю. А. Информативность методов и критерии расчленения триасовых отложений Мангышлака. № 9, с. 49
- Лобанов А. И. Окский горизонт плейстоцена восточной части Рязанской области. № 2, с. 66
- Макаров А. Б., Сычева Э. А. Корреляция рифейских толщ Полярного Урала по данным дифференциально-термического анализа углеродсодержащих пород. № 5, с. 72
- Маркович Е. М., Игнатьев Г. А., Переяславский И. В. О возрасте угленосной толщи Кодара (Северное Забайкалье). № 3, с. 52
- Невесская Л. А., Гончарова И. А., Ильина Л. Б., Парамонова Н. П., Попов С. В., Богданович А. К., Габуния Л. К., Носовский М. Ф. Региональная стратиграфическая шкала неогена Восточного Паратетиса. № 9, с. 37
- Овнатанова Н. С., Кононова Л. И. Корреляция верхнедевонско-нижнетурнейских отложений европейской части СССР по конодонтам. № 8, с. 32
- Окунева Т. М. Региональные подразделения морских триасовых отложений Забайкалья. № 4, с. 52
- Поздеев А. И., Петрина Н. М. Возраст и объем кирганинской свиты Камчатки. № 1, с. 50

- Полуботко И. В. Зональное и корреляционное значение позднеэриасовых галобинд. № 6, с. 40
- Рыбникова М. Б., Стриковская Е. М. Расчленение нижнеордовикских терригенных отложений Московской синеклизы. № 4, с. 45
- Селиванов Е. И. К палеогеографии Кавказа в четвертичный период. № 4, с. 39
- Сеннова В. Ф., Савельев В. П., Юдин В. С., Никитина О. Т. Новое в стратиграфии девонских отложений Среднего и Южного Тимана. № 9, с. 55
- Серова М. Я., Братцева Г. М., Синельникова В. Н., Меланхолина Е. Н. Маастрихт — палеоцен Малой Курильской гряды. № 4, с. 59
- Соловьев В. О. Верхний палеозой и возможность выделения планетарных литологических комплексов. № 10, с. 51
- Тетерюк В. К. Палеоэкологические исследования микроспор торфообразующих растений карбона. № 11, с. 69
- Тихий В. Н. О природе девонских карбонатных массивов в бассейне Печоры. № 6, с. 57
- Федоров Е. Е., Федорова М. Е. К проблеме границы архея и протерозоя центральной части Кольского полуострова. № 12, с. 66
- Эктова Л. А. К проблеме выделения намюрского и каяльского ярусов карбона. № 3, с. 45
- Якобсон К. Э. Венд стратотипического региона. № 10, с. 45

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

- Авдеев А. В. Офиолитовые зоны и история геологического развития территории Казахстана с мобилистских позиций. № 4, с. 63
- Бабаджанов Т. Л., Кунин Н. Я., Шейх-Заде Э. Р. Глубинное строение Арало-Каспийского региона. № 10, с. 67
- Басов В. А., Патрунов Д. К. Особенности геологического развития Атлантического океана в мезозое. № 8, с. 65
- Грамберг И. С., Коско М. К., Лазуркин В. М., Погребинский Ю. Е. Основные этапы и рубежи развития Арктической континентальной окраины СССР в неогее. № 7, с. 32
- Гречухин В. В., Лишин В. П., Воевода Б. И., Климов А. А. Влияние тектонических структур на физические свойства пород. № 4, с. 73
- Дараган-Суцов Ю. И. О позднепалеозойско-раннемезозойской вулканогенной толще Тунгусской синеклизы. № 11, с. 89
- Довжиков А. Е., Иванов Г. В., Кнауф В. В. Структурное положение и возраст зеленосланцевых толщ Южного Тянь-Шаня. № 3, с. 71
- Другова Г. М., Чухонин А. П., Морозова И. М., Богомолов Е. С., Бережная И. Г., Харитонов А. Л. Древнейшие толщ Алданского щита. № 11, с. 82
- Иванкин П. Ф., Ажгирей Д. Г., Назарова Н. И., Цой Р. В., Красавченко Г. В., Корсаков В. С. Роль глубинных разломов в строении Центральных Кызылкумов и Нуратинского хребта. № 1, с. 65
- Карус Е. В., Габриэляц Г. А., Ковылин В. М., Чернышев Н. М. Глубинное строение Западной Сибири. № 5, с. 75

