

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

6 • 1979

Пролетарии всех стран, соединяйтесь!

6 • 1979

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Ежемесячный научный журнал

Орган Министерства геологии СССР

Основан в 1933 году

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Н. П. Лаверов

В. В. Белоусов, К. Д. Беляев, Т. В. Билибина, В. А. Вахрамеев, В. Г. Гарьковец, А. А. Геодекян, Л. Ф. Думлер, А. Н. Еремеев, А. И. Жамойда (зам. главного редактора), Б. М. Зубарев, П. Ф. Иванкин, Г. А. Израилева (зам. главного редактора), А. Б. Каждан, Е. В. Карус, А. И. Кринари, А. М. Палий, А. В. Пейве, Н. И. Погребнов, В. Н. Полуэктов (зам. главного редактора), Н. Н. Предтеченский, Н. В. Роговская, Д. А. Родионов, В. В. Семенович, Л. Н. Смирнов, М. А. Фаворская, Н. И. Хитаров, А. Д. Щеглов, А. Л. Яншин, В. А. Ярмолюк



МОСКВА • НЕДРА

© Издательство «Недра»
«Советская геология» 1979

Содержание

Ерофеев Б. Н., Долгополов В. М.,
Лузин Г. П.

Сотрудничество стран — членов СЭВ
в области разработки долгосрочных
геологических прогнозов 3

Мелик-Пашаев В. С.

Геологические причины аномально
высоких пластовых давлений 9

Любимова Е. А., Резников А. Н.,
Ганиев Ю. А., Масленников А. И.,
Голозубова Н. В.

Прогнозирование температурных ус-
ловий на больших глубинах 19

Власов Г. М.

Туфовый флиш как индикатор рудо-
носных структур 25

Иванкин П. Ф., Волярович Г. П.,
Инишин П. В., Потапов В. В.

Основные черты процесса формирова-
ния субвулканических золото-сереб-
ряных месторождений 32

Бутов Ю. П., Далматов Б. А.,
Воронцова Г. А.

К стратиграфии верхнего докемб-
рия — кембрия Восточного Саяна 44

Масляев Г. А.

Палеоструктура осадочного чехла
Предкавказья 56

Туркин В. А., Миртов Ю. В.

Щелочные бентониты в угленосных
отложениях балахонской серии Куз-
басса 68

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Некрасов И. Я., Сорокин В. И.,
Осадчий Е. Г.

Причины повышенной оловянности
сфалерита 81

Ляшенко Г. П.

Зональное расчленение девона Дне-
провско-Донецкой впадины по кони-
конхам 86

Стоппнер М. Н.

Моделирование колчеданных место-
рождений при геофизических поисках 90

Алиев А., Дыщук Ю. И.

Структурные особенности Икарского
рудного района (Западный Памир) 95

Настасиенко Е. В., Плякин А. М.

Агаты в базальтах Тимана 101

Коротаев С. М., Шнейер В. С.,
Гуревич В. И.

Оценка скоростей восходящего дви-
жения воды в субмаринных источни-
ках по фильтрационному электриче-
скому полю 106

Кулиненко О. Р.

Осадочные формации восточной части
Карпат 112

ХРОНИКА НАУЧНОЙ ЖИЗНИ

Станкевич Е. Ф.

Климат, рельеф и деятельность че-
ловека 119

КРИТИКА И РЕЦЕНЗИИ

Тимофеев П. П.

К выходу монографии «Геология ме-
сторождений угля и горючих сланцев
СССР» 121

УДК 55/001.83(103)

Б. Н. ЕРОФЕЕВ, В. М. ДОЛГОПОЛОВ, Г. П. ЛУЗИН (СЭВ)

Сотрудничество стран — членов СЭВ в области разработки долгосрочных геологических прогнозов

Совету Экономической Взаимопомощи исполнилось 30 лет. В январе 1949 г. по решению коммунистических и рабочих партий создана эта первая в мире международная экономическая организация социалистических государств. Работа СЭВ — осуществление на практике принципов пролетарского, социалистического интернационализма.

СЭВ объединяет десять социалистических стран — НРБ, ВНР, СРВ, ГДР, Республика Куба, МНР, ПНР, СРР, СССР и ЧССР, — расположенных на Европейском, Азиатском и Американском континентах, с населением более 430 млн. человек (10% населения земного шара). За минувшее тридцатилетие страны, входящие в состав СЭВ, под руководством коммунистических и рабочих партий добились выдающихся успехов — значительно возрос их экономический потенциал, успешно развивается научно-технический прогресс, неуклонно поднимается народное благосостояние и культура. Они заняли видное место в ряду индустриально развитых государств мира.

За тридцатилетний период плодотворного взаимовыгодного сотрудничества темпы роста национального дохода стран социалистического содружества были в три, а промышленного производства — в четыре раза выше, чем в развитых капиталистических странах. В настоящее время страны — члены СЭВ производят примерно 1/3 выпускаемой в мире промышленной продукции, в то время как в начале 50-х годов на их долю приходилось около 18% мировой промышленной продукции; в 1977 г. произведено 1545 млрд. кВт·ч электроэнергии, выплавлено 205 млн. т стали, добыто 731 млн. т каменного угля, 566 млн. т нефти, что значительно больше, чем произведено этих видов продукции в странах ЕЭС. За истекшие годы содружества валовая продукция сельского хозяйства увеличилась примерно в 2,5 раза.

В апреле 1979 г. исполнилось десять лет с того времени, когда XXIII специальная сессия СЭВ приняла Комплексную программу дальнейшего углубления и совершенствования сотрудничества и развития социалистической экономической интеграции стран — членов СЭВ. В процессе ее реализации были согласованы и успешно осуществляются крупные проекты производственного и научно-технического сотрудничества, проводится большая работа по реализации многосторонних соглашений о специализации и кооперировании производства. Успехи в выполнении Комплексной программы позволяют углубить хозяйственное взаимодействие стран социалистического содружества, совместными усилиями решать важные задачи развития народного хозяйства.

Много нового внесено в совместную плановую деятельность стран — членов СЭВ за последние годы. Был разработан согласованный план многосторонних интеграционных мероприятий на 1976—1980 годы. Согласованным планом предусмотрено совместное строительство крупных объектов: магистрального газопровода «Союз» Оренбург — западная граница СССР протяженностью 2750 км, линии электропередачи напряжением 750 кВт Винница (СССР) — Альбертирша (ВНР) протяженностью 800 км, Кiemбаевского асбестового горнообогатительного комбината производительностью 500 тыс. т в год; предусмотрено создание новых мощностей по производству никель-кобальтовой продукции в Республике Куба и ряда других объектов. Успешно работает международная геологическая экспедиция в Монголии.

Художественный редактор Л. Э. Немировский
Корректор В. А. Бобринская

Технический редактор А. Г. Иванова

Сдано в набор 24.04.79. Подписано в печать 25.05.79. Т-09466. Формат 70×108¹/₁₆. Печать высокая. Усл. п. л. 11,2. Уч.-изд. л. 12,4. Тираж 3700 экз. Зак. № 295.

Адрес редакции: 123812, ГСП, Бол. Грузинская, д. 4/6.
Телефон 254-29-56
Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология»

Дальнейшим этапом в развитии сотрудничества братских стран явилась разработка долгосрочных целевых программ сотрудничества (ДЦПС). Их цель — общими усилиями обеспечить быстро растущие потребности в энергии, топливе, основных видах сырья, полнее удовлетворить спрос на продовольствие и промышленные товары народного потребления, поднять уровень машиностроения, ускорить развитие транспорта. Реализация этих программ будет содействовать ускорению социалистического и коммунистического строительства, дальнейшему подъему жизненного уровня в странах социалистического содружества.

ДЦПС по топливно-энергетической проблеме нацелена на максимально экономное и рациональное использование энергетических ресурсов, на существенную перестройку структуры топливно-энергетического баланса. Предусмотрены важные шаги сотрудничества в области проведения широкого комплекса геологоразведочных работ с целью выявления запасов основных видов топливно-энергетического и рудного сырья, а также эффективного и экономного использования имеющихся ресурсов.

Важную роль в успешном выполнении Комплексной программы и ДЦПС играет научно-техническое сотрудничество, в котором участвуют свыше 3000 научно-исследовательских, проектно-конструкторских организаций и вузов.

Постоянная Комиссия СЭВ по геологии ставит своей основной задачей сотрудничество в области изучения геологического строения территорий стран — членов СЭВ с целью увеличения собственных запасов нефти и газа, углей, руд черных, цветных и редких металлов, агрономических руд, различных каменных строительных материалов и других видов минерального сырья. Напомним, что Постоянная Комиссия состоит из десяти делегаций стран — членов СЭВ и делегации СФРЮ, принимающей участие в работе Комиссии по соглашению между СЭВ и СФРЮ.

За 15-летний период деятельности Комиссия проделала значительную работу — разработан ряд крупных геологических проблем, созданы современные технические средства для эффективного проведения геологоразведочных работ.

Ускорение развития научно-технического прогресса и темпы роста промышленного производства в современном мире сейчас больше, чем когда-либо в истории человечества, зависят от наличия разведанных ресурсов минерального сырья. Вот почему проблема обеспечения потребностей стран — членов СЭВ всеми необходимыми видами полезных ископаемых — одна из главных среди широкого круга сложных и ответственных задач, решаемых Советом Экономической Взаимопомощи. Поскольку прирост запасов минерального сырья в настоящее время возможен главным образом за счет выявления скрытых рудных месторождений и глубоко залегающих нефтяных и газовых залежей, резко возрастает роль научно обоснованных глубинного и крупномасштабного прогнозов месторождений полезных ископаемых, а также разработка наиболее актуальных проблем методики и техники производства, направленных на ускорение научно-технического прогресса в геологии.

В рамках СЭВ прогнозирование развития минерально-сырьевой базы, ускорения научно-технического прогресса при производстве геологоразведочных работ и изменения объемов потребления минерального сырья промышленностью тесно взаимосвязаны. Данные этих прогнозов являются необходимым условием перспективного планирования развития народных хозяйств братских стран и взаимной координации основных направлений геологоразведочных работ. В настоящей статье рассматривается геологический аспект проблемы, непосредственно свя-

занный с обеспечением потребностей стран — членов СЭВ в минеральном сырье.

Долгосрочные прогнозы развития минерально-сырьевой базы и изменения объемов потребления минерального сырья служат основными исходными данными для определения направлений развития сырьевых отраслей промышленности. Сбалансированные результаты прогнозных расчетов потребления, производства и развития минерально-сырьевой базы позволяют с высокой степенью достоверности определять оптимальные объемы добычи минерального сырья при минимальных капитальных затратах и издержках производства. Теоретической основой для исследований по количественной оценке прогнозных запасов полезных ископаемых и выбору основных направлений геологоразведочных работ на длительную перспективу являются достижения в области изучения региональных и локальных закономерностей формирования и размещения месторождений полезных ископаемых. Обобщение и анализ накопленных научных данных по металло- и минерагении позволяют разрабатывать новые и совершенствовать известные методы количественной оценки прогнозных запасов применительно к определенным районам и типам месторождений, а также методы долгосрочного прогнозирования развития геологоразведочных работ.

Поэтому специалисты стран — членов СЭВ ведут исследования по рассматриваемой проблеме в двух взаимосвязанных аспектах. С одной стороны, разрабатываются критерии и методика прогнозной оценки ресурсов минерального сырья применительно к различным геолого-географическим условиям, а с другой — проводятся анализ состояния минерально-сырьевой базы и прогнозная оценка запасов полезных ископаемых в каждой из этих стран. При этом совершенствование методики и критериев прогнозной оценки запасов минерального сырья влечет за собой переоценку этих запасов и рассмотрение заново их перспектив. Уточнение состояния минерально-сырьевой базы ставит перед геологами братских стран новые задачи, которые можно решить лишь при условии дальнейшего совершенствования методики и уточнения критериев прогнозной оценки.

Впервые единые принципы и методы оценки прогнозных запасов полезных ископаемых были рассмотрены и одобрены руководителями центральных геологических органов стран — членов СЭВ в 1963 г. В соответствии с этими принципами количественная и качественная оценка прогнозных запасов полезных ископаемых производилась на основе данных по истории геологического развития и особенностей строения, полученных в результате проведения комплексных геологических, геофизических и геохимических исследований, анализа структурно-тектонических, минералого-петрологических, литолого-стратиграфических, палеогеографических и других факторов, определяющих условия локализации оцениваемого полезного ископаемого, а также с учетом имеющихся сведений об известных месторождениях аналогичного типа и статистических материалов.

На основании разработанных принципов в 1963 г. была проведена оценка минерально-сырьевых ресурсов и определены основные направления геологоразведочных работ с учетом перспектив увеличения запасов тех видов минерального сырья, которые имеют наиболее существенное значение для развития народного хозяйства каждой страны. Указанные материалы были одобрены на Третьем совещании руководителей центральных геологических органов стран — членов СЭВ (Москва, 1963 г.) и положены в основу практических рекомендаций по дальнейшим направлениям геологических исследований.

Например, в зависимости от конкретной геологической обстановки, существующей в той или иной стране, было признано целесообразным проведение геологоразведочных работ на следующие полезные ископаемые: НРБ — на нефть, газ, уголь, железные и марганцевые руды, цветные металлы; ВНР — на нефть, газ, угли, бокситы, марганцевые руды, огнеупорное и керамическое сырье; ГДР — на нефть, газ, бурые угли, каменные соли, железные руды, олово, вольфрам, флюорит, строительные материалы и керамическое сырье; ПНР — на нефть, газ, каменные и бурые угли, медь, цинк, свинец, серу, железные руды; СРР — на нефть, газ, угли, алюминиевое сырье, цветные металлы, железные и марганцевые руды, огнеупорные и каолиновые глины, сырье для керамической и стекольной промышленности; СССР — на все виды минерального сырья; ЧССР — на каменные и бурые угли, нефть, газ, олово, ртуть, плавленый шпат, огнеупорное, керамическое и стекольное сырье.

После создания в 1963 г. Постоянной Комиссии СЭВ по геологии многостороннее сотрудничество стран в области разработки научно обоснованных прогнозов состояния сырьевой базы и перспектив обеспечения народного хозяйства минеральным сырьем получило дальнейшее развитие. С 1966 по 1970 г. страны — члены СЭВ проводили исследования по разработке теоретических основ научного прогноза месторождений твердых полезных ископаемых в геолого-структурных зонах различного типа, а также по разработке принципов и методики составления металлогенических, прогнозных и других карт, необходимых для выявления закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых. Исследования по созданию теоретических основ научного прогноза проводились по видам полезных ископаемых, приуроченных к определенным геолого-структурным зонам в пределах определенного географического региона.

В соответствии с этой программой специалистами НРБ, ВНР, ГДР, МНР, ПНР, СРР, СССР и ЧССР были разработаны основы научного прогноза следующих месторождений: медноколчеданных и связанного с ними полиметаллического оруденения в зонах развития вулканогенных формаций; стратифицированных медных и свинцово-цинковых; медно-молибденовых в зонах субвулканических порфировых интрузивов; бокситов в зонах развития карбонатных формаций; оловянно-вольфрамовых в зонах развития гранитоидных интрузий; полиметаллических и золото-серебряных в зонах развития субвулканических интрузивов; гидротермальных флюоритовых и барит-флюоритовых.

Разработка критериев и методики прогноза месторождений твердых полезных ископаемых велась применительно к типам минерального сырья, необходимым для различных отраслей промышленности — черной, цветной металлургии и т. д.

Проведение исследований на многосторонней основе по проблеме обеспеченности стран — членов СЭВ сырьем для черной металлургии уже после выполнения первой части программы было признано нецелесообразным, поскольку в большинстве стран собственные ресурсы сырья для этой отрасли промышленности ограничены и перспективы их расширения невелики. С целью обеспечения европейских стран социалистического содружества таким сырьем были разработаны интеграционные мероприятия, предусматривающие совместное использование запасов уникальных железорудных бассейнов Курской магнитной аномалии и Криворожья. Это решение позволило сэкономить значительные материальные и людские ресурсы, направив их на изучение и оценку других видов минерального сырья.

В результате исследований по проблеме обеспеченности сырьем для цветной металлургии была создана промышленно-генетическая

классификация медных и свинцово-цинковых месторождений, на основе которой разработаны критерии и методы их прогнозирования, подготовлены предложения о рациональном комплексировании геологических, геофизических и геохимических методов при поисках месторождений различных промышленно-генетических типов. Выбор рационального комплекса поисковых методов и целесообразность применения каждого из них определялся в зависимости от природно-климатических условий и степени геологической изученности района, ожидаемого промышленно-генетического типа месторождения, степени контрастности физических свойств руд и вмещающих их пород, а также от этапа поискового или поисково-разведочного процесса.

Странами — членами СЭВ проведены также прогнозные оценки некоторых видов топливно-энергетического сырья. Например, в 1965 г. завершились исследования по оценке запасов нефти и газа, в 1960—1968 гг. НРБ, ВНР, МНР, ПНР, СССР и ЧССР провели подсчет прогнозных запасов ископаемых углей по состоянию на 1.1.1968 г. В результате были получены научно обоснованные данные о том, что МНР, ПНР и СССР полностью обеспечены на многие десятки лет разведанными запасами каменных и бурых углей, а НРБ и ВНР — запасами лигнитов.