- Красный Л. И. Глобальная делимость литосферы в свете геоблоковой концепции. № 7, с. 17
- Куклей Л. Н. Структура и стратиграфия докембрийских образований Приольхонья (Западное Прибайкалье). № 9, с. 72
- Кунин Н. Я., Островский М. И. Соотношение структуры земной коры и крупных зон нефтегазонакопления. № 2, с. 72
- Маркус М. А. К вопросу о позднеальпийском тектогенезе Восточного Кавказа. № 12, с. 81
- Межеловский Н. В., Натанов Л. М., Мусатов Д. И., Еремин В. К. Региональное геологическое изучение территории СССР — на современную тектоническую основу. № 7, с. 11
- Можжаев Б. Н., Жученко А. Г. Геоиндикационный метод дешифрирования аэро- и космических снимков — состояние и перспективы. № 8, с. 60
- Орлов Л. Н. Северо-Киргизская эндогенная кольцевая структура в Северном Тянь-Шане. № 12, с. 91
- Панов Б. С., Рябоштан Ю. С., Тахтамиров Е. П., Алехин В. И. О новом методе структурно-геодинамических исследований. № 1, с. 66
- Рогоза О. И., Чацкий В. П., Прямова Л. А. О геологическом строении Михайловской мульды (северо-западный шельф Черного моря). № 8, с. 71
- Родионов С. М., Фаворская М. А., Волчанская И. К. Влияние разнотипных структур на металлогеническую зональность. № 5, с. 85
- Розанов Л. Н., Калинина И. Н. Интерпретация космофотолинементов. № 9, с. 81
- Светлакова А. Н. Роль разломов и надвигов в строении восточной части Восточно-Европейской платформы. № 1, с. 75
- Свиридов Н. И. Природа нарушений в верхней части осадочного чехла Балтийского моря. № 6, с. 72
- Сурков В. С., Коробейников В. П., Жеро О. Г., Гришин М. П., Шеглов А. П., Старосельцев В. С., Смирнов Л. В., Микуленко К. И. Эволюция и глубинная структура земной коры Сибири. № 7, с. 41
- Тимурзиев А. И. Новейшая тектоника Песчаномысско-Ракушечной зоны. № 6, с. 64
- Трифонов Б. А., Соломонович Л. И., Дорошенко Н. И., Ставинский В. А. Особенности герцинской металлогении Восточной Киргизии. № 9, с. 62
- Шатков Г. А. Графическая модель эволюции планетарных геологических и металлогенических систем. № 12, с. 72

МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

- Антощенко-Оленев И. В. Классификация комплексов пород по дешифрируемости. № 11, с. 108
- Афанасьев В. П., Борис Е. И. Некоторые закономерности формирования древних ореолов рассеяния кимберлитовых минералов. № 6, с. 92
- Васильев Б. И., Путинцев В. К., Марковский Б. А., Святогорова Н. Н., Селиванов В. А., Удинцев Г. Б. Результаты драгирования дна Охотского моря. № 12, с. 100