В 1969 г. завершилась работа по прогнозированию и изучению перспектив обеспеченности стран — членов СЭВ фосфорными рудами, калийными солями и серосодержащим сырьем на период 1971—1980 гг. Полученные результаты показали, что СССР обладает наиболее крупными месторождениями фосфорсодержащего сырья, в ПНР разрабатывается небольшое месторождение фосфоритов с низким содержанием P_2O_5 , в МНР кроме крупного месторождения фосфоритов в районе оз. Хубсугул имеется еще ряд рудопроявлений, пока недостаточно изученных; в СРР известны только проявления фосфоритов и апатита, характеризующиеся очень низким содержанием полезного компонента. Установлено, что СССР и ПНР по запасам природной серы занимают одно из первых мест в мире. Выявленные месторождения сосредоточены главным образом в Предкарпатской депрессии и залегают на небольших глубинах, позволяющих значительную часть запасов отрабатывать открытым способом.

Начиная с 1968—1970 гг., страны — члены СЭВ вновь перешли от анализа состояния минерально-сырьевой базы по отдельным полезным ископаемым к комплексной геолого-экономической оценке состояния ресурсов основных видов минерального сырья и к разработке прогноза обеспеченности разведанными запасами намечаемых уровней. Так, в 1970 г. странами — членами СЭВ подготовлены материалы по геолого-экономической характеристике своих территорий и состоянию обеспеченности народного хозяйства прогнозными и разведанными запасами важнейших видов минерального сырья. На основе этих материалов разработаны предложения о сотрудничестве.

В 1973 г. была завершена разработка долгосрочного прогноза развития минерально-сырьевой базы для обеспечения потребностей стран — членов СЭВ в топливно-энергетическом и рудном сырье, включая минеральные ресурсы морей и океанов, на период до 1990 г. Прогнозирование выполнено для основных видов минерального топлива (каменный уголь, нефть, природный газ), по черным (железо, марганец) и цветным (медь, алюминий, свинец, цинк, олово, никель, вольфрам) металлам, нерудному сырью и другим полезным ископаемым.

В 1975 г. Постоянной Комиссией СЭВ по геологии одобрен план разработки прогнозов по наиболее актуальным проблемам науки, техники и производства в области геологии до 1990—2000 гг., который преду-

составляет составление трех прогнозов, связанных соответственно с обеспечением потребностей стран — членов СЭВ разведанными запасами основных полезных ископаемых, исследованием морей и океанов с целью использования их минеральных ресурсов и научно-техническим прогрессом в области техники и технологии геологоразведочных работ.

Прогноз по обеспечению потребностей стран — членов СЭВ разведанными запасами основных полезных ископаемых включает следующие вопросы:

- состояние прогнозных запасов и степень обеспеченности запасами нефти и природного газа, коксующихся и энергетических углей, железа, марганца, хромитов, никеля, бокситов, меди, цинка, свинца, олова, вольфрама, фосфоритов и каменных солей;

- состояние изученности и степень подготовки разведанных запасов для промышленного освоения, их геолого-географическое размещение и возможности комплексного использования минерального сырья;

- направления геологических исследований по дальнейшему укреплению и расширению минерально-сырьевых баз в прогнозируемом периоде;

- основные направления дальнейшего расширения и углубления научно-технического сотрудничества в области геологии на период до 1990—2000 гг.;

- перспективы развития минерально-сырьевой базы МНР и научно-технического сотрудничества заинтересованных стран — членов СЭВ в дальнейшем геологическом изучении ее территории;

- важнейшие проблемы в области геологии для совместной разработки на период до 1990 г.

Результаты проведенных исследований определяют состояние и возможности развития минерально-сырьевой базы стран — членов СЭВ. В большинстве из них имеются значительные запасы энергетических углей и лигнитов, медных и свинцово-цинковых руд, которые обеспечивают дальнейшее развитие соответствующих отраслей народного хозяйства. Некоторые страны располагают значительными ресурсами коксующихся углей, железных руд, никеля, плавикового шпата, олова, вольфрама, хромитов, карбонатных марганцевых руд, самородной серы, калийных солей, которые позволяют обеспечить минеральным сырьем не только собственные промышленность и сельское хозяйство, но и удовлетворить потребности других братских стран. В большинстве из них дефицитным минеральным сырьем являются нефть, бокситы, окисные марганцевые руды, фосфаты, ресурсы которых не обеспечивают планируемого развития соответствующих отраслей народного хозяйства.

На основе проведенного анализа состояния и прогноза развития минерально-сырьевой базы разработаны рекомендации по проведению разведки рентабельных к освоению глубоких горизонтов угольных бассейнов, исследованию перспектив нефтегазоносности неструктурных ловушек, а также изучению шельфовых зон морей; рекомендовано концентрировать геологоразведочные работы в первую очередь на поисках и разведке месторождений таких генетических типов рудных полезных ископаемых, которые обеспечивают развитие их добычи на длительную перспективу; тщательно изучать все содержащиеся в минеральном сырье сопутствующие компоненты, которые могут иметь промышленное значение; развивать совместные геологоразведочные работы на территориях Республики Куба, МНР и других стран — членов СЭВ. Выполнение этих рекомендаций позволило выделить первоочередные объекты для ведения геологических исследований с обоснованием объемов работ и необходимых финансовых затрат.

Таким образом, активное сотрудничество специалистов стран — членов СЭВ, особенно в области одной из важнейших проблем — топливно-энергетической, позволило целеустремленно и научно обоснованно направлять дальнейшую деятельность геологических организаций братских стран по обеспечению опережающего роста разведанных запасов минерального сырья по сравнению с темпами развития добывающих отраслей промышленности.

Путь, пройденный странами — участницами Совета Экономической Взаимопомощи, убедительно показал, что важным условием их успехов наряду с национальными усилиями являются братское взаимодействие, готовность учитывать интересы друг друга.

УДК 550.8 : 622.83

В. С. МЕЛИК-ПАШАЕВ (ВНИИ)

Геологические причины аномально высоких пластовых давлений

Аномально высокое давление (АВПД) — одно из интереснейших природных явлений в нефтяной геологии. С развитием разведочных работ в большинстве стран мира, располагающих перспективами нефтегазоносности, выявляются отдельные регионы, для которых характерно АВПД. Знание природы АВПД имеет не только теоретическое, но и большое практическое значение для успешного осуществления глубокого бурения при поиске, разведке и разработке нефтяных и газовых месторождений.

На протяжении последних 30 лет в отечественной и зарубежной литературе опубликовано большое число работ, посвященных этой многогранной проблеме. Обобщение их дает возможность установить основные причины, обуславливающие возникновение в нефтегазовых залежах АВПД [4, 5, 21].

Несмотря на то что АВПД установлены как в геосинклинальных областях, так и на платформах, сопоставлять данные о начальных пластовых давлениях следует по крупным геотектоническим элементам, так как причины этого явления в геосинклинальных областях и на платформах различны. Весьма полезно обобщение материалов и по крупным стратиграфическим комплексам (палеозой, мезозой, кайнозой), поскольку степень консолидации осадка будет различной, и в этой связи частота проявлений АВПД в молодых отложениях будет больше, чем в древних.

Следует особо подчеркнуть ведущую роль геотектонических процессов как одну из основных причин, которые создают благоприятную обстановку для проявления АВПД. Поскольку наибольшей тектонической активностью отличается область альпийской складчатости, то здесь и следует предполагать наиболее частые проявления АВПД.

Новейшие данные бурения сверхглубоких скважин свидетельствуют об исключительно важном значении больших глубин залегания пластов в формировании АВПД как в платформенных, так и в геосинклинальных областях.

Повышенное по отношению к гидростатическому пластовое давление может быть связано с тем, что пласты, к которым приурочены залежи нефти и газа, выходят на дневную поверхность на высоких гипсометрических отметках. Разница между отметками земной поверхно-

сти и кровлей продуктивного горизонта на всем протяжении от области питания до области разгрузки определяет величину пластового давления.

Об АВПД в областях развития грязевого вулканизма в отечественной литературе впервые сообщалось в 1949 г. [14]. В пределах Западного Апшерона, Прикуринской низменности и Бакинского архипелага на структурах, осложненных грязевыми вулканами, процесс бурения чрезвычайно осложняется вследствие обвалов, водо- и газопроявлений, что вынуждает прибегать к утяжеленным буровым растворам. В пластах месторождений этого района давление часто намного превышает гидростатическое, соответствующее глубине их залегания. Так, в одной из скважин Западного Апшерона, фонтанировавшей водой, при закрытии устья давление возросло до 80 кгс/см². Благодаря тому что все верхние воды были изолированы предыдущей колонной, удалось точно установить глубину залегания водяного притока и определить градиент пластового давления. Он оказался равным 0,15 кгс/см²/м.

На площади Баба-Занан в Прикуринской низменности в процессе бурения скважины на глубине 1220 м произошел газовый выброс, при закрытии превентера давление на устье было равным 178 кгс/см². В данном случае превышение пластового давления над гидростатическим достигает 1,5. На той же площади в скв. 14, давшей фонтан воды, после герметизации устья было установлено, что градиент давления равен 0,14 кгс/см²/м.

Пластовое давление на нефтяном месторождении Кюров-Даг, установленное в скв. 7 на глубине 1594 м, составляло 230 кгс/см², а в скв. 2 на глубине 1687 м — 246 кгс/см², градиент давления здесь соответственно 0,144 и 0,147 кгс/см²/м.

АВПД установлено и на месторождениях Бакинского архипелага. Так, превышение пластового давления над гидростатическим в горизонтах VII и VIII месторождений Сангачалы-море, Дуванный-море, о-в Булла достигло 1,45.

Надо полагать, что избыточные пластовые давления в таких районах обусловлены в основном строением грязевулканических структур, наличием больших продольных нарушений в осевых частях складок и, что особенно важно, огромными массами жидкой сопочной грязи. Так как сопочная грязь находится в полужидком состоянии в сводовых частях структур и контактирует со всеми горизонтами продуктивной толщи, она оказывает значительное давление на проницаемые пласты месторождения. Плотность сопочной грязи достигает 1,8 г/см³, это обуславливает пластовое давление, в 1,5 раза и более превышающее гидростатическое. Надо полагать, что значительная раздробленность грязевулканических структур дизъюнктивными нарушениями также способствует проявлению АВПД.

А. Г. Дурмишьян, Н. Ю. Халилов [11], Н. А. Касумов и др. [12] природу АВПД связывают с особыми условиями уплотнения глинистых пород, в результате отток поровой воды значительно меньше скорости погружения пластов. Полагают, что отставание оттока поровой воды из глинистых пород в процессе их погружения обуславливает интенсивное сжатие флюидов до давлений, близких к геостатическому, что приводит к формированию в глинистой толще АВПД (в данном случае аномально высокого внутрипорового давления).

В работе [10] пористость глин по кривым, определенным в лабораторных условиях, сопоставляется с их пористостью по данным исследования кернов месторождений Бакинского архипелага и Западного Апшерона. Величина объема пор, по-видимому, не является основной и единственной причиной АВПД. Что же касается обвалов стенок сква-

жины и сужения ее ствола, то они могут наблюдаться при пористости не только 20%, но и 10%. Несомненно, что отставанием оттока поровой воды из глинистых пород от темпа погружения пластов можно объяснить аномально высокое давление, но при этом не учитываются особенности тектоники и условия формирования нефтяных залежей Южно-Каспийской впадины (Азербайджан, Туркмения).

Определение градиентов пластовых давлений геофизическими методами [1, 9] основано на различных принципах, поэтому необходимо продолжить исследования в этой области. Не исключено, что детальное изучение изменения минералогического состава глинистых пород по разрезу, их гранулометрии и физико-химических свойств флюидов, содержащихся в порах по всей мощности глинистой толщи, раскроет истинную природу наблюдаемых явлений и тем самым окажет существенную помощь в совершенствовании методики определения аномально высоких пластовых давлений по данным геофизических исследований скважин.

Ранее [16] указывалось, что в отдельных интервалах разреза на месторождениях Южно-Каспийской области прогибания происходит закономерное увеличение газоносности свит продуктивной толщи с увеличением их глинистости. Процессы газообразования могли происходить в глинистых толщах большой мощности, поэтому, несмотря на отсутствие в них песчаных пластов, по плоскостям напластования и системе микротрещин мог скопиться газ, который находится под давлением, близким к горному, и при вскрытии проявляет себя в виде выброса промывочного раствора. Таким образом создается обстановка, подобная той, которая наблюдается в угольном пласте, где может произойти выброс не поровой воды, а газа, скопившегося в пустотах каменного угля. Поэтому возможно, что причиной АВПД в известной мере может быть и газоносность глинистых толщ. Задачей комплексных исследований должно быть определение роли и значения каждого из факторов, обуславливающих АВПД.

Таким образом, причиной АВПД в областях развития грязевого вулканизма является не поровая вода, а особенности геологического строения грязевулканических структур, их сильная раздробленность в сводовых частях поднятий, значительные объемы сопочной грязи, заполнившей трещины крупных дизъюнктивных нарушений, а также наличие газа в пустотах глинистых толщ, находящихся под геостатическим давлением.

В работе А. А. Якубова, А. А. Ализаде, М. М. Зейналова [22] научное описание сопровождается геологическими профилями и структурными картами, а также аэрофотоснимками крупных грязевых вулканов. Эти материалы дают представление о масштабах площадей, занятых сопочной брекчией при крупных извержениях. Изучение обломков пород, выносимых на поверхность, позволяет установить их стратиграфическую приуроченность. Корни значительного количества грязевых вулканов находятся вне мощной толщи третичных образований и достигают меловых отложений, предположительно залегающих на глубинах 10 000—12 000 м. Данные исследования позволяют также определить перспективность на нефть и газ глубоко залегающих отложений, которые в настоящее время недоступны для бурения.

И. М. Губкин [8] указывал, что газонефтеносность и грязевый вулканизм взаимосвязаны. В ряде работ по юго-восточному погружению Кавказа он подчеркивал особенности областей развития грязевого вулканизма. Без специфических тектонических движений, приводящих к образованию диапировых и криптодиапировых складок, пластичных глинистых толщ, воды, газа и дизъюнктивных нарушений трудно предста-

48
30
31
16
92
5
97
вить себе возникновение грязевых вулканов. Поэтому при изучении причин возникновения АВПД следует исходить из специфических условий геологического развития отдельных нефтегазоносных областей. Несомненно, что об отставании оттока воды можно говорить применительно к глубинам наибольшего погружения толщ с АВПД. Между тем в результате тектонических процессов эти толщи оказываются на значительно меньших глубинах по сравнению с отметками их максимального погружения [5]. Так, на месторождении Кюровдаг АВПД начинается с глубины всего лишь 400 м [12].

АВПД может быть вызвано большой высотой газовой залежи, так как давление во всей залежи определяется величиной пластового давления в зоне контакта газа и воды. По мере погружения залежи и возрастания глубины залегания пласта превышение пластового давления над гидростатическим будет постепенно уменьшаться до нормального в краевой части газовой залежи.

Теоретические кривые изменения градиентов пластовых давлений ($p_{пл}/p_{гид}$) с учетом массы газа или плотности нефти, рассчитанные А. И. Алиевым для залежей, имеющих высоту 500, 1000, 1500 и 2000 м, показывают, что в зависимости от высоты газовых и газоконденсатных залежей величина $p_{пл}/p_{гид}$ может возрастать от 1,2 до 1,6—1,8 и более [3]. Такое постепенное увеличение градиента пластового давления в направлении от газоводяного контакта к своду складки нельзя относить к аномальному, если оно приурочено к регионам, где пластовое давление в нефтяных залежах соответствует гидростатическому и отсутствием разницы между массой воды и газом). В этих условиях изменение градиента давления в газовых и газоконденсатных залежах вполне закономерно, его всегда можно предвидеть и рассчитать. Однако это не значит, что повышенные пластовые давления газовых и газоконденсатных залежей в других регионах не могут быть вызваны причинами аномального порядка. Поэтому следует различать две группы газовых и газоконденсатных залежей с повышенными пластовыми давлениями: в одной из них они вызваны высотой залежи, в другой — аномальными особенностями геологического строения. В первом случае бурение толщ над залежью в основном будет проходить в нормальных условиях, во втором — сопровождаться выбросами, обвалами стенок скважины и потребует утяжеления промывочного раствора.

Большой интерес представляет АВПД, обусловленное аномально высокой пластовой температурой. Нефтяные месторождения Среднеобской нефтегазоносной области обычно характеризуются пластовыми давлениями, соответствующими гидростатическим. Салымское нефтяное месторождение на Сургутском своде является первым в Среднеобской нефтегазоносной области, в пределах которого зафиксировано АВПД. Разрез месторождения сложен отложениями юры, нижнего и верхнего мела, палеогена и четвертичными образованиями. Общая мощность осадочного чехла 3100—3300 м. АВПД обладает залежью, связанная с отложениями баженовской свиты верхней юры, породы которой представлены битуминозными аргиллитами.

Сопоставляя данные скв. 24, в которой выброс произошел при плотности промывочного бурового раствора 1,58 г/см³, с данными замеров пластовых давлений в других скважинах, можно отметить достаточно хорошую их сходимость, градиент пластового давления колеблется в пределах 1,52—1,5%.

В результате испытания поисковых и разведочных скважин установлена нефтегазоносность баженовской свиты юрских отложений. Своеобразие нефтенасыщения заключается в резком различии произво-

дительности скважин. На общем фоне малодебитных скважин, в которых притоки нефти не превышают 1—5 м³/сут, выделяется несколько зон, которые отличаются начальными дебитами 23—230 м³/сут. Интересно отметить, что высокие дебиты не связаны с развитием песчаных образований, а обусловлены наличием системы трещин в аргиллитах баженовской свиты. В результате геотермических исследований скважин установлено, что трещиноватая зона отличается не только АВПД, но и аномально высокой пластовой температурой. Так, температура в скважинах 24, 27, 30, 28, 41, расположенных в трещиноватой зоне, соответственно достигает 128, 132, 127, 134 и 125°С, в то время как за ее пределами она не превышает 116—118°С.

Известно, что решающее влияние на тепловой режим осадочного чехла Западно-Сибирской низменности оказывает неравномерность теплового потока, идущего из фундамента. АВПД в трещиноватой зоне юрских отложений Салымского месторождения может быть обусловлено температурой и горным давлением [18]. Наличие разлома и системы трещин могло способствовать непосредственному проникновению тепловых потоков в эту зону и образованию в ней положительной геотермической аномалии. Так как трещиноватая зона изолирована от всех других частей структуры, то относительно высокая температура и термическое расширение нефти могли привести к увеличению пластового давления.

По-видимому, подобное объяснение АВПД не является единственным приемлемым. Не исключено, что АВПД обусловлено той же трещиноватостью пород баженовской свиты, однако основная причина заключается не только в термическом расширении нефти, но и в воздействии горного давления непосредственно на залежь. Исследованиями ВНИГРИ по большим шлифам определены трещинная пористость и проницаемость. Проницаемость пород четырех пачек баженовской свиты составила 0,66—1,51 мД. Однако высокие дебиты нефти в ряде скважин не оставляют сомнения в том, что наряду с указанными микротрещинами существуют более широкие трещины, через которые в результате горного давления глины вышележащей толщи вдавливаются и воздействуют непосредственно на нефть, обуславливая повышенное давление в залежи. То обстоятельство, что отдельные высокодебитные скважины располагаются вне выявленной зоны, дает основание предполагать существование нескольких изолированных друг от друга трещиноватых зон, к которым приурочены залежи нефти. Эти же соображения о природе АВПД могут быть отнесены к Правдинскому месторождению.

Геохимические, в частности битуминологические, исследования мезозойских отложений Западно-Сибирской низменности, проведенные в достаточно большом объеме А. А. Трофимуком, А. Э. Конторовичем, В. В. Вышемирским (1973 г.) и другими исследователями, показали, что юрские отложения отличаются наибольшим содержанием битумоидов и весьма благоприятными условиями для процессов нефтегазообразования. Это служит достаточным основанием для утверждения, что залежи баженовской свиты образовались за счет нефти, генерированной из органических веществ в самих юрских отложениях. Таким образом, в Среднеобской нефтегазоносной области Западной Сибири выявлена зона АВПД, совпадающая с положительной геотермической аномалией.

По данным Г. П. Елисеева, В. Н. Шаблинской [1977 г.], в настоящее время АВПД в Западно-Сибирской низменности установлены на 15 месторождениях, причем 2/3 из них территориально расположены в пределах Уренгойско-Колмогорской зоны.

Существенное значение имеют разрезy, содержащие толщй каменной соли, которые не отличаются стойкостью, в процессе бурения рас-

творяются в воде промывочного раствора и обнаруживают склонность к обвалу при бурении скважин.

Особый интерес представляет АВПД в пределах Астраханского свода [20] в подсолевом комплексе башкирского яруса. При испытании газовой залежи в интервале 3900—4100 м на Ширяевском поднятии установлено пластовое давление, равное 630 кгс/см². В скв. 1 на Волжанской площади из интервала 3960—4110 м получен фонтан газа при пластовом давлении 672 кгс/см². Отношение пластового давления к гидростатическому составляет 1,55—1,6. АВПД установлено также в подсолевых отложениях месторождения Кенкияк в Казахстане. Таким образом, поиски залежей нефти и газа в подсолевых отложениях связаны с возможными осложнениями в процессе бурения.

Для прогнозирования АВПД большое значение имеет знание геотектонических процессов, приводящих к образованию антиклинальных поднятий. Зона альпийской складчатости отличается тектонической активностью, которая приводит к образованию структур диапирового строения, осложненных грязевыми вулканами, а также структур с сетью продольных и поперечных дизъюнктивных нарушений и сильно раздробленных в сводовой части. На многих из них сохраняется напряженность, существовавшая в стадии тектогенеза, которая в числе других причин способствует проявлению АВПД. В результате тектонических движений первоначальная глубина залежей нефти может резко уменьшиться, что приводит к АВПД. Уменьшение глубины залегания пласта может не сопровождаться перераспределением в нем давления в соответствии с его новым гипсометрическим положением вследствие изолированности отдельных блоков.

Рассматривая возможные причины повышения пластового давления, А. К. Алиев [2] и др. уделяют особое внимание газо- и гидродинамической связи по нарушениям с глубоко залегающими пластами, в которых отмечаются большие давления.

С переходом бурения на большие глубины все чаще наблюдается АВПД. Так, на Приволжской моноклинали на Камышанской, Южно-Уметовской, Восточно-Уметовской площадях в старооскольском и других горизонтах на глубине 4800—5157 м превышение пластового давления над гидростатическим достигает 1,5.

В зависимости от особенностей геологического строения и условий залегания нефти, газа и воды переход от гидростатических к аномально высоким давлениям может происходить на различных глубинах. Некоторые исследователи (К. А. Аникеев и др.) предполагают наличие в разрезе своеобразного литологического «порога». Часто он определяется непроницаемым горизонтом, ниже которого проявляется АВПД.

Абсолютная величина АВПД с увеличением глубины залегания пласта возрастает. Так, АВПД в самой глубокой скважине Берта-Роджерс в США (9583 м) достигает 1736 кгс/см². Пластовые температуры на месторождениях с АВПД возрастают до 236°С.

Зависимость пористости глин от глубины залегания пластов по кернам изучалась Н. Б. Вассоевичем [5] (до 3000 м) и Д. Уэллером (до 5500 м). По кривой Д. Уэллера в интервале 4000—4500 м пористость составляет 3%, а на глубине 5000 м снижается до 1,0—1,5%. Если судить по приведенным данным, то в глинистых толщах, залегающих на глубинах свыше 5000 м, величина пористости еще меньше, и дегидратация глин, казалось бы, не должна быть причиной АВПД. Нам представляется, что при лабораторных исследованиях пористости глин в зависимости от давления не воспроизводятся природные условия дегидратации. Между тем бурение глубоких и сверхглубоких скважин в осадочном чехле у нас и в США свидетельствует о том, что даже на тех

месторождениях, где разбуривание залежей в верхней части разреза проходило в нормальных условиях, в нижезалегающих стратиграфических комплексах вследствие АВПД оно ведется на утяжеленных растворах. Надо полагать, что в глубоко залегающих толщах дегидратация глин и трещиноватость пластов-коллекторов служат основными причинами, обуславливающими проявление в них АВПД. Однако по мере дальнейшего увеличения глубины залегания пластов, а следовательно пластового давления и температуры, песчано-алевритовые комплексы могут приобрести свойства пластичности [6]. Это должно сопровождаться деформацией скелета пласта, уменьшением объема пор и проявлением АВПД.

Прогнозирование АВПД до начала бурения первой поисковой скважины должно быть основано на геологических материалах, сейсмических данных, способствующих выявлению зон повышенного поглощения сейсмоволн, а также на данных ранее пробуренных скважин в соседних районах со сходными геологическими условиями. Изучение общей геологической обстановки позволит выявить стратиграфические комплексы, в которых можно ожидать проявления АВПД. Отдельные литолого-фациальные комплексы, слагающие разрез месторождения, представляя интерес с точки зрения выявления глинистых толщ, содержащих пласты податливых глинистых пород, которые могут внедриться в систему трещин более древних отложений, а также глин, минералогический состав которых отличается способностью к разбуханию и обвалу в стволе скважины.

Прогнозирование в процессе бурения поисковой скважины сводится к интерпретации данных каротажа (механического, газового, акустического, электрического и др.) для установления «ореола вторжения», т. е. глин, в трещины и пустоты которых проник газ. Надо полагать, что практическое значение оценки признаков крупной залежи для первой скважины будет зависеть от мощности «ореола вторжения». При малой его мощности и больших скоростях бурения трудно своевременно использовать эти данные до тех пор, пока не будет разработана автоматическая система определения всех необходимых параметров раствора в процессе бурения для обеспечения новой оптимальной технологии проводки скважин.

Вскрытие проницаемых пластов, к которым приурочены нефтяные и газовые залежи с АВПД, во избежание открытого фонтанирования должно происходить с помощью утяжеленных растворов, создающих противодействие на забое, превосходящее величину пластового давления. Чтобы предотвратить проникновение промывочного раствора в проницаемые пласты и сохранить естественные физические свойства нефтегазосодержащих коллекторов, вскрытие пластов при соответствующей подготовке в ряде стран производится в равновесных условиях с созданием в системе скважина — пласт сбалансированного давления.

Среди причин, обуславливающих АВПД, горное давление имеет особо важное значение, так как в этих случаях в нефтяных и газовых залежах создается наибольшая разность давлений.

Знание максимальной величины пластового давления имеет большое значение для выработки правильной технологии бурения скважин, требующей применения утяжеленных промывочных растворов и специальной конструкции с перекрытием обваливающихся зон. Кроме того, при высоких давлениях на устьях скважин для нормальной эксплуатации необходимо создание соответствующих фонтанных арматур, допускающих закрытие газовых скважин.

Залежи нефти, приуроченные к трещинным известнякам верхнего мела в пределах Сунженского и Терского хребтов, характеризуются

АВПД до 500—800 кгс/см² на глубинах 4000—5000 м. Интересно отметить, что АВПД в общем не характерны для этого района. Пластовые давления в караганских и чокракских отложениях здесь не превышают гидростатические. В этой связи возникает вопрос, не обусловлено ли АВПД гипсометрическими отметками выходов верхнемеловых отложений в пределах Черногорской моноклинали? Исследования А. В. Меркулова и др. показали, что гипсометрические отметки выходов кровли мезозоя в полосе Черногорской моноклинали находятся в пределах 800—1000 м над уровнем моря. Гидростатические уровни должны были бы быть на отметках, превышающих 2000 м, поэтому напор воды должен быть направлен в противоположную сторону. Следовательно, гидродинамическая связь продуктивных пластов верхнего мела с областью, где они выходят на дневную поверхность, отсутствует.

Трещиноватость характерна для сводовых частей сложно построенных структур передовых хребтов, которые подвергались значительному орогенезу, деформировавшему мощный комплекс карбонатной толщи верхнего мела. В то же время наблюдения показали, что степень трещиноватости по погружению пластов в зонах, удаленных от свода складки, резко уменьшается. Таким образом, отсутствие гидродинамической связи продуктивных горизонтов верхнего мела с областью, где эти пласты обнажаются на дневной поверхности, и резкое уменьшение трещиноватости по падению пластов свидетельствуют о том, что АВПД обусловлены горным геостатическим давлением. Труднее всего объяснить механизм передачи горного давления непосредственно пластовой жидкости и газу, содержащимся в трещиноватых породах, так как в нормальных условиях горное давление воспринимается только скелетом пласта.

В результате изучения нефтяных месторождений, отличающихся АВПД, выявилась характерная особенность геологического разреза, объясняющая природу этого давления. Обычно трещиноватые известняки, к которым приурочены залежи нефти газа, перекрываются некомпетентными образованиями.

Анализ геологического строения некоторых месторождений с АВПД за рубежом также показал, что трещиноватые коллекторы, к которым приурочены залежи нефти и газа, перекрываются глинистыми или соленосными толщами. Эти породы, находясь под давлением вышележащих пластов, внедряются в трещины известняков и доломитов и оказывают давление непосредственно на нефть, газ и воду. В результате жидкость и газ в пласте находятся под гораздо большим давлением, чем давление столба воды, заключенной в породах пласта, т. е. гидростатическое.

В качестве примера можно привести газовую залежь в гипсоленосной толще фарса (миоцен) месторождения Сарадже в Иране, где пластовое давление на глубине 1780 м составляет 400 кгс/см², и таким образом градиент пластового давления (0,224 кгс/см²/м) почти вплотную приближается к геостатическому.

Другим примером является нефтяная залежь месторождения Райнхенхаген (ГДР), приуроченная к пермским отложениям (главный доломит цехштейна) и обладающая АВПД. В скв. 2 начальное пластовое давление на глубине 2320 м равно 402 кгс/см². Интересно отметить, что над вмещающим нефть главным доломитом залегают соленосные пласты.

АВПД характеризуется крупнейшее нефтяное месторождение на Северо-Африканской платформе (Алжир). Оно осложнено дизъюнктивными нарушениями и связано с пологим поднятием. В сводовой части структуры продуктивные отложения кембрия размыты и с резким несогласием перекрыты триасовым комплексом, представленным песчано-

глинистыми и соленосными породами. Залежь нефти, приуроченная в основном к слабопроницаемым трещинным кембрийским песчаникам, имеет аномально высокое пластовое давление — 482 кгс/см² при отметке —3300 м. Отношение пластового давления к гидростатическому составляет 1,4—1,5.

Таким образом, вышележащие податливые глинистые и галогенные породы проникают в трещины карбонатных и песчаных пачек, оказывая давление непосредственно на пластовые флюиды и обуславливая АВПД в нефтяных и газовых залежах [18].

В песчаных коллекторах, где отсутствуют трещины, после формирования в них залежей нефти с погружением пластов все увеличивающееся горное давление уплотняет скелет коллектора, что приводит к значительному уменьшению объема пор и сопровождается аномальным повышением пластового давления. Избыточное давление вследствие дизъюнктивных нарушений не может перераспределиться в законтурной области.

Изложенные выше гипотезы механизма передачи горного давления залежам нефти и газа не являются исчерпывающими. Ряд авторов полагают, что АВПД является поисковым признаком и положительным критерием при оценке перспектив нефтегазоносности региона. Подобное утверждение нельзя признать обоснованным, так как подавляющее большинство разрабатываемых нефтяных залежей не связаны с АВПД. Кроме того, анализ фактического материала по начальным пластовым давлениям [3] показал, что залежи нефти и газа, связанные с АВПД, характеризуются значительным превышением начальных пластовых давлений над гидростатическим не только в пределах залежи, но и за контурами нефтегазоносности.

АВПД может быть характерно также для глубоко залегающих продуктивных свит крупных геотектонических единиц. Так, Н. Я. Кунин и Г. А. Былевский [13] составили карту изобар аномально высоких пластовых давлений по кровле подсолевых отложений Прикаспийской впадины и прогнозируют увеличение АВПД с 850 до 2000 кгс/см² в центральной ее части. Однако это не дает основания полагать, что в каждой точке этой крупной территории будут получены притоки нефти или газа.

Методика поисков природных ловушек и приуроченных к ним залежей нефти и газа (за исключением технологии бурения скважин) будет такой же, как и в случае пластовых давлений, соответствующих гидростатическим.

Результаты разведочных работ на месторождениях с АВПД дают основание для поисков не только газоконденсатных, но и нефтяных залежей на глубинах 5000—6000 м. Так, как на морском месторождении Бахар залежь в свите перерыва (средний плиоцен) открыта на глубине 5000 м. На месторождениях Чечено-Ингушской АССР фонтанные притоки нефти из мезозойских отложений получены с глубины 5400 м. Если бы эти пласты с давлением 800 кгс/см² залежали в нормальных условиях, соответствующих гидростатическому давлению, то можно было бы прогнозировать наличие отдельных нефтяных залежей на глубинах 7000—8000 м. Однако, как показало сверхглубокое бурение в США, с этих глубин получены лишь притоки газа.