- Гаранин В. К., Кудрявцева Г. П., Посухова Т. В., Сошкина Л. Т. Комплексное изучение минералов-спутников алмаза. № 11, с. 96
- Капустин Ю. Л. Особенности строения и дифференциации вещества ранних кальцитовых карбонатитов. № 4, с. 79
- Коробов А. Д. Особенности развития щелочного метасоматоза (Кушмурунский грабен, Тургайский прогиб). № 8, с. 109
- Крутиков В. Ф., Язмир М. М., Назырова Р. Р., Варфоломеева Е. К., Власов В. В., Харитонов Р. Ш., Шляпкина Е. Н. Использование кристаллохимических особенностей фторапатита для идентификации фосфоритов. № 1, с. 96
- Лейпциг А. В. Фациальные ряды осадков и классификация бокситоносных территорий СССР. № 5, с. 95
- Маслов В. К. Бокситоносные отложения Западного Прибайкалья. № 6, с. 99
- Нарижнев В. В., Стеблова В. М. Особенности магматизма Юго-Западного Дарваза. № 1, с. 84
- Потанин С. Д., Синицына С. Е. О корреляции мезозойских гранитоидов юга Центрального Забайкалья. № 11, с. 113
- Розен О. М., Нистратов Ю. А. Определение минерального состава осадочных пород по химическим анализам. № 3, с. 76
- Романовский С. И. Методология решения задач седиментационной цикличности. № 8, с. 77
- Руднев В. В., Раков Л. Т., Малинко С. В. Бор в структурах кальцита и ангидрита — индикатор оруденения или нет? № 12, с. 95
- Синицын Ф. Е., Хромова Н. Р., Шор Г. М., Комарова Н. И. Формационные критерии локализации стратиформной сульфидной минерализации в Чу-Сарысуйской синеклизе. № 3, с. 83
- Страшенко Г. И., Остапчук В. В. Природа аномально высоких содержаний алюминия в жильном кварце. № 9, с. 95
- Султанова М. А. Использование петрохимических данных для решения генетических вопросов (на примере Алмалыкского района). № 10, с. 75
- Суслова С. Н. Строение и вещественный состав гранулитового комплекса на Кольском полуострове. № 2, с. 77
- Тихонов В. А. Формирование красноцветных моласс в девонских наложенных впадинах (Северный Казахстан). № 8, с. 98
- Угрюмов А. Н., Дворник Г. П. Щелочные рудоносные метасоматиты Рябинового массива (Алданский щит). № 9, с. 84
- Чернов В. И., Кайзер С. А., Иванчук А. В., Рахимов А. Т., Левенко Н. Г., Тюгай О. М., Буртубаев А. Т. О формационной принадлежности околорудных метасоматитов Верхнекайрактинского месторождения. № 4, с. 90
- Эпштейн Е. М., Кабанков В. Я. Глубина формирования и рудоносность массивов ультрамафитов, ийолитов и карбонатитов. № 8, с. 85

ГЕОХИМИЯ

- Барташевич О. В., Белихова В. Ф., Меламедова В. С., Ермакова В. И. Геохимические особенности нефтей Оймашинского месторождения. № 9, с. 97
- Бобринский В. М., Морару К. Е. О гелиеносности подземных вод Молдавии. № 9, с. 103

- Иванкин П. Ф., Назарова Н. И. Проблема углеродистого метасоматоза и рассеянной металлоносности осадочно-метаморфических пород. № 2, с. 90
- Иванов В. В., Медовый В. М., Бушмакин В. А., Добровольская В. И., Довченко Е. Л. Гелиевые исследования в поисковой геологии. № 5, с. 105
- Коплус А. В., Зубов М. А., Юшко Н. А. Интерпретация первичных ореолов при поисках и оценке флюоритового оруденения. № 1, с. 99
- Крутий В. М., Донец А. И. Минералого-геохимический шлиховой метод поисков скрытого свинцово-цинкового оруденения. № 6, с. 107
- Некрасов И. Я., Чевычелов В. Ю., Конюшок А. А. Физико-химические условия образования месторождений золото-серебряной и золото-сурьмяной формаций. № 10, с. 80
- Селецкий Ю. Б., Плотникова Р. И., Якубовский А. В., Исаев Н. В. Дейтерий и кислород-18 в глубоких подземных водах Западно-Туркменского артезианского бассейна. № 3, с. 89
- Твалчрелидзе Г. А., Судов Б. А., Панцулая В. В. Принципы геохимического анализа рудных провинций (на примере Кавказа). № 4, с. 93