Дальнейшее изучение АВПД позволит проводить более обоснованное его прогнозирование в новых крупных нефтегазоносных областях в процессе бурения сверхглубоких скважин, а также при поисках нефти и газа в пределах континентального склона. Понимание природы АВПД даст возможность прогнозировать фазовое состояние углеводородов на больших глубинах и более рационально использовать сверхвысокое пластовое давление при разработке нефтяных залежей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров Б. Л. Определение и прогнозирование аномально высоких пластовых давлений геофизическими методами. М., Недра, 1973.
2. Алиев А. К. О пластовых давлениях в недрах нефтяных месторождений. — Азерб. нефт. хоз., 1953, № 11, с. 1—3.
3. Алиев А. И., Джафаров Р. Р. К вопросу оценки проявления и прогнозирования аномально высоких пластовых давлений (АВПД). — Труды ВНИГРИ, 1977, вып. 397, с. 128—143.
4. Аникеев К. А. Прогноз сверхвысоких пластовых давлений и совершенствования глубокого бурения на нефть и газ. Л., Недра, 1971.
5. Вассоевич Н. Б. Опыт построения типовой кривой гравитационного уплотнения глинистых осадков. — Новости нефт. техн. Серия геол., 1960, № 4, с. 11—15.
6. Вахитов Г. Г. Основные особенности разработки углеводородных залежей на больших глубинах. — Нефт. хоз., 1978, № 8, с. 23—27.
7. Геологические предпосылки прогноза АВПД в Западной Сибири/Г. П. Евсеев, Н. В. Шаблинская, Т. В. Дорофеева и др. — Труды ВНИГРИ, 1977, вып. 397, с. 106—119.
8. Губкин И. М. Учение о нефти. М., Недра, 1975.
9. Добрынин В. М., Серебряков В. А. Прогнозирование зон повышенного пластового давления в элизионных водонапорных системах. — Геология нефти и газа, 1974, № 9, с. 55—60.
10. Дурмишьян А. Г. К вопросу об уплотнении глинистых пород. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1973, № 8, с. 85—89.
11. Дурмишьян А. Г., Халилов Н. Ю. Аномально высокое пластовое давление на площадях Бакинского архипелага и причины его возникновения. — Геология нефти и газа, 1972, № 8, с. 34—38.
12. Касумов Н. А., Дергунов Э. Н., Александров Б. Л. Природа аномально высоких пластовых давлений в разрезах месторождений Кюровдаг и Карабаглы Прикуринской низменности. — Геология нефти и газа, 1976, № 8, с. 39—43.
13. Кунин Н. Я., Былевский Г. А. Аномально высокие пластовые давления и их влияние на методику и направление нефтепоисковых работ в Прикаспийской впадине. — Сов. геология, 1976, № 10, с. 3—17.
14. Мелик-Пашаев В. С. О природе больших пластовых давлений в областях развития грязевого вулканизма. — Азерб. нефт. хоз., 1949, № 5, с. 4—5.
15. Мелик-Пашаев В. С. Зависимость газоносности нефтеносных свит от их литологического состава. — Нефт. хоз., 1950, № 2, с. 44—49.
16. Мелик-Пашаев В. С. Аномально высокие пластовые давления в нефтяных и газовых месторождениях. — Газовая промышленность, 1956, № 8, с. 3—7.
17. Мелик-Пашаев В. С. О механизме передачи горного давления нефтяным и газовым залежам. — Нефтегазовая геология и геофизика, 1964, № 6, с. 39—41.
18. Мелик-Пашаев В. С., Степанов А. И., Терещенко Ю. А. О природе аномально высоких пластовых давлений в юрских отложениях Салымского месторождения. — Геология нефти и газа, 1937, № 7, с. 25—28.
19. Ованесов Г. П., Дурмишьян А. Г., Юсуф-Заде Х. Б. Перспективы открытия месторождений нефти и газа в Бакинском архипелаге. — Геология нефти и газа, 1973, № 1, с. 1—5.
20. Ровнин Л. И., Мизинов Н. В., Воронин Н. К. Открытие месторождений на Астраханском своде и задачи дальнейших поисково-разведочных работ. — Геология нефти и газа, 1977, № 10, с. 41—45.
21. Тхостов Б. А. Начальные пластовые давления и гидродинамические системы. М., Недра, 1966.
22. Якубов А. А., Ализаде А. А., Зейналов М. М. Грязевые вулканы Азербайджанской ССР (атлас). Баку, Изд. АН АзССР, 1971.

УДК 550.361.4 : 001.18

Е. А. ЛЮБИМОВА (ИФЗ АН СССР),
А. Н. РЕЗНИКОВ (Ростовский ун-т),
Ю. А. ГАНИЕВ, А. И. МАСЛЕННИКОВ,
Н. В. ГОЛОЗУБОВА (Грозненский нефтяной ин-т)

Прогнозирование температурных условий на больших глубинах

В нефтегазоносном районе необходимо знать температуру пород на освоенных и особенно проектируемых для бурения глубинах. Естественная температура пород определяется по термограммам, зарегистрированным в скважинах с установившимся тепловым режимом. Температура пород на глубинах, пока не достигнутых бурением, может быть определена несколькими способами с использованием геотермического градиента [4]. Наиболее точное прогнозирование температур возможно при наличии данных о плотности теплового потока и об изменении теплопроводности горных пород с глубиной.

В связи с этим исследовано влияние давления и температуры на теплопроводность сухих, водо- и нефтенасыщенных горных пород в интервалах давлений от атмосферного до 1 кбар и температур от 20 до 200°С. Такие термобарические условия характерны для большинства нефтяных и газовых месторождений Советского Союза и зарубежных стран. Исследовались образцы горных пород из скважин Передовых хребтов Восточного Предкавказья и обнажений Кавказа: нижнемамыкопские алевролиты (скв. 1, Межхребтовая, 189, Гудермеская), фораминиферовый мергель (скв. 214, Октябрьская), верхнемеловой известняк (скв. 39, Карджин-Змейская), верхнеюрский ангидрит (обнажение с. Ушкалой, р. Чанты-Аргун), верхнемеловой известняк (обнажение по р. Шаро-Аргун), а также образцы мрамора, гранита и андезит-базальта из скважин и обнажений Центрального Кавказа.

Коэффициент теплопроводности горных пород измерялся на экспериментальной установке по стационарному методу радиального теплового потока [8, 12]. Максимальная погрешность измерений не превышала 4%, воспроизводимость результатов 1%. Физические свойства и изменение теплопроводности пород при насыщении водой, нефтью и при воздействии температуры и давления приведены в табл. 1. Эти данные соответствуют Дебаевской теории теплопроводности твердых тел и подтверждают теоретические выводы В. Н. Жаркова [5] и Е. А. Любимовой [6].

В качестве примера на рис. 1 приведена зависимость теплопроводности образца верхнеюрского ангидрита от температуры и давления, а также данные А. Эйкена и П. В. Бриджмена [12] по теплопроводности каменной соли. Характер изменения и темп уменьшения теплопроводности образцов каменной соли и ангидрита при повышении температуры одинаковы. К сожалению, другими данными по теплопроводности каменной соли при температурах, отличных от комнатных, авторы не располагают.

Из графика видно, что при повышении температуры от 20 до 200°С теплопроводность как сухого, так и водонасыщенного ангидрита уменьшается, причем водонасыщенного более значительно. Так, теплопроводность сухого образца уменьшилась на 64, а водонасыщенного на 79% при давлении 0,03 кбар и на 77% при 1,0 кбар в указанном интервале температур. Это явление можно объяснить уменьшением теплопроводности воды при повышении температуры более 130—140°С [2,

Изменение теплопроводности горных пород в зависимости от температуры и давления после водо- и нефтенасыщения

Таблица 1

Порода	Плотность, кг/м³	Пористость, %	λ_0 , Вт/м·°С	$\Delta\lambda_T$, %	$\Delta\lambda_w$, %	$\Delta\lambda_n$, %	Уменьшение теплопроводности (в %) при увеличении температуры от 20 до 200°С по изобарам				Рост теплопроводности (в %) при увеличении давления от атмосферного до 1000 бар по изотермам										
							Водонасыщенный образец		Нефтенасыщенный образец	Водонасыщенный образец											
							30 бар	1000 бар		20°С	50°С	100°С	150°С	200°С	20°С	50°С	100°С	150°С	200°С		
Алеврит	2463	5,0	1,92	48	107	24	71	70	51	50	8	8	8	12	13	13	6	9	10	14	15
Алеврит	2204	6,4	1,82	46	110	45	60	56	54	53	10	12	12	6	7	17	11	6	10	14	15
Мергель	2596	0,74	2,47	45	31	12	54	53	55	52	12	15	15	3	4	12	9	8	11	15	15
Известняк	2534	1,09	2,42	55	14	4	50	48	58	52	21	—	—	7	—	22	10	9	7	8	15
Известняк	2458	5,0	1,52	32	18	—	17	23	—	—	12	10	10	8	6	4	—	—	—	—	—
Ангидрит	2968	0,89	7,96	64	22	—	79	77	—	—	16	25	25	12	7	25	—	—	—	—	—
Ангидрит	2547	3,33	4,50	59	170	—	86	88	—	—	24	16	16	14	14	23	—	—	—	—	—
Мрамор	2618	2,05	2,09	33	54	—	50	58	—	—	7	10	10	4	2	31	—	—	—	—	—
Андезит-базальт . . .	2442	1,05	0,84	+7,1	17	—	+15	+7	—	—	14	12	12	10	8	6	—	—	—	—	—
Гранит	1895	0,58	2,17	46	4	—	46	50	—	—	20	—	—	6	—	12	—	—	—	—	—

Примечание. λ_0 — теплопроводность сухого образца.

Примечание. λ_0 — теплопроводность сухого образца при атмосферном давлении и температуре 20°С; $\Delta\lambda_t$ — уменьшение теплопроводности сухого образца при повышении температуры от 20 до 200°С при атмосферном давлении; $\Delta\lambda_p$ — увеличение теплопроводности образца при насыщении его дистиллированной водой; $\Delta\lambda_n$ — то же, при насыщении нефтью.

3]. Кроме того, в процессе опыта водонасыщенный ангидрит частично превратился в гипс, что подтвердилось повторным петрографическим анализом. Известно, что теплопроводность гипса значительно меньше, чем ангидрита [9].

Такое детальное обсуждение теплопроводности ангидрита вызвано тем, что в разрезе многих нефтяных и газовых месторождений как у нас, так и за рубежом, на различных глубинах залегает так называемая соленосная толща, сложенная чередованием пластов каменной соли, ангидритов и гипсов. Мощность толщи значительно меняется по площади (от десятков до сотен метров). Эта толща оказывает решающее

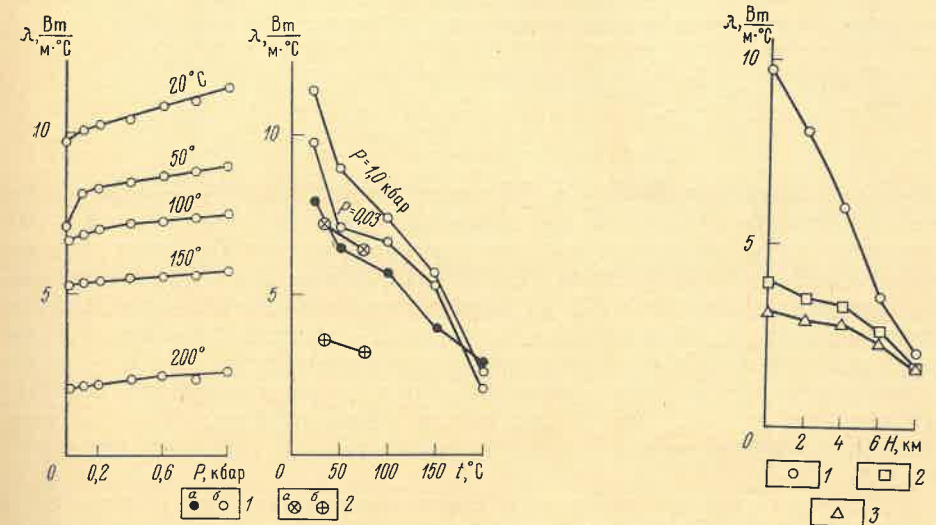


Рис. 1. Зависимость теплопроводности ангидрита от давления и температуры 1 — образец ангидрита (а — сухой, б — водонасыщенный); 2 — данные по каменной соли (а — А. Эйкена, б — П. В. Бриджмена [12])

Рис. 2. Зависимость теплопроводности горных пород от глубины залегания 1 — сульфаты, 2 — алевролиты, 3 — карбонаты

влияние на формирование теплового режима подсолевых отложений, являющихся в настоящее время объектом поисков залежей нефти и газа [10, 14].

С использованием экспериментальных результатов построен график зависимости теплопроводности горных пород от глубины их залегания (рис. 2). На глубинах 4—5 км сульфатные породы обладают высокой теплопроводностью (5,0 Вт/м·°С и более). В этих условиях соленосная толща является теплопроводящей и хорошо отводит глубинное тепло. При погружении на глубины до 6—8 км теплопроводность сульфатных пород уменьшается до 2,0—2,5 Вт/м·°С, толща превращается в теплоизолирующую покрывку и надежный барьер на пути теплового потока.

По данным о плотности теплового потока и об изменении теплопроводности горных пород с глубиной на примере Передовых хребтов Восточного Предкавказья рассчитаны прогнозные температуры для нефтяных месторождений и построена схематическая карта распределения температур по кровле юрских подсолевых отложений. Эти отложения рассматриваются в качестве наиболее мощной производящей углеводороды толщи, в пределах которой должны существовать и наиболее крупные скопления углеводородов. Юрские осадки являются основным

объектом разведки, однако ввиду сложных геолого-технических условий (высокие температуры и давления) бурением пока не достигнуты. Поэтому правильный прогноз температурных условий в этих отложениях приобретает актуальное значение и позволяет обоснованно подойти к решению многочисленных вопросов, имеющих как научное, так и народно-хозяйственное значение: 1) формирование залежей нефти и газа и их размещение; 2) прогноз фазового состояния углеводородных скоплений на разведываемых площадях и проектируемых глубинах; 3) определение необходимых технологических мер для успешного бурения и заканчивания глубоких скважин; 4) подготовка к исследованию и эксплуатации скважин и пластов.

Прогнозная температура определялась по формуле, представляющей приближенное решение уравнения теплопроводности [6]:

$$t_n = t_{n1} + q \sum_{i=1}^n \frac{h_i}{\lambda_i}, \quad (1)$$

где t_n — искомая температура (°C) на глубине H (м); t_{n1} — замеренная температура на глубине H_1 в скважине с установившимся тепловым режимом, в нашем случае это температура фораминиферовых отложений; $q = \lambda \Delta t$ — тепловой поток (Вт/м²) на глубине H_1 ; λ — теплопроводность горных пород Вт/м·°C в условиях глубины H_1 ; Δt — геотермический градиент (°C/м) в интервале глубин H_1 , вычислен по замерам температур в скважинах с установившимся тепловым режимом; λ_i — теплопроводность в пластовых условиях пород по вещественному составу аналогичных отложениям, находящимся ниже глубины H_1 ; h_i — мощность слоя горных пород с теплопроводностью λ_i , лежащих ниже глубины H_1 .

Использование формулы (1) стало возможным лишь когда была получена зависимость теплопроводности насыщенных пластовым флюидом горных пород от глубинных температур и давления [13].

Представления о температуре земных недр должны быть основаны прежде всего на плотности теплового потока. Тепловой поток — более стабильная и более глубинная тепловая характеристика разреза, в то время как градиент температуры и теплопроводность горных пород сильно варьируют от места к месту. Известно, что на тепловой поток влияют различные факторы: климатический, орографический, гидрогеологический, а также фактор осадконакопления. Для уменьшения влияния их при расчете прогнозных температур за базисный горизонт взяты палеогеновые (фораминиферовые) и верхнемеловые отложения, вскрытые на глубинах 2—3 км в западной и 4—5 км в центральной и восточной частях региона и характеризующиеся в гидрогеологическом отношении как зона весьма замедленного водообмена. Для этих глубин вычисляется тепловой поток с использованием теплопроводности горных пород, замеренной в условиях, близких к пластовым, и градиента температуры, вычисленного по геотермограмме в скважинах с установившимся тепловым режимом. Неучет влияния давления и температуры на теплопроводность горных пород приводит к искажению, для данных термобарических условий — к завышению теплового потока на 20—25%.

Искажающее влияние на плотность теплового потока фактора осадконакопления качественно и количественно оценено с привлечением результатов ранее проведенных исследований [1, 6, 7, 11] и с учетом мощности и глубины залегания пород, их возраста, вещественного состава, теплопроводности в естественных условиях, а также скорости

Таблица 2
Измеренные и расчетные температуры по месторождениям и структурам Передовых хребтов Восточного Предкавказья

Месторождение (структура), скважина	Исходные данные по фораминиферовым отложениям						Температура в кровле отложений, °C											
	Температура в кровле, °C	Давление, бар	Геотермический градиент, °C/100 м	Теплопроводность пород, Вт/м·°C	Тепловой поток, Вт/м ² ·10 ⁻²	Продолжительность выстойки скважин, сутки	Верхнемеловых		Апт-альбских		Валанжинских		Юрских надсолевых		Юрских солевых		Юрских подсолевых	
							Измеренная	Расчетная	Измеренная	Расчетная	Измеренная	Расчетная	Измеренная	Расчетная	Измеренная	Расчетная	Измеренная	Расчетная
Бурунная, 1	150	600	2,6	2,7	7,0	2,0	153	152	160	170	176	187	182	193	—	—	—	—
Карабулак-Ачалукское, 147	75	250	2,0	3,2	6,4	45	82	79	87	86	104	105	116	121	153	200	162	200
Заманкульское, 56	83	200	3,0	3,0	9,0	68	90	89	—	98	—	125	—	142	147	—	—	—
Серноводское, 8	100	350	2,8	2,9	8,1	82	—	102	—	112	—	133	—	148	163	200	290	250
Бенюйское, 32	85	250	3,0	3,0	9,0	130	—	90	—	117	—	139	—	153	169	173	—	—
Малгобек-Вознесенское, 808	111	300	3,5	2,8	9,8	156	115	116	—	128	—	159	—	175	195	230	—	—
Межхребтовая, 1	172	600	2,8	3,0	8,4	180	174	173	—	185	—	227	—	251	289	343	—	—
Гудермесское, 189	162	640	3,5	2,4	8,4	300	165	164	—	180	—	215	—	245	279	290	—	—
Хаян-Кортювское, 37	128	400	4,2	2,8	11,8	120	131	130	—	143	—	176	—	200	233	250	—	—
Али-Юртское, 123	120	300	3,5	2,8	9,8	85	123	124	—	135	—	170	—	190	216	231	—	—
Ястребиное, 100	164	700	3,0	2,8	8,4	218	167	167	—	176	—	208	—	232	262	290	—	—
Старогрозненское, 668	154	470	3,3	2,7	8,9	60	156	156	—	168	—	200	—	226	243	290	—	—
Октябрьское, 215	164	650	3,0	2,5	7,5	95	169	167	—	179	—	210	—	247	290	290	—	—

осадконакопления. Для конкретных условий данного региона искажающее влияние этого фактора не превышает 3,0%.

Мощность слоев и литологический состав нижележащих отложений определялись на основе их литолого-фациальной зональности, установленной для территории Передовых хребтов Восточного Предкавказья [10].

Расчетные температуры по некоторым скважинам приведены в табл. 2; погрешность расчетов $\pm 10\%$. Расчетные температуры сравнивались с измеренными в долгопростаивающих скважинах; расхождение составляет не более 6%. В центральной и восточной частях региона отмечается плавный рост геотермического градиента с глубиной от 0,035—0,038 °C/м в верхнемеловых отложениях (глубина 4,5—5,5 км)

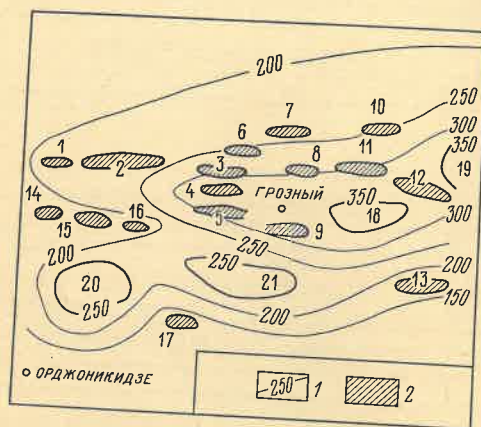


Рис. 3. Карта прогнозных температур по кровле юрских подсолесных отложений
1 — изотермы, в °C; 2 — поднятия по кровле верхнего мела: 1 — Ахлово, 2 — Малгобек — Вознесенка — Али-Юрт, 3 — Хаян-Корт, 4 — Межхребтовое, 5 — Старогрозненское, 6 — Минеральное, 7 — Правобережное, 8 — Ястребиное, 9 — Октябрьское, 10 — Червленое, 11 — Брагуны, 12 — Гудермесское, 13 — Бенойское, 14 — Заманкул, 15 — Карабулак-Ачалуки, 16 — Серноводское, 17 — Датхское, впадины: 18 — Петропавловская, 19 — Хасав-Юртовская, 20 — Беслановская, 21 — Сунженская

до 0,05—0,056 °C/м в верхнеюрских (7,0—7,5 км), причем наибольшее увеличение его — в «соленосной» толще. В западной части региона геотермический градиент примерно одинаков по разрезу: 0,02—0,025 °C/м. По-видимому, сказывается охлаждающее влияние «соленосной» толщи, залегающей здесь на глубинах 5,0—5,5 км. Отмечено увеличение геотермического градиента в разновозрастных отложениях в восточном направлении: в меловых отложениях от 0,017—0,027 и до 0,04—0,045 °C/м, в верхнеюрских от 0,022—0,025 до 0,05—0,057 °C/м.

Карта распределения температур по кровле юрских подсолесных отложений составлена на основе тектонической схемы по кровле верхнемеловых пород (рис. 3). В центральной и восточной частях региона на глубинах 7,5—8,0 км температуры в кровле подсолесных отложений должны достигать 300—320 °C, а в западной на глубинах 5,5—6,0 км — 160—200 °C. В северном направлении температуры уменьшаются до 200 °C, а в южном — до 150 °C.

Таким образом, используя данные о плотности теплового потока и теплопроводности пород в естественных условиях залегания, а также о мощности и вещественном составе пород, слагающих разрез осадочного чехла, можно прогнозировать температуры пород, представляющих практический интерес, на глубинах, пока не достигнутых бурением.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасьев Г. Д., Зыков С. И. Геохронологическая шкала фанерозоя в свете новых значений постоянных распада. М., Наука, 1975.
2. Варгафтик Н. Б. Справочник по теплофизическим свойствам газов и жидкостей. М., Наука, 1972.
3. Вукалович М. П., Ривкин С. Л., Александров А. А. Таблицы теплофизических свойств воды и водяного пара. М., Стандарт, 1969.

4. Дьяконов Д. И., Яковлев Б. А. Определение и использование тепловых свойств горных пород и пластовых жидкостей нефтяных месторождений. М., Недра, 1969.
5. Жарков В. Н. О коэффициенте теплопроводности оболочки Земли. — Изв. АН СССР. Серия геофиз., 1958, № 11, с. 1342—1350.
6. Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. М., Наука, 1968.
7. Макаренко Ф. А., Сергиенко С. И., Смирнов Я. Б. Геотемпературное поле Предкавказья и его влияние на свойства нефтей. Сов. геология, 1972, № 4, с. 102—117.
8. Масленников А. И., Ганиев Ю. А. Влияние давления и температуры на теплопроводность горных пород. — В кн.: Физические процессы горного производства. Л., с. 137—140 (Труды Ленинградского горного ин-та, вып. 1).
9. Справочник физических констант горных пород. Под ред. С. Кларка (мл.). М., Мир, 1969.
10. Структурно-фациальные факторы, определяющие условия формирования залежей нефти и газа в мезозойских отложениях Северо-Восточного Кавказа/А. С. Сахаров, П. В. Ботвинник, Е. Ф. Лозгачева и др. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Восточного Предкавказья. Грозный, 1974, с. 45—76 (Тр. Сев.-КавНИПИнефть, вып. XX).
11. Черемский Г. А. Геотермия. Л., Недра, 1972.
12. Bridgman P. W. The thermal conductivity and compressibility of several rocks under high pressures. — Am. J. Sci., 1924, v. 7, p. 81—102.
13. Lubimova E. A., Maslennikov A. I., Ganiev J. A. Thermal conductivity of dry, wet and oil-saturated rocks at slightly high temperature and pressure. — Geophys. Res. Bull. 1977, April, vol. 15, No 2, p. 59—66.
14. Stephen E. Collinz How the smacker play evolved. — Oil and Gas, 1971, v. 69, N 20, p. 224—241.

УДК 552.313.8+551.263.23 : 553.3

Г. М. ВЛАСОВ (Ин-т тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР)

Туфовый флиш как индикатор рудоносных структур

Ранее сообщалось о распространении в Курило-Камчатской дуге специфической формации туфового флиша, развивающейся на раннеорогенном этапе и свидетельствующей о появлении в геосинклинальных трогах вулканогенных (точнее, вулканоплутонических) поднятий [3]. Подобные поднятия представляют собой своеобразные ядра сиализации, в пределах которых сосредоточены кислые магматические дифференциаты, часто сопровождающиеся рудами. В латерали туфовый флиш сменяется последовательно формациями флишоидных туфитов и туфодиазомитов.

Сходные образования описывались также Г. Г. Гелецяном [6] в верхнем докембрии Игарского района, И. В. Хворовой и Т. Г. Елисеевой в палеозое Урала [9], Р. Фиски [27] в палеогене штата Вашингтон (США), Е. Мютти [29] в олигоцене Греции, В. Далzielем [25] в позднемеловых — кайнозойских вулканических палеодугах Южных Анд, Дж. Диви [26] в палеозойских отложениях Аппалачей, З. Йовановичем [28] во внутренних Динаридах Югославии и т. д. Туфовый флиш выявлен также в палеозойских вулканогенных толщах Узбекистана [11]. Образование туфового, или вулканокластического (вулканогенного) флиша, обычно связывается с деятельностью турбидитных потоков, хотя некоторые исследователи отводят определенную роль в образовании ритмов периодическому поступлению в бассейны вулканического материала.

Наблюдения над туфовыми ритмами Курило-Камчатской дуги свидетельствуют об их связи с пульсациями вулканических процессов. Напомним основные аргументы, подтверждающие это заключение [3].

Периодичность извержений установлена для большинства наиболее изученных наземных вулканов, и нет оснований думать, что она нехарактерна для подводного вулканизма. Так, повсеместно нижним элементом ритмов туфового флиша являются туфы или туффиты. В ритмах отсутствует тонкозернистая «вмещающая масса», свойственная турбидитам. Туфовый флиш всегда распространен вблизи вулканических очагов непосредственно на склонах и у подножия вулканических поднятий. Известны примеры градационной слоистости в туфовых слоях, которые коррелируются по буровым скважинам на дне океана на расстояния до нескольких тысяч километров. Турбидные потоки такой протяженности, конечно, немыслимы. Градационную слоистость туфового флиша можно объяснить последовательным осаждением из мутьевого облака, возникающего при подводных извержениях, все более легких и мелких частиц вулканического материала.

Ритмичность флиша, как обычного позднегеосинклинального терригенного, так и раннеорогенного туфового, может быть обусловлена импульсивно проявляющейся неустойчивостью структур. Можно предполагать, что в условиях сжатия, существовавших во время отложения терригенного флиша, тектонические толчки вызывали лишь взмучивание свежих осадков и формирование градационной слоистости при их вторичном осаждении. В условиях же растяжения толчки сопровождались вулканическими вспышками, обусловившими ритмичность и градационную слоистость туфового флиша. Деятельность турбидных потоков в этом случае лишь усложняла строение флишевых толщ, но не определяла его [3].

Окаймляемые туфовым флишем внутригеосинклинальные вулкано-плутонические поднятия в большинстве случаев перспективны в отношении руд. Имеется много примеров развития туфового флиша по периферии и внутри рудных зон и районов.

В Селемджинском районе на Дальнем Востоке разнообразная рудная минерализация (полиметаллическая, вольфрамовая, оловянная и др.) приурочена к куполовидным поднятиям, сложенным преимущественно палеозойскими флишоидами, отдаленной кремнистой формацией и интрузиями габбро, плагиогранитов, диоритов и других магматических пород [23, 24]. В пределах тех же поднятий отмечаются субвулканические интрузии и экструзии порфировых пород — андезито-дацитов и липарит-дацитов [14]. В основании флишевых ритмов, мощность которых обычно колеблется от нескольких сантиметров до нескольких дециметров, прослеживаются слои пепловых и кристалло-пепловых туфов с градационной структурой (состав — кислые андезиты и дациты). Верхним элементом ритмов обычно являются черные аргиллиты или алевролиты. Местами эти вулкано-осадочные породы метаморфизованы до кварцево-альбитовых сланцев, что послужило главной причиной установления туфового характера флиша лишь в самое последнее время. За пределами куполов туфовый флиш замещается однообразными вулкано-осадочными породами спилит-диабазовой и спилит-кератофировой формаций.

Развитие в геосинклинальных трогах рассматриваемого района в раннем и среднем палеозое локальных рудоносных вулкано-осадочных поднятий согласуется с наступившим в пермское время общим поднятием площади геосинклинали в связи с началом орогенного этапа. В последующем купола служили ареной многофазовой магматической деятельности, сопровождавшейся внедрением гранитоидов и даек липарит-дацитов и липаритов.

В описываемом случае распространение туфового флиша в общем соответствует контурам площадей, перспективных на руды гидротермального и гидротермально-метасоматического генезиса. За пределами их, в спилит-диабазовой и спилит-кератофировой формациях, известны проявления лишь вулкано-осадочных марганцевых и железных руд, а также фосфоритов. В связи с этим понятны указания многих исследователей на обычную для многих районов приуроченность оруденения к флишоидным толщам [5, 12, 15].

Рудоносные вулкано-осадочные поднятия Урала (ацверолиты, по терминологии В. Н. Иванова) окаймлены пирокластическим шлейфом, распространяющимся и на большинство рудных полей. Непосредственно в пределах месторождений, вблизи вулканических очагов, пирокластические отложения представлены преимущественно пемзовыми потоками, частично описанными С. Г. Грешнером [9] как игнимбриты. Фактически это «псевдоигнимбриты», сходные с туфовыми (пемзовыми) ритмитами Южного Кунашира [2, 3]. На периферии вулкано-осадочных поднятий названные породы сменяются «вулкано-осадочными турбидитами» [21], т. е. туфовым флишем, который иногда проявляется непосредственно на месторождениях, например на Учалинском и Лениногорском рудных полях [9]. Интересно, что в сложении туфового флиша Учалинской площади участвуют слои сульфидов железа, меди и цинка.

Как подчеркивает С. Г. Грешнер [9], «игнимбриты, туфы пемзовых потоков, взрывчатые брекчии характерны для колчеданных рудных полей и неизвестны в других местах Главной вулканической зоны Урала» (с. 57). «Нахождение этих пород при картировании или при бурении поисковых скважин, — продолжает он, — может служить поисковым признаком на колчеданные руды» (с. 57). Таким образом, названные вулканические породы помогают выделять среди однообразных толщ спилит-диабазовой формации перспективные на колчеданные и колчеданно-полиметаллические руды районы вулкано-осадочных поднятий. Формирование толщ кислых вулканитов, по мнению С. Г. Грешнера, «определялось пульсационным характером взрывчатой деятельности вулканов» (с. 45).

Следует отметить, что на Урале слоистые вулкано-осадочные породы, в том числе туфовый флиш, подробно изучены лишь в некоторых зонах. Местами туфы в результате процессов метаморфизма превращены в кварцево-альбитовые или кварцево-серицитовые сланцы. В целом же они изучены плохо, хотя по туфовому флишу возможно открытие новых рудоносных вулкано-осадочных поднятий, погребенных толщами пострудных вулканитов.

Своеобразный туфовый флиш, главными элементами ритмов которого являются дацитовые и липарит-дацитовые пепловые туфы и пелитоморфные известняки и мергели, развит на периферии Саякского рудного района в Прибалхашье (кастыкудубская свита). Автор имел возможность ознакомиться с некоторыми разрезами этого района во время экскурсии, организованной для участников Пятого Всесоюзного петрографического совещания. Саякский район в позднем палеозое представлял собой поднятие среди мелкого моря, в котором и отложились известково-туфовые ритмитами. Источником пирокластического материала, очевидно, были вулканические аппараты, располагавшиеся на поднятии. Там сохранились остатки вулканических покровов, многочисленные гипабиссальные и субвулканические интрузии, а также дайки разнообразных магматических пород.

В своем классическом выражении туфовый флиш развивался в раннеорогенный этап вдоль образующихся в это время протяженных внутригеосинклинальных островных поднятий — внутренних вулкани-

ческих дуг. Он распространен в Курило-Камчатской и Южно-Андийской дугах, в Аппалачах, Ирландской зоне Урала (по общему мнению исследователей, представлявшей в палеозое островную вулканическую дугу), в мезозойской Удско-Мургальской вулканической палеодуге и других родственных структурах.

Туфовый флиш Курило-Камчатской системы и связанные с ним по латерали флишоподобные туфогенные формации, окаймляющие внутреннюю вулканическую дугу, уже описаны [3, 10, 13, 78]. Внутренняя вулканическая дуга представляет собой главную рудоносную зону Курило-Камчатской системы. Например, в пределах Центрально-Камчатской вулканической и рудной зоны находится более 80% известных в настоящее время на Камчатке рудных месторождений и заслуживающих внимания рудопроявлений. В этой зоне распространены преимущественно неогеновые вулканические гранитоидными и другими субвулканическими интрузиями и экструзиями. К западу и востоку от оси вулканической дуги вулканогенные толщи сменяются туфовым флишем, а по мере удаления от дуги туфитовыми ритмитами и туфодиазомитовой формацией. Преимущественно андезитовый состав вулканических продуктов раннемиоценового времени сменяется в более позднем неогене более кислыми, дацитовыми и липаритовыми породами, формировавшимися первоначально в подводных, а затем в субаэральных условиях [3].

Протяженную рудоносную зону представляют собой Анды. Новые материалы [25] свидетельствуют о существовании в Южных Андах в конце мезозоя и в кайнозое островодужного комплекса, представленного океаническим желобом, внутренней вулканической дугой и краевым бассейном. Главной рудоносной структурой здесь является Западная Кордильера. Она окаймлена «вулканокластическим» флишем андезитового и более кислого состава, распространяющимся и на площадь краевых бассейнов. Пирокластический материал флиша выброшен при извержениях в вулканической дуге; американские исследователи связывают его происхождение с магматическими очагами — источниками гранодиоритовых «батолитов». Цепь этих интрузий и сопровождающий их вулканокластический флиш протягиваются за пределы Американского континента на Южные Шетландские острова и далее на Антарктический полуостров.

В Аппалачах «вулканокластический» флиш сформировался в небольших океанических бассейнах, находящихся в тылу вулканических дуг, протягивающихся у края бывшего океана [26]. Вулканы этих дуг (представляющих ныне рудоносные структуры) были источником пирокластического материала флиша.

Реконструкция мезозойских и кайнозойских палеодуг на территории Северо-Востока Азии осуществлена Л. М. Парфеновым и Б. А. Натальиным [17]. Одним из критериев, использованных при выделении внутренних вулканических дуг (например, триасово-юрской Удско-Мургальской островной палеодуги), был окаймляющий эти дуги туфовый флиш. Выделенные в качестве вулканических дуг структуры представляют собой площади, перспективные в отношении руд.

На близость возраста туфового флиша и времени рудообразования указывает участие в сложении флиша рудных слоев. Такие слои уже отмечались в туфовом флише Учалинского участка на Урале. На Жайремском месторождении (Центральный Казахстан) сингенетичные железо-марганцевое и полиметаллическое оруденения также приурочены к толщам с флишевой ритмичностью. Наличие в них слоев туфов рассматривается как свидетельство синхронных рудообразованию проявлений вулканизма [16]. Магнетитовые месторождения Тургай на-

ходятся непосредственно в туфогенно-карбонатных ритмитах. Ритмичность этих месторождений связывается с периодичностью подводной эксплозивной деятельности. Ритмичные толщи рассматриваются как вулканогенный, а при высоком содержании рудных компонентов — как «рудный флиш» [22]. Соответствие железистых кварцитов Курской магнитной аномалии флишу по текстуре и времени образования отмечает также С. И. Чайкин [20].