ГЕОФИЗИКА

- Аветисов Г. П., Голубков В. С. Глубинное строение центральной части Норильского рудного района по данным МОВЗ — ГСЗ. № 10, с. 86
- Акишев Т. А., Климов А. А., Шмаков Ю. Г. Строение земной коры Восточного Казахстана по данным сейсморазведки МОВ. № 2, с. 100
- Горный В. И., Ермолов-Маслов В. Б. Температурные аномалии над рудными телами. № 6, с. 113
- Карус Е. В., Кузнецов О. Л. Импульсная нейтронметрия и широкополосная геоакустика глубоких скважин. № 7, с. 78
- Мавричев В. Г., Саар Д. А., Травников Б. П. Высокоточная аэромагнитная съемка при изучении нефтегазоносных площадей. № 4, с. 97
- Шаров В. И. Разломы и природа сейсмических границ в разрезе континентальной коры. № 1, с. 112

ГИДРОГЕОЛОГИЯ
И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

- Адилов В. Б., Дюнин В. И. Формирование порового давления в уплотняющихся глинистых осадках. № 4, с. 108
- Гречищев С. Е., Мельников Е. С. Прогноз изменения геокриологических условий в районах Крайнего Севера. № 9, с. 112
- Исрапилов М. И., Абдурахманов И. М. Условия формирования термических аномалий в осадочных бассейнах. № 9, с. 106
- Киссин И. Г., Барабанов В. Л., Гриневский А. О., Марков В. М. О прецизионных измерениях уровня подземных вод. № 2, с. 108
- Мелькановицкий И. М. Методологические основы гидрогеологической интерпретации геофизических данных при региональных исследованиях. № 8, с. 114

- Мигунов Л. В. О зональности минерального заполнения трещин в надсолевом комплексе Верхнекамского района. № 10, с. 107
- Плотников Н. И., Карцев А. А. К проблеме техногенных изменений окружающей среды. № 4, с. 102
- Саидов О. А. Деформации прогибания и возбужденные землетрясения. № 1, с. 120
- Соколовский Л. Г., Чан Хонг Фу, Во Конг Нгеп. Гидрогеологическая карта Социалистической Республики Вьетнам. № 11, с. 119
- Соколовский Л. Г., Чан Хонг Фу, Во Конг Нгеп. Подземные воды Социалистической Республики Вьетнам. № 12, с. 107
- Фролов Н. М., Язвин Л. С. Классификация категорий запасов подземных вод. № 3, с. 95
- Фролов Н. М. Гидрогеология и инженерная геология в системе наук о Земле. № 10, с. 95
- Шварцев С. Л. Миграция химических элементов в подземных водах. № 5, с. 116

XXVII СЕССИЯ МЕЖДУНАРОДНОГО
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КОНГРЕССА

- Александров Г. С., Айзенфельд С. Х. Международные выставки «Геоэкспо-84» и «Геокарта-84». № 6, с. 120
- Богданов Н. А. О XXVII Международном геологическом конгрессе. № 2, с. 116
- Волков В. М., Киреев А. С. Информация о коллоквиуме «Геология Советского Союза». № 3, с. 101
- Козловский Е. А., Янишин А. Л. Геология Советского Союза: достижения и перспективы. № 7, с. 3
- Соколов Б. С., Аксенов Г. П. Информация о деятельности Комиссии по связи с прессой. № 5, с. 123
- Ярмолюк В. А., Кавун К. П. Об экскурсионной программе XXVII сессии Международного геологического конгресса. № 4, с. 116
- XXVII Международный геологический конгресс завершил работу. № 11, с. 3
- За сотрудничество в изучении Земли и ресурсов недр, за мир и дружбу между народами (Обращение к геологам мира). № 11, с. 8