Таким образом, туфовый флиш четко маркирует внутригеосинклинальные вулканические (и вулканоплутонические) поднятия, особенно рельефно выделяя протяженные линейные структуры типа внутренних вулканических дуг. Значение этого факта для поисков новых рудных районов исключительно важно, поскольку такие поднятия содержат основные рудные ресурсы. В то же время внутренние вулканические дуги как рудоносные структуры недооцениваются многими исследователями. Содержание руд в таких структурах в полной мере не выявлено даже в относительно хорошо изученных областях (Урал, Алтай и др.). Более того, внутренние вулканогенные палеоподнятия еще не выделены во многих районах в пределах эвгеосинклинальных зон; в ряде случаев они не отделены от соседних краевых вулканических поясов. В частности, в Басуйском краевом вулканическом поясе (Узбекистан) фактически содержатся образования внутренней вулканической дуги, характеризующиеся преимущественным развитием андезитовой формации, колчеданно-полиметаллическим составом руд, распространением туфового флиша, поразительно похожего на флиш, окаймляющий тихоокеанские островные дуги.

На изучении структур типа внутренних вулканических дуг и их руд отрицательно сказались два обстоятельства. Во-первых, мнение о невозможности использования при работах во внутриконтинентальных складчатых областях закономерностей, выявленных в Тихоокеанском подвижном поясе. Во-вторых, смещение в представлениях некоторых исследователей раннеорогенных рудных формаций внутренних вулканических дуг с раннегеосинклинальными рудными формациями внешних прогибов эвгеосинклиналей. Так, колчеданно-полиметаллические руды Куроко формации «зеленых туфов» и раннегеосинклинальные колчеданные руды многие авторы до сих пор рассматривают как формации, тождественные по времени и условиям образования. Таким образом, самостоятельное значение формации с рудами Куроко в достаточной степени не учитывалось, что, естественно, вызывало отставание с их выявлением.

Различия раннегеосинклинальных и раннеорогенных рудных формаций в отношении времени и условий образования, состава руд, взаимоотношений с вулканогенными и вулканогенно-осадочными формациями уже описаны [1, 2]. В специальной статье [4] дан прогноз о вероятности широкого распространения руд Куроко в разновозрастных складчатых областях Евразии. Металлогенический анализ, проведенный Г. А. Твалчрелидзе [18], подтвердил этот прогноз. Вместе с тем были установлены принадлежность к формации руд Куроко большинства колчеданно-полиметаллических месторождений мира и приуроченность этой формации к структурам типа «вторичных геосинклиналей», которые Г. А. Твалчрелидзе сопоставляет с внутренними вулканическими дугами Тихоокеанского пояса.

Необходимость в дальнейшем изучении формации туфового флиша не вызывает сомнений. Во-первых, это поможет в выявлении ранних внутригеосинклинальных вулканоплутонических поднятий и внутренних вулканических палеодуг, т. е. возможных рудоносных площадей. Во-вторых, при примерной синхронности формирования туфового флиша в

прогибах и руд на поднятиях в тех или иных элементах туфового флиша могут содержаться промышленные концентрации некоторых компонентов. В частности, заслуживают внимания в этом отношении «черные сланцы», отражающие восстановительные условия и часто венчающие ритмы туфового флиша. Наконец, наличие рудных прослоев в некоторых туфофлишевых толщах говорит о возможности использования этих слоев как «проводников» к железорудным, марганцеворудным, колчеданным, полиметаллическим и прочим сингенетичным рудным залежам.

Исследование туфового флиша целесообразно прежде всего связать с изучением изменения его состава и структуры по мере приближения к вулканическим очагам — возможным рудоносным участкам. Важно также установить критерии для отличия туфовых «шлейфов» у внутренних вулканических дуг и у более ранних внутригеосинклинальных вулканогенных поднятий, подобных уральским.

При дальнейших исследованиях могут оказаться полезными следующие, уже подмеченные в современных вулканических областях, особенности туфового флиша.

1. Вулканические поднятия отличаются более значительным туфовым «шлейфом» при субаэральных извержениях, по сравнению с подводным вулканизмом.

2. В шлейфах, окаймляющих внутренние вулканические дуги, в больших количествах содержатся кристалло-пепловые туфы состава кислых андезитов и дацитов. Большая часть кристаллической составляющей продуктов извержений отлагается на сравнительно небольших расстояниях от очагов (несколько километров или десятков километров), тогда как пепловые частицы разносятся значительно дальше (до сотен километров, в исключительных случаях до нескольких тысяч километров). Таким образом, кристалловые туфы — это показатели относительной близости вулканогенных поднятий.

3. Быстрое намокание кусковой пемзы в воде препятствует ее транспортировке на большие расстояния. Во всяком случае, скопления крупнообломочной пемзы значительной мощности свойственны приочковым участкам.

4. Непосредственное местонахождение вулканических очагов может отмечаться кристаллоигнибридами (которые выжимаются в пастообразном состоянии по трещинам и другим вулканическим каналам) или гиадокластитами, образующимися при растрескивании охлаждающихся лав преимущественно у места их излияний.

5. Слои пепловых туфов в ритмах могут замещаться вследствие подводного разложения вулканических стекол монтмориллонитом (при значительных паузах между извержениями и небольшим привносе нетуфового обломочного материала) или туфодиазомитами. Последнее чаще наблюдается на значительном удалении от очагов извержения.

6. Величина ритмов туфового флиша зависит как от массы выброшенного вулканического материала и расстояния от очагов, так и от количества привносимого нетуфового материала. При грубообломочном составе последнего мощность ритмов нередко достигает нескольких метров и даже десятков метров. При тонких, глинистых и алевроитовых отложениях ритмичность мелкая, «полосчатая» или «штриховатая»; величина слоев в ритмах обычно измеряется миллиметрами или сантиметрами.

Изучение туфового флиша и выявление с его помощью внутренних вулканических дуг будет способствовать как решению чисто практических задач, так и выяснению строения складчатых областей, определению местоположения других палеоэлементов древних геосинклиналь-

ных систем. Кроме того, это поможет выяснению генезиса позднегеосинклинального терригенного флиша, так как общепринятая турбидитовая теория его образования не объясняет многих особенностей строения и состава данной формации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Власов Г. М. Эволюция колчеданного рудообразования в Курило-Камчатской и Японской дугах. — Докл. АН СССР, т. 215, 1974, № 1, с. 163—166.
2. Власов Г. М., Попкова М. И., Борисов О. Г. О подводных игнибридах и о времени изменения подводных лав (к проблеме образования спилитов и зеленых сланцев). — В кн.: Минералогия, магматизм и рудогенез Дальнего Востока. Владивосток, 1974, с. 59—78.
3. Власов Г. М., Борисов О. Г., Попкова М. И. Неогеновая туфовая флишоидная формация Курило-Камчатской системы. — Литол. и полезн. ископ., 1977, № 1, с. 110—123.
4. Власов Г. М., Петраченко Е. Д. О проявлениях рудной формации зеленых туфов в складчатых областях Евразии. — Докл. АН СССР, т. 223, 1975, № 5, с. 1195—1197.
5. Волярович Г. П., Рожков И. С. Золотоносные провинции и области СССР. — Труды ЦНИГРИ, вып. 76, 1967, с. 45—72.
6. Гелецян Г. Г. Распределение вулканического материала в отложениях верхнего докембрия Игарского района. — Труды СибНИИГГИМС, вып. 91, 1969, с. 106—112.
7. Гладенков Ю. Б., Гречин В. И. Особенности формирования вулканогенно-осадочных толщ неогена Восточной Камчатки (о. Карагинский). — Бюлл. Моск. общ-ва испыт. прир. Отд. геол., т. 44 (5), 1969, с. 72—81.
8. Гречин В. И. Литология и условия накопления морских вулканогенно-осадочных отложений миоцена Западной Камчатки. — Литол. и полезн. ископ., 1973, № 3, с. 38—51.
9. Грейнер С. Г. Атлас вулканических обломочных пород колчеданных рудных полей Южного Урала. М., Наука, 1976.
10. Кременецкая Т. Н. О влиянии вулканизма на озерную седиментацию в Тагильском районе Камчатки. — Литол. и полезн. ископ., 1972, № 5, с. 115—126.
11. Магматические формации и фации Узбекистана. Ред. О. Кушмурадов. Ташкент, ФАН, 1977.
12. Матвеев В. Т., Ильин К. Б. Региональные закономерности образования во времени и размещение в геологическом пространстве золотого оруденения северо-западной части Тихоокеанского тектонического пояса. — В кн.: Основные проблемы металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1970, с. 153—155.
13. Марковский Б. А., Супруненко О. И. Сравнительная характеристика двух типов турбидитовых формаций Восточной Камчатки. — Сов. геология, 1972, № 10, с. 24—31.
14. Материки М. П. Материалы к петрографии Верхне-Селемджинского района. — Мат-лы по геологии Дальнего Востока. Владивосток, 1939, с. 111—143. (Труды Дальневосточного филиала АН СССР, вып. 4).
15. Моисеев В. Г., Фатьянов И. И. Условия образования золоторудных месторождений Приамурья. — В кн.: Вопросы золотоносности Дальнего Востока. Благовещенск, 1971, с. 4—9.
16. О флишоидной ритмичности рудовмещающих отложений Жайремского месторождения (Центральный Казахстан)/Ф. Ф. Таранушич, А. А. Рожнов, В. А. Лыткин и др. — Литол. и полезн. ископ., 1972, № 5, с. 107—114.
17. Парфенов Л. М., Натальин Б. А. Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии в мезозое и кайнозое. — Докл. АН СССР, т. 235, 1977, № 5, с. 1132—1135.
18. Твалчрелидзе Г. А. Металлогенические особенности главных типов вулканических зон. М., Недра, 1977.
19. Хворова И. В., Елисеева Т. Г. Структурные особенности туфовых турбидитов Ирендыкской свиты. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. прир. Отд. геол., т. 83 (3), 1963, с. 87—93.
20. Чайкин С. И. К познанию генезиса железистых кварцитов (на примере Курской магнитной аномалии). — Геол. рудн. месторожд., 1976, № 1, с. 5—19.
21. Чесноков С. В. Вулканогенные турбидиты и проблема кислых вулканитов кара-мыташской свиты контрастной (спилито-кератофировой) формации. — Труды Ильменского заповедника, вып. 12, 1974, с. 189—203.
22. Шадрина В. А. Условия формирования туфогенно-карбонатных ритмов магнетитовых месторождений Тургай. — В кн.: Палеогеографические основы рационального использования естественных ресурсов, ч. 2. Тезисы докладов Всесоюзной конференции. Киев, Наукова думка, 1974, с. 22—24.
23. Эйриш Л. В. Куполовидные структуры в Монголо-Охотской складчатой области. — Геотектоника, 1968, № 2, с. 128—135.

24. Эйрш Л. В. Селемджино-Кербинское поднятие и его положение в тектонической структуре Дальнего Востока. — В кн.: Кольцевые и купольные структуры Дальнего Востока. Владивосток, 1977, с. 32—39.
25. Daelziel W. D. Evolution of the margin of the Scotia Sea. — The geology of continental margins, 1974, p. 567—579.
26. Dewey J. F. Continental margins and ophiolite obduction: Appalachian caledonian system. — The geology of continental margins. Berlin—Heidelberg—New York, Springer—Verlag, 1974, p. 933—950.
27. Fiske R. S. Subaqueous pyroclastic flows in Chanapecosh formation, Washington. — Bull. Geol. Soc. Amer., v. 77, 1963, N 4, p. 391—406.
28. Jovanovic Z. Volcanogenic-sedimentary formations of Drenice, Metoitijska (Yugoslav inner Dinarides). — Bull. Soc. Cons. Acad. Sci. et arts RSFS, v. 19, 1974, N 11—12, p. 329—330.
29. Mutti E. Submarine flood tuffs (ignimbrites) associated with turbidites in oligocene deposits of Rhodes island (Grece). — Sedimentology, 1965, N 5, p. 265—283.

УДК 553.41 : 553.061.12

П. Ф. ИВАНКИН, Г. П. ВОЛАРОВИЧ,
П. В. ИНШИН, В. В. ПОТАПЬЕВ (ЦНИГРИ)

Основные черты процесса формирования субвулканических золото-серебряных месторождений

Разделение гидротермальных рудных месторождений по фациям глубинности материнских магматических тел было предложено М. А. Усовым [25]. В отличие от В. Линдгрена, он полагал, что магма, проникая на разные уровни земной коры, в значительной мере сама определяет физико-химическую обстановку отложения руд. Г. Шнейдерхен развил эту идею и ввел термины «субвулканический цикл», «субвулканические месторождения». В соответствии с представлениями М. А. Усова и Г. Шнейдерхена авторы относят к субвулканическим такие рудные месторождения, которые структурно и генетически связаны с процессом образования субвулканических интрузий. В ассоциации с последними образуются месторождения руд самого различного состава [14]. В настоящей статье рассматриваются золото-серебряные и золото-полиметаллические месторождения и предпринимается попытка выяснить на их основе главные черты развития субвулканического рудного процесса; обобщены результаты исследований процессов рудообразования в мезозойских и верхнепалеозойских вулканических поясах СССР, а также проанализирована обширная литература, посвященная этому вопросу.

Условия залегания и особенности строения месторождений

Рудоносные структуры и интрузии. Золото-серебряные и ассоциирующие с ними золото-полиметаллические месторождения локализуются в областях проявления мантийно-корового вулканизма — в ареалах андезитовых, дацитовых и липаритовых пород. Вулканические пояса приурочены преимущественно к раздробленной континентальной коре, поэтому при достаточном развитии андезитового вулканизма широко распространялись кислые магмы. Типичны игнимбриты — в различной степени спецившиеся туфы, туфолавы, интрузивные и лавовые брекчии липаритового, дацитового, иногда андезит-дацитового состава.

Рудные поля в вулканических областях обычно приурочены к депрессионным структурам типа кальдер или грабенов, а в их пределах —

к местным поднятиям, субвулканическим штокам, радиальным, кольцевым или секущим линейным зонам трещиноватости. Во многих работах [3, 29, 30 и др.] приводятся доказательства, что формирование такого типа структур связано с той стадией вулканизма, когда появляются периферические очаги кислых магм. Глубина нахождения кровли этих очагов оценивается по разному в различных структурах (от 2—4 до 6—7 км). Оседание структуры компенсируется накоплением пирокластов и лав. Последующее воздымание совпадает с периодом внедрения субвулканических тел. Собственно рудный процесс следует за внедрением субвулканических интрузий иногда через 1—2 млн. лет. Детальные структурные исследования показывают, что непосредственно перед формированием рудных тел происходит новое воздымание области и раскрытие старых или образование новых систем трещин [32].

Наблюдается тесная пространственная связь между минерализацией и субвулканическими телами различного состава — от базальтов до кварцевых порфиров и трахилипаритов. Соотношения магматических пород и минерализации во многих случаях таковы, что генетические связи их можно только предполагать на больших глубинах (Трансильвания). В других же рудных районах (обычно в ареалах липаритов) наличие взаимосвязи гидротермального и магматического процессов может быть доказано геологическими наблюдениями: руды и липариты имеют близкий возраст; рудная минерализация и продукты гидротермального метаморфизма образуют ореолы вокруг интрузивных тел или локализуются в эндоконтактах их апикальных частей; липаритовые порфиры под экранами нередко преобразованы в сплошные аргиллиты, а ниже — в гидрослюдасто-кварцевые или адуляр-кварцевые породы, среди которых располагаются продуктивные жилы.

Описания таких соотношений на золото-серебряных месторождениях приводятся В. В. Ярмолюком [29] и Р. А. Ереминым [8], на полиметаллических — В. Б. Чекваидзе [24]. Авторами они изучались в рудных полях вулканических поясов Средней Азии и, как нам представляется, есть достаточно веские основания предполагать существование генетической связи оруденения с субвулканическими интрузиями. Напомним, что еще И. Ф. Григорьев [7] на основе именно такого характера соотношений оруденения с «порфировыми интрузиями» пришел к твердому убеждению, что «области отщепления минерализующих растворов должны быть тесно связаны с интрузивными порфировыми породами, а глубины их выделения должны лежать в пределах самих порфировых тел» (с. 5).

В области рудоотложения оруденение обычно эпигенетично по отношению к субвулканическим интрузиям. Поэтому можно думать, что совмещенные с рудными телами и раскристаллизовавшиеся несколько ранее небольшие по размерам субвулканические тела липаритов и служили путями оттока растворов из интрузива, находящегося на большей глубине. Присутствие его предполагается в одних случаях на основании зонального строения полей пропилитов, в других — по наличию ореолов биотитизации или калишпатизации, геофизических или геохимических аномалий.

Состав субвулканических тел в обнаженных частях рудоносных интрузий меняется в разных структурах и районах. Преобладают липариты и трахилипариты, реже встречаются липарит-дациты, дациты. Для них характерна пестрота текстур и структур, обусловленная широким развитием явлений ликвации, прерывистостью процесса дегазации и кристаллизации расплава. Количество вкрапленников сильно варьирует. Фенокристаллы, как правило, резорбированы или деформированы. В наиболее кислых разностях они представлены кварцем, калиевым

полевым шпатом, средним плагиоклазом, реже биотитом, магнетитом. Преобладание во вкрапленниках в одних телах (или частях тела) кварца, в других — калиевого полевого шпата или биотита указывает на быстрое изменение активности кислотных компонентов, а вся совокупность признаков — на относительно высокое содержание летучих уже в начальные стадии кристаллизации расплава. Вместе с тем степень раскристаллизации основной массы пород необычайно низкая: типичны фельзитовое, микрофельзитовое и витрофировое строение, высокая пористость и повышенные содержания воды в стекловатых разновидностях пород. Такие структуры свойственны большим телам (объемом в сотни кубических километров) и сохраняются без существенного изменения на глубину более 1 км.

Породы содержат повышенное количество щелочей (до 8—9% $K_2O + Na_2O$), часто калий преобладает над натрием. Отношение K_2O/Na_2O не зависит от кислотности пород, но сильно изменяется (от 0,2—3—5 и более, иногда до 30—50) при одних и тех же или близких содержаниях SiO_2 . По этим признакам они отличаются как от гранитов, так и от кислых эффузивов.

Субвулканические тела залегают в форме даек, часто штоков с грушевидным расширением и ветвлением в верхних частях. Здесь же широко распространены взрывные и эруптивные брекчии, которые сопровождаются раздроблением и флюидизацией вмещающих пород.

Отмеченные особенности состава, структур, текстур и форм залегания свойственны рудоносным интрузиям в широком диапазоне глубин становления — от приповерхностных до 2—3 км, т. е. практически по всей мощности вулканогенных комплексов. Можно предположить, что эти особенности свидетельствуют не только о локальных условиях становления субвулканических интрузий в приповерхностных зонах земной коры, но и о свойствах самих магм, генерируемых в очагах высокого флюидного давления.

Субвулканические интрузии в одних районах группируются вдоль разломов регионального протяжения, секущих вулканические формации разного состава, что указывает на определенный разрыв между субвулканическим интрузивным процессом и предшествующим ему вулканизмом. В других районах их распространение носит площадной характер, но специфические черты состава и залегания позволяют предполагать, что в этих случаях имеет место особая («ареальная») форма проявления магматизма, которая, по мнению В. В. Кепежинских и И. В. Луцицкого [12], «не столько завершает..., сколько отмечает качественно иную ступень геологического развития района» (с. 45).

В формировании кольцевых магматических комплексов рудоносных вулканических поясов совместно с эффузивами и субвулканическими интрузиями нередко принимают участие гранитоиды. Этому вопросу посвящена обширная литература, однако данных для суждения об их временных и генетических соотношениях пока недостаточно. На рудных полях развиты и дорудные гранитоиды, и такие, которые приводят к наложению редкометальной минерализации на субвулканический рудный комплекс. Породы кислых субвулканических интрузий не дают переходов к типичным гранитам по крайней мере в пределах глубин 1,5—2,5 км. Однако апофизы и дайковые отщепления гранитных тел на тех же глубинах даже при малой мощности сложены полнокристаллическими породами типа гранит-порфиров или аплитов. По мнению авторов, флюидный режим (состав и количество летучих) является главным, что различает исходные магмы пород тех и других комплексов, в общем близких по химическому составу.

Породы кислых рудоносных субвулканических интрузий обнаруживают большое сходство с игнимбридами, магмы которых, как показал А. Стейнер [22], обладали тем же свойством при изменении внешнего давления (излиянии) — легко расщеплялись на несмешивающиеся жидкости. Поскольку эти породы близки и по валовому химическому составу, можно предполагать, что физико-химические и термодинамические условия генерации их магм сходны. Так, по данным Р. А. Еремича [8], точки состава игнимбридов и субвулканических липаритов одной рудоносной вулкано-структуры на диаграмме $Q-Ab-Og$ образуют общий рой в области $P_{H_2O} = 500$ бар и менее. Точки состава гранитов той же структуры группируются вдоль котектической линии при $P_{H_2O} = 1000$ бар.

Сопоставление этих данных с экспериментальными по изучению влияния на состав эвтектик P_{H_2O} [34] позволяет сделать вывод, что температуры магм игнимбридов и субвулканических тел липаритового состава были близки и на 100—200° превышали температуру гранитной магмы. Такая же разница обнаруживается при сравнении температуры начала кристаллизации игнимбридов (700—900°), вычисленной по соотношениям минералов-вкрапленников, с температурой кристаллизации (600—700°) близких им по составу и возрасту («родственных») гранитов Охотско-Чукотского вулканического пояса.

Следовательно, при высоком содержании летучих в магмах рудоносных субвулканических интрузий необходимо допустить, что в составе легколетучей фазы присутствовали такие компоненты, которые повышали температуру кристаллизации, в частности ими могли быть хлор или уголекислота [36]. Рудоносные субвулканические интрузии являются центрами рассеяния золота, серебра и цветных металлов. Поскольку степень родства этих металлов к хлору выше, чем к фтору [16], можно утверждать, что их расплавы были относительно обогащены хлором по сравнению с гранитными.

Особенности строения рудных полей. Специфическая черта рудных полей — широкое развитие дорудной пропилитизации, окварцевания и аргиллитизации. В районах распространения липаритовых интрузий этот процесс охватывает площади в десятки и сотни квадратных километров. Пропилитовые поля характеризуются зональным строением, что отражает повышение температуры и кислотности растворов по направлению к центру полей. Среди полей пропилитов локально вдоль зон трещиноватости и разломов размещаются кварциты выщелачивания (с каолинитом, диккитом, алунитом) и кварциты отложения (с гидрослюдами, мусковитом, адуляром, карбонатами). Последние завершают процессы предрудного метаморфизма. По сравнению с пропилитами отношение калия к натрию в них увеличивается в 5—10 раз. Образование кварцитов отложения сопровождалось привнесением хлора, серы и металлов. Содержания золота, серебра и цветных металлов повышаются на 1—2 порядка в пропилитах и еще на 1—2 порядка — в кварцитах отложения.

Для собственно жильных систем рудных полей характерно постепенное или быстрое (выше некоторого критического уровня) расширение, что сопровождается увеличением количества жил, сложным ветвлением по восстанию с переходами в зоны тонкого прожилкования и брекчирования (рис. 1). Суммарная мощность жил и общий объем жильного материала при этом возрастают; следовательно, по мере продвижения вверх увеличивается и объем гидротермального потока [9]. Рудная минерализация концентрируется в расширенной прифронтальной части рудного поля; глубже, в стволочных структурах и рудоподводящих трещинах, богатые рудные тела, как правило, сменяются мало-

продуктивными жилами. Глубина формирования рудных полей от палеоповерхности менялась в пределах 0,3—2 км. В целом образование руд происходило в интервале от 0,3 до 2—2,5 км.

Основной способ отложения вещества на рудном этапе — выполнение трещинных полостей и пор. Метасоматоз преобладает на предрудном этапе, заметно проявляется в начале рудного и сопровождается отложением рудного вещества как побочное явление в околожильном пространстве. В составе жильного выполнения господствует кварц, часто с адуляром или калиевыми гидрослюдами, реже карбонаты. Остальные минералы, в том числе рудные, количество видов которых достигает 50—80, являются примесями. В первом приближении состав жильной массы субвулканических месторождений для большинства рудных полей должен рассматриваться как существенно кварцевая система.

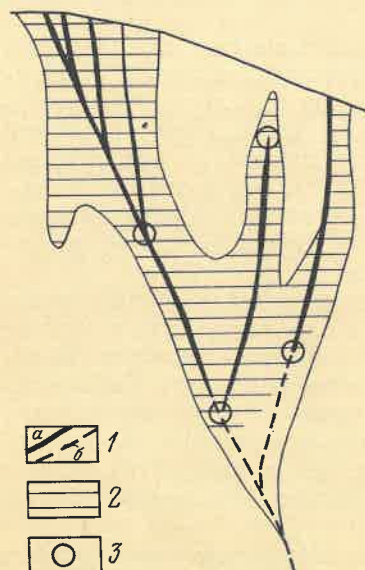


Рис. 1. Типовой поперечный разрез субвулканического жильного месторождения

1 — трещины и зоны (а — слабоминерализованные, б — концентрированного отложения минерализованного вещества); 2 — околожильные гидротермальные изменения; 3 — области, благоприятные для дресселирования растворов в рудоподводящих структурах

Среди текстур и структур руд широко распространены метаколлоидные и колломорфные разности. Проявление ритмичного чередования минеральных агрегатов и широкое развитие текстур взаимных пересечений, брекчиевых и прожилковых указывает, что прерывистость —

важнейшая черта процесса отложения вещества в полостях жил. Краевые части жил имеют более сложный состав и строение. Здесь наблюдается полосчатое и ритмичное чередование моно- и полиминеральных агрегатов кварца с адуляром, гидрослюдой или другими жильными минералами. Рудные минералы приурочены к определенным, часто симметрично расположенным полосам кварца. Границы их вблизи альбандов конформные, параллельные стенкам жил и ограничениям обломков пород. Ближе к центру проявляется склонность к завихрениям, образованиям кольцевых обособлений и неправильных сгустков. Центральные части таких жил сложены, как правило, кварцем или кварцем с карбонатами и крайне бедны рудными минералами. В осевой части жил обычно замкнутые друзовые полости.

С глубиной формы рудных тел и текстуры руд становятся более простыми, уменьшается количество минеральных видов и пестрота их ассоциаций. Процесс рудоотложения становится менее прерывистым, получают господствующее развитие массивные и полнокристаллические текстуры и структуры жильного выполнения, рудные концентрации снижаются.

Важным для понимания природы зональности является тот факт, что последовательность в смене зон максимальной концентрации рудных элементов, как правило, стандартная и совпадает с последовательностью выделения их из растворов. Общая схема рудной зональности имеет вид: $\text{Fe(As)} \rightarrow \text{Cu} \rightarrow \text{Pb, Zn} \rightarrow \text{Au, Ag} \rightarrow \text{Sb, Hg}$. Обычная последова-

тельность выпадения минералов: пирит (арсенопирит) — сульфиды Cu , Pb , Zn — сульфосоли сложного состава — теллуриды — селениды Au , Ag — серебро и золото разной пробы — сернистые соединения As , Sb , Hg . В общих чертах она совпадает с порядком растворимости сульфидов в щелочноводных растворах и соответствует порядку возрастания способности металлов к комплексообразованию.

Прерывистость отложения минерального вещества обычно объясняется многостадийностью процесса рудообразования вследствие пульсационного поступления растворов с глубины. В данном случае этому противоречат особенности пространственного распределения минерального вещества в рудных жилах, которые следует интерпретировать как указание на изменение минерализующего раствора в пределах самой жильной камеры. Поэтому не только для жил разных рудных полей, близких по составу, но и для жил одного рудного поля количество стадий и признаки их выделения обычно не сопоставимы.

Вместе с тем практически всегда наблюдается общая схема последовательного формирования рудных жил: допродуктивные — продуктивные — пострудные минеральные комплексы. Допродуктивный (с малым содержанием рудного вещества) кварц часто бывает тонкозернистый, метасоматический с признаками выпадения из раствора с низкой вязкостью. Напротив, отложение продуктивных комплексов происходит из вязких высококонцентрированных щелочных растворов. Пострудные минеральные ассоциации (кварц, карбонаты с баритом, цеолиты, флюорит и др.) имеют тенденцию оттесняться к осевым частям жил, вверх, а также ниже зоны формирования продуктивного комплекса.

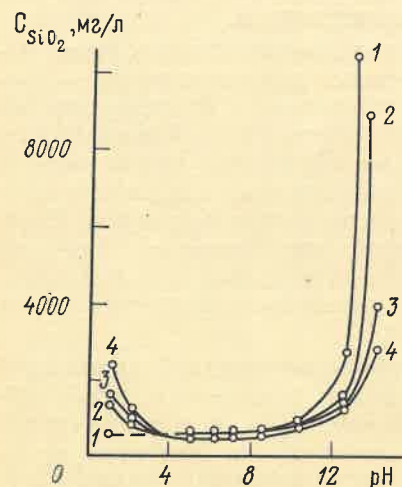
Рудоносные растворы. Процессы широкой предрудной пропилитизации вызывались близнеутральными водными растворами, слабо минерализованными серой, уголекислотой, хлором. Судя по изотопным отношениям кислорода и водорода, в основе своей это вадозные воды, химически активизированные и нагретые магматическими газами [35]. Собственно рудоносные растворы, судя по вещественному составу руд, околожильных пород и газово-жидких включений, были щелочно-кремнистоводные с хлором, уголекислотой, серой, водородом и метаном. Среди включений газовой фазы преобладает CO_2 . Источник растворов определяется как глубинный — магматогенный [35], но со следами заметного влияния вадозных вод и пород, через которые они поступают в область разгрузки.

Растворы газово-жидких включений руд разного состава различаются в основном анионами. Состав катионов обнаруживает определенную зависимость от состава вмещающих пород. Соотношения азота и кислорода аналогичны атмосферному [6]. Отмечается корреляция между содержанием щелочей во включениях с золотом и серебром в рудах (Гончаров, 1975 г.). Она более тесная для калия и серебра, что согласуется с данными о преимущественном расположении существенно серебряных рудных полей среди вулканогенных толщ кислого состава над терригенным основанием.

Кварц — основной компонент руд. Активная миграция кремнезема в водных растворах при формировании гидротермальных месторождений возможна только в щелочных условиях (рис. 2). Это ограничивает выбор представлений об условиях совместной миграции металлов с кремнеземом. Кривая растворимости в водных растворах большинства сульфидов в средней части имеет четко выраженный минимум [17, 26, 27]. Растворимость золота в водных щелочно-сульфидных растворах низка в очень кислых и очень щелочных растворах, а максимальна —

в щелочных, ближе к нейтральным [34]. Наличие минимумов на кривой растворимости сульфидов и некоторое смещение их по отношению к SiO_2 находит объяснение в существовании различных форм переноса металлов водными растворами и предполагает возможность изменения этих форм с последующей эволюцией свойств растворов [11].

Структурно-текстурные особенности руд свидетельствуют о коллоидальном и концентрированном состоянии растворов в период, предшествующий отложению минерального вещества. На высокую концентрацию и вязкость растворов внутри полостей жил указывают также характер отслоения обломков боковых пород, ранее раскристаллизованных минеральных агрегатов и особенности их расположения («зависания») в жильной массе. Вместе с тем известно [15], что коллоидальные растворы аналогичного состава обладают малой миграционной способностью и низким (250–300°) температурным порогом устойчивости.



Концентрации золота и серебра в растворах включений из руд золото-серебряных месторождений составляют $n \cdot (10^{-7} \cdot 10^{-6})$ и $n \cdot (10^{-5} \cdot 10^{-4})$ моль/л [2], что примерно равно содержанию этих металлов в предрудных метасоматических кварцитах и кварц-адуляровых породах.

Рис. 2. Влияние pH водных растворов на аккумуляцию в них кремнезема (по В. С. Балицкому и др. [1])
1 — кварц, 2 — плагиогранит, 3 — окварцованный амфиболит, 4 — гранитизированный сланец

Начало минерализации на золото-серебряных месторождениях, по данным измерений температур гомогенизации газовой-жидкой включений, происходило при 420–360°, на существенно полиметаллических — 450–400°, т. е. при близких к критическим температурам. Для продуктивных ассоциаций характерны инверсии температур (до 150–200°) и давлений (до 500–1000 Па), что указывает на отложение минерального вещества в условиях периодического вскипания растворов внутри жильных полостей. Об этом свидетельствует и тот факт, что золото нередко содержит газовые включения без жидкой фазы, которые полагаются кучными скоплениями по зонам его роста [18]. Температуры начала выделений пострудных минеральных комплексов (200–150°) близки температурам окончания отложения минеральных продуктивных ассоциаций, но нередко наблюдаются скачки температур до 50–70°.

Изложенное позволяет сделать вывод, что при поступлении в область рудоотложения рудоносные растворы представляли собой высокоподвижную щелочно-кремниевоводную жидкость, близкую к состоянию надкритического флюида. Коллоидальное состояние, повышение концентрации и вязкости раствор приобретал в период, предшествующий отложению минерального вещества в жильной полости. В области рудоотложения, очевидно, необходимо предположить действие механизма дополнительной концентрации растворов.

Основные черты субвулканического рудного процесса

Рассмотрим наиболее вероятные, по нашему мнению, изменения в рудоносном интрузиве и эволюцию рудоносных растворов на разных этапах развития процесса.

Дорудный этап. Перемещение глубинного, насыщенного летучими расплава из области высоких давлений в верхние зоны земной коры ведет к нарушению равновесия в системе флюид — магма. Избыточная часть летучих отделяется от расплава, что ведет к изменениям в структуре самого расплава (ликвация, микроликвация). На некоторой критической глубине внутреннее давление начинает резко преобладать над внешним сжатием, магматическая колонна вспучивается и распадается на апофизы и сателлиты, часто сопровождается взрывами. Так возникают дорудные эруптивные брекчии. Расплавы в виде апофизов и сателлитов внедряются в зоны пониженных давлений, объем его увеличивается вследствие образования пузырьков газа и, наконец, консолиди-

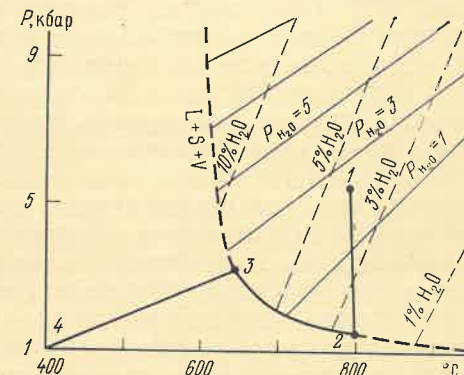


Рис. 3. Диаграмма состояния гранит — вода (по И. Д. Рибчику [21]) с условными фигуративными точками (1–4) эволюции флюида субвулканического интрузива

руется, что становится причиной прекращения подъема магмы*. Изменение во флюидном режиме на этом этапе эволюции расплава в глубинной части интрузива условно показано на рис. 3 линией 1–2. Если принять, что магма имела температуру около 800°, а на глубине 3–5 км предельное содержание воды составляет около 2%, то весь избыток летучих должен улетучиться при внедрении магмы.