ХРОНИКА

- Ганешин Г. С., Чемяков Ю. Ф. XI конгресс Международного союза по изучению четвертичного периода. № 3, с. 107
- Григалис А. А., Майсурадзе Л. С. 18-й Европейский микропалеонтологический коллоквиум. № 5, с. 125
- Джанелидзе Т. В., Буадзе В. И. VI симпозиум Международной ассоциации по генезису рудных месторождений. № 2, с. 123
- Дмитриевский А. Н., Кореньков А. С. Системный подход в геологии (теоретические и прикладные аспекты). № 6, с. 124
- Жариков В. А., Попова М. Я. Вузы и научно-исследовательские организации к XXVII Международному геологическому конгрессу. № 7, с. 121
- Иванов И. Б., Тыминский В. Г. Научные достижения в геологии, квалифицированные в качестве открытий. № 4, с. 121
- Иванов И. Б., Тыминский В. Г. Научные достижения в геологии, квалифицированные в качестве открытий. № 10, с. 109

- Кондрашов Е. Н. Геологоразведочные работы в развивающихся странах Африки. № 11, с. 121
- Кулагин С. Г. Московская городская конференция по проблеме «Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых и охрана окружающей среды». № 9, с. 117
- Лисицын А. И., Проскуряков В. В., Негруца В. З. Совещание по анализу результатов, эффективности и развитию геологоразведочных работ в Карельской АССР. № 3, с. 105
- Романовский С. И. Петербургская (1897 г.) и Московская (1937 г.) сессии Международного геологического конгресса. № 7, с. 119

РЕЦЕНЗИИ

- Анциферов Е. А. Новый подход к металлогенезу Азиатского континента. № 10, с. 123
- Басов В. А., Месежников М. С., Ронкина З. З., Шулгина Н. И. О правилах описания опорных разрезов. № 9, с. 123
- Буш В. А. Геологи изучают планеты. № 12, с. 118
- Довжиков А. Е. О монографии Е. П. Паталахи «Генетические основы морфологической тектоники». № 8, с. 125
- Еременко Н. А. Новая книга о происхождении и прогнозировании скоплений газа, нефти и битумов. № 9, с. 120
- Еремеев А. Н. Первая универсальная энциклопедия горняка и разведчика. № 12, с. 115
- Жабин А. Г. Множественные метеоритные взрывы как геологический фактор. № 11, с. 124

- Моисеенко Ф. С. Опыт геонимического изучения территории СССР. № 10, с. 118
- Невский В. А. Нужная и своевременная книга. № 1, с. 125
- Паффенгольц К. Н. Справочник по литологии. № 3, с. 116
- Сидоренко Г. А. Структурный типоморфизм минералов — основа поисковой генетической минералогии. № 10, с. 121
- Федорчук В. П. Экспериментальное воспроизведение условий низкотемпературного рудообразования. № 3, с. 114

- Памяти Нины Николаевны Субботной. № 9, с. 126
- Памяти Михаила Николаевича Годлевского. № 9, с. 127
- Памяти Натана Ильича Гинзбурга. № 12, с. 120
- Памяти Сергея Алексеевича Музылева. № 12, с. 121
- К 100-летию со дня рождения А. Н. Заварицкого

- Масайтис В. Л., Румянцева Н. А., Москалева В. Н., Никольская И. П. Научное наследие А. Н. Заварицкого в развитии геологических исследований. № 10, с. 113
- 70-летие Юрия Григорьевича Старицкого. № 2, с. 122
- 70-летие Вадима Викторовича Онихимовского. № 3, с. 104