Растворимость летучих компонентов в кислых магмах возрастает в ряду CO_2 — NH_3 — SO_3 — HCl — H_2O — P_2O_5 — HF — Li_2O — B_2O_3 , в том же направлении увеличивается и прочность их связи с расплавом [16]. Поэтому при внедрении интрузива на ранней стадии его кристаллизации в первую очередь должны отделяться от расплава, совместно с водой, CO_2 , NH_3 , SO_3 и HCl . Это подтверждается экспериментами и термодинамическими расчетами [21]. Миграция металлов к поверхности земли на этом этапе весьма незначительная из-за слабой растворимости их в газах при P и T ниже критических. Эти физико-химические данные полностью увязываются с имеющимися сведениями о составе гидротермальных растворов на разных стадиях развития процессов предрудного метаморфизма и объясняют причины зонального строения пропилитовых полей.

Рудный этап. Необходимым условием для развития рудного процесса является зарождение флюида в глубоких частях субвулканического интрузива и движение его вверх в виде компактного потока. Вызванная массовым отделением летучих обширная ранняя консолидация интрузива создает для этого благоприятную обстановку, так как залечивает пути движения летучих. Если процесс кристаллизации расплава

* Резкое (до 60%) увеличение объема гранитного расплава, содержащего 3% воды, по данным экспериментов и расчетов К. Бэрнхейма, должно происходить на глубинах примерно 0,5 км, что в общих чертах соответствует наблюдениям в природе.

паре — кремнезем, глинозем, окислы сильных оснований и рудные элементы.

В водных растворах распределение нелетучих соединений между жидкостью и паром для большинства веществ определяется практически только разностью в плотности той и другой фазы, т. е. фактически величиной внутреннего давления [23]:

$$K_p = \frac{C_p}{C_v} = \left(\frac{\rho_p}{\rho_v} \right)^n,$$

где K_p — коэффициент распределения; C_p и C_v — концентрация вещества соответственно в воде и паре; ρ — плотность воды и пара; n — координационное число в водном растворе, индивидуальное для каждого химического вещества. Число n за-

висит от свойств вещества как электролита. Поэтому у очень слабых электролитов — гидротированных окислов алюминия и железа ($n=0,6-0,7$) — коэффициент распределения максимальный, а у таких сильных электролитов, как NaCl , CaCl_2 , CaSO_4 ($n=4,4-8,4$), — минимальный. Для SiO_2 значение K_p промежуточное (рис. 4).

Приведенные данные согласуются с обычным развитием процес-

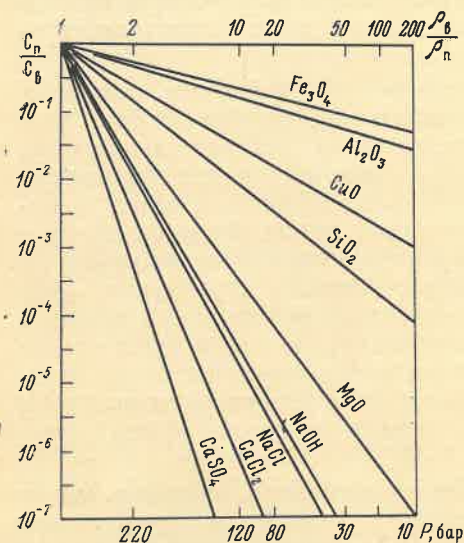


Рис. 4. Диаграмма коэффициента распределения некоторых веществ между водой и паром (по М. А. Стыриковичу и др. [23])

сов окварцевания вокруг рудных жил и концентрации кальция, хлоридов натрия, калия в остаточных растворах. Для Al_2O_3 как вещества с ярко выраженными амфотерными свойствами (в отличие от SiO_2) устанавливается сильная зависимость K_p от щелочности раствора. Очевидно поэтому в околожильном пространстве кварцеворудных жил с адуляром (альбитом или гидрослюдами) не всегда фиксируются следы процессов изменения пород, характеризующихся привнесом алюминия.

Удаление растворителей (воды, летучих кислотных компонентов, части щелочей), а также связанное с перепадами давления адиабатическое охлаждение должны приводить к резкому пересыщению раствора. Явление вскипания растворов может происходить в относительно спокойной обстановке, но усиливается при тектонических пульсациях стенок жильной камеры. Так, при многократном вскипании образуются высококонцентрированные коллоидальные растворы. Концентрация сопровождается процессами дифференциации растворов. С этих позиций последовательная смена допродуктивных (с малой концентрацией рудного вещества) минеральных комплексов продуктивными и затем пострудными представляет закономерное явление, отражающее полный цикл эволюции растворов в жильной полости.

K_p нелетучих веществ в критической точке водных растворов равен 1 (см. рис. 4) и уменьшается по мере увеличения разницы в плотности воды и пара (ρ_v/ρ_p), но в разной степени для разных химических соединений. Это правило, общее для всех нелетучих веществ, в полной мере

относится и ко всем нелетучим рудным элементам. Именно поэтому в субвулканических рудных полях, формирующихся вблизи поверхности, где перепады давления служат ведущим фактором концентрации рудоносных растворов и могут достигать 500—1000 Па, обуславливая исключительно высокий K_p (до 10^{-7} и более), широко развиты такие явления, как телескопирование и колломорфизм руд, тонкодисперсный характер и низкая пробность золота, сосредоточие рудного вещества в верхних частях жил с образованием бананов и резким обеднением рудных жил на глубину.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балицкий В. С., Зубкова Е. И. Аккумуляция кремнезема в гидротермальных растворах. — В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск, Наука, 1974.
2. Баранова Н. Н. О составе золотосодержащих гидротермальных растворов. — В кн.: Основные параметры процессов эндогенного рудообразования, т. II. Новосибирск, 1977.
3. Белый В. Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканического пояса. М., Наука, 1977.
4. Волюцкий С. С. Растворы высокомолекулярных соединений. М., Госхимиздат, 1960.
5. Ганев И. Г. Растворимость и кристаллизация кремнезема в хлоридных растворах. — Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 6, с. 1427—1429.
6. Гончаров В. И., Шугурова Н. А. Состав летучих компонентов гидротермальных растворов близповерхностного типа. — Геохимия, 1973, № 10, с. 1583—1585.
7. Григорьев И. Ф. Связь оруденения с интрузивными породами. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 6, с. 3—8.
8. Еремич Р. А. Гидротермальный метаморфизм и оруденение Арманской вулканической структуры. М., Наука, 1974.
9. Иванкин П. Ф. Морфология глубоководных магматогенных рудных полей. М., Недра, 1970.
10. Иванкин П. Ф., Иншин П. В. О взаимосвязи углерода и воды в петрогенезисе. — Сов. геология, 1977, № 1, с. 35—46.
11. Иншин П. В., Потапов В. В. Механизм эволюции свойств и состава рудоносных растворов на рудном этапе субвулканического рудного процесса. — В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования, т. I. Новосибирск, 1977.
12. Кеппель В. В., Лучицкий И. В. Континентальные вулканические ассоциации Центральной Монголии. М., Наука, 1974.
13. Кислый вулканизм и некоторые вопросы рудогенеза Охотско-Чукотского вулканического пояса/В. Ф. Белый, И. Н. Котляр, А. П. Милов, А. А. Сидоров. — В кн.: Актуальные проблемы геологии золота на Северо-Востоке СССР. Магадан, 1972.
14. Лаверов Н. П. Условия формирования гидротермальных месторождений в континентальных вулканических поясах. — В кн.: Минеральные месторождения. М., Наука, 1972.
15. Лопатина Н. Л., Лосев Н. В., Смулов А. А. Экспериментальные данные по вопросу о поведении сульфидов свинца, цинка, меди и железа в коллоидальных растворах при повышенных температурах. — Геол. рудных м-ний, 1960, № 4, с. 52—73.
16. Маракушев А. А., Яковлева Е. Б. Генезис кислых лав. — Вестн. МГУ, 1975, № 1, с. 3—25.
17. Мелентьев Б. Н., Иваненко В. В., Памфилова Л. А. Растворимость некоторых рудообразующих сульфидов в гидротермальных условиях. М., Наука, 1968.
18. Петровская Н. В. Самородное золото. М., Наука, 1973.
19. Потапов В. В. Граниты Колыванского массива и связанное с ними оруденение. — В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск, Наука, 1965.
20. Потапов В. В., Аношин Г. Н., Маликова И. Н. Связи гидротермального оруденения с формированием гранитоидных массивов. — В кн.: Геохимия и условия образования руд золота и редких металлов. Новосибирск, Наука, 1972.
21. Рябчиков И. Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. Новосибирск, Наука, 1975.
22. Стейнер А. Происхождение игнимбритов острова Северный, Новая Зеландия. — В кн.: Проблемы палеовулканизма. М., Изд-во иностр. лит., 1963.
23. Стырикович М. А., Мартынова О. И., Миропольский З. Л. Процессы генерации пара на электростанциях. М., Энергия, 1969.

24. Условия формирования околорудных метасоматитов и руд Рубцовского месторождения на Рудном Алтае/В. Б. Чекваидзе, Н. Г. Кудрявцева, И. З. Исакович, Н. С. Бакуев. — Геол. рудных м-ний, 1978, № 2, с. 71—81.
25. Усов М. А. Краткий курс рудных месторождений. Томск, 1933.
26. Хемли Дж. Исследование растворимости сульфида свинца и ее связь с отложением руд. — В кн.: Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. М., Изд-во иностр. лит., 1954.
27. Ходаковский И. Л. О гидросульфидной форме переноса тяжелых металлов в гидротермальных растворах. — Геохимия, 1966, № 8, с. 960—971.
28. Шахов Ф. Н. Основные направления научных исследований в золотоносных районах Сибири. — Геология и геофизика, 1961, № 10, с. 89—101.
29. Ярмолюк В. В. Вулканические структуры обрушения Охотско-Чукотского вулканического пояса. Новосибирск, Наука, 1973.
30. Brench C. D. The volcanic cauldrons, ring complexes and associated granites of the Georgetown Inlier, Queensland. — Bull. Bur. Min. Resour. Austral., 1966, N 76.
31. Phillips W. G. Mechanical effects of retrograde boiling and its probable importance in the formation of some porphyry ore deposits. Trans. Inst. Mining and Met., 1973, v. 82, Aug., p. 90—98.
32. Steven T., Lion G. Environment of ore Deposition in the Creede Mining District San Juan Mountains, Colorado. — Econ. Geol., 1975, vol. 70, N 6.
33. Tuttle O. F., Bowen N. L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 — H_2O . — Geol. Soc. Amer. Mem., 1958, vol. 74.
34. Weisberg B. C. Solubility of gold in hydrothermal alkaline sulfide solutions. — Econ. Geol., 1970, vol. 65.
35. White D. S. Diverse origins of hydrothermal ore fluids. — Econ. Geol., 1974, vol. 69, N 6.
36. Wyllie P. T., Tuttle O. F. Experimental investigation of silicate systems containing two volatile components. Part III. The effects of SO_2 , P_2O_5 , HCl , Li_2O in addition to H_2O on the melting temperatures of albite and granite. — Amer. Journ. Sci. 1964, vol. 272, N 7.

УДК 551.71/73(235.223-11)

Ю. П. БУТОВ, Б. А. ДАЛМАТОВ (Бурятское ТГУ),
Г. А. ВОРОНЦОВА (Иркутский политехн. ин-т)

К стратиграфии верхнего докембрия — кембрия Восточного Саяна

Кембрийские и тесно связанные с ними верхнедокембрийские отложения юго-восточной части Восточного Саяна выполняют три небольших грабен-синклинория: Боксон-Сархойский, Ухагольский и Сагансайрский (рис. 1). В 1956 г. Ф. К. Волколаков, Н. С. Ильина и А. Л. Самбург [1, 5] установили в Боксон-Сархойском синклинории три свиты (снизу вверх): сархойскую (вулканогенно-терригенную мощностью 1500—4000 м), боксонскую (карбонатную мощностью до 3500 м) и мангатгольскую (преимущественно терригенную мощностью 1500 м). Позднее Н. С. Ильина [14] обособила верхнюю часть мангатгольской свиты в самостоятельную яматинскую свиту. В 1959 г. А. Л. Самбург предложил называть боксонскую свиту серией. В ее составе он выделял забитскую, табинзуртинскую и хужиртайскую свиты. Попытки усовершенствовать последнюю стратиграфическую схему, изменив в ней названия отдельных свит или их объемы [6, 17], оказались безуспешными. Так, расчленение табинзуртинской свиты на харагантинскую и билютинскую не подтвердилось при крупномасштабном картировании западной части Боксон-Сархойского синклинория. Было принято только предложение М. М. Язмира о переименовании боксонской серии в надсвиту.

В породах хужиртайской свиты в 1945 г. Д. В. Титов и О. П. Алексеева обнаружили археоциаты. До недавнего времени находки остатков

кембрийской фауны были сосредоточены на небольшом (15 км²) участке бассейна р. Сархой, неоднократно посещавшемся разными исследователями. В 1972 г. В. В. Жабиным трилобиты встречены по р. Хужиртай-Гол — левому притоку р. Хойто-Боксон. К настоящему времени опубликована фауна археоциат и редких трилобитов боградского и предположительно санаштыкольского горизонтов нижнего кембрия [3, 4, 6, 8, 17].

Вопрос о датировке отложений табинзуртинской и забитской свит по фаунистическим данным дискуссионный. Строматолиты забитской

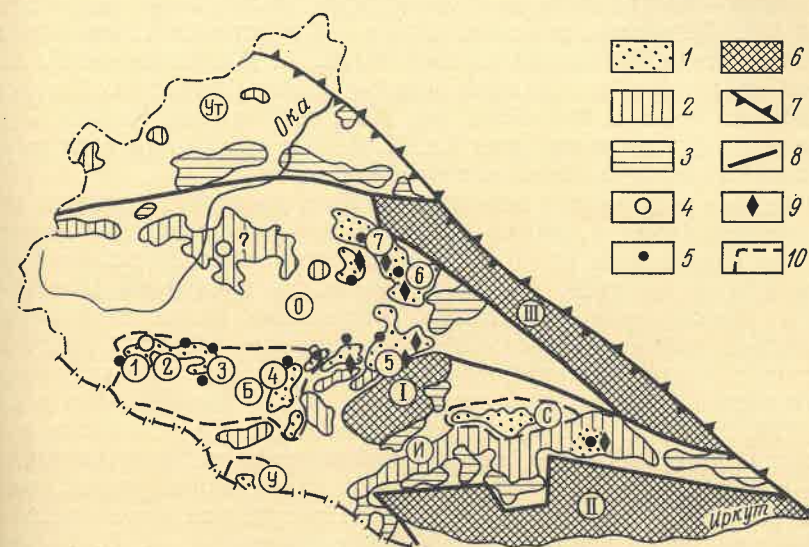


Рис. 1. Схема распространения карбонатных толщ в юго-восточной части Восточного Саяна
1—5 — выходы карбонатных пород: 1 — венда и кембрия; 2—3 — нерасчлененных протерозоя — палеозоя (2 — слабометаморфизованных, 3 — мраморов); 4—5 — находки остатков кембрийской фауны: 4 — до 1972 г., 5 — авторами в 1972—1977 гг.; 6 — выходы сильнометаморфизованных пород условно архейско-нижнепротерозойского возраста: Гарганская (I) и Охотско-Бельская (III) глины, Хамар-Дабанский антиклинорий (II), 7 — Саяно-Байкальский краевой шов; 8 — разломы, ограничивающие структурные зоны; 9 — проявления высококачественных фосфоритов; 10 — границы грабен-синклинорий: Боксон-Сархойского (Б), Ухагольского (У), Сагансайрского (С); прочие синклинории: Ут — Утхумский, И — Ильчирский, О — Окинский; 1—7 — местоположение разрезов, показанных на рис. 2

свиты одни исследователи считают синийскими или верхнерифейскими, другие [6, 15, 17] — вендскими. Абсолютный возраст бокситов, залегающих в основании табинзуртинской свиты, принимается равным или 540 млн. лет [18], или (при точности анализа $\pm 10\%$) 600 млн. лет [17]. Соответственно основание кембрия то опускается до подошвы забитской свиты [18], то помещается в верхах табинзуртинской [17]. Даже после нахождения в бокситовом пласте медузоидов эдиакарского типа [7] В. Г. Беличенко [2] отнесла к кембрию нижележащую забитскую свиту.

В. В. Жабин и М. В. Степанова [8] на основании изучения микрофитолитов из разреза Боксонского фосфорит-бокситового месторождения пришли к выводу о том, что нижняя граница кембрия может быть опущена на 200—300 м ниже кровли билютинской (табинзуртинской) свиты. Однако исследованный ими разрез характеризует небольшой тектонический