Contents

DECISIONS OF THE XXVI-TH CONGRESS
OF THE CPSU SHOULD BE BROUGHT
INTO LIFE

- Results of geological exploration and
prospecting for 9 months 1984 . . . 3

ENERGY RESOURCES

- Shpilman I. A., Shpilman S. I., Yaroshenko A. V.*
Comparison of the structure of the basement and that of the cover in the junction zone in the Caspian Syncline and the Volga — Urals Anticline . . . 5
- Mekhtiev Sh. F., Buniat-Zade Z. A., Nadirov R. S.*
Geological structure and prospects for oil and gas in the Talysh region . . . 15

ECONOMICS AND MANAGEMENT

- Popov V. V.*
A system of collecting and interpretation of information while searching and exploring coal deposits . . . 21
- Krylova V. V., Savinskiy I. D.*
Prediction appraisal of tin mineralization in the Primor'e on the basis of geochemical data through the use of computers . . . 28

METALS AND NON-METALS

- Shabalin L. I.*
Features of distribution of the deposits of the titanium-magnetite formation . . . 36
- Pumpyanskiy A. M., Biryuchev S. I., Samarkin G. I.*
Magnetite deposits in the Glubochenskaya iron ore zone . . . 45

STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY

- Kruzina A. Kh., Uziyuk V. I., Shvartsman E. G.*
Palynologic-petrographic studies to differentiate and correlate, in detail, coal seams in Donets Basin . . . 53
- Lebedev E. L., Krichevets V. I.*
Stratigraphy and structural position of the Dzhugdzhurskiy Trough . . . 62
- Fedorov E. E., Fedorova M. E.*
On a problem of the Archean and Pro-

- terozoic boundary in the central part of the Kola Peninsula . . . 63
- Borovikov L. I., Semiletkin S. A.*
On the age of the Shabaktinskaya series of the Little Karatau Ridge, South Kazakhstan . . . 69

REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

- Shatkov G. A.*
A graphic model of evolution of planetary geological and metallogenetic systems . . . 72
- Markus M. A.*
On a problem of late Alpine tectogenesis of the East Caucasus . . . 81
- Orlov L. N.*
The North Kirghiz endogenous ring structure in the North Tien Shan . . . 91

MINERALOGY, PETROGRAPHY,
LITHOLOGY

- Rudnev V. V., Rakov L. T., Malinko S. V.*
Boron in calcite and anhydrite structures: whether a sign of mineralization or not? . . . 95
- Vasilev B. I., Putintsev V. K., Markovskiy B. A., Svyatogorova N. N., Selivanov V. A., Udintsev G. B.*
Results of dragging of the floor of the Sea of Okhotsk . . . 100

HYDROGEOLOGY AND ENGINEERING
GEOLOGY

- Sokolovskiy L. G., Chan Hong Fu, Vo Kong Ngiep*
Groundwater in the Socialist Republic of Vietnam . . . 107

BOOK REVIEWS

- Eremeev A. N.*
The first universal miner's and explorer's encyclopedia . . . 115
- Bush V. A.*
Geologists study the planets . . . 118
- In commemoration of Natan Ilich Ginzburg* . . . 120
- In commemoration of Sergey Alexeevich Muzylev* . . . 121

Иванкин
леродист
лоноснос
№ 2, с. 9
Иванов I
Доброво.
вые иссл
с. 105
Коплус
терпрега
и оценке
Крутий
химическ
свинцово
Некрасов
шок А. А.
вания ме
лото-сурь
Селецкий
ский А.
род-18 в
Туркменс
с. 89
Твалчрел
лая В. Е.
рудных п
с. 93

Аветисов
строение
ного рай
с. 86
Акишев
Строение
по данны
Горный
пературн
№ 6, с. 1
Карус Е.
тронометр
глубоких
Мавричев
Высокого
чений нес
Шаров В.
границ в
с. 112

И

Адилов В.
рового д
осадках.
Гречищев
менения
Крайнего
Исрапило
вия форм
осадочных
Киссин Е.
ский А. С.
мерениях
Мелькано
новы гид
физически
ваниях. №

Цена 1р.60к.

Индекс 70824

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ, 1984, №12, 1-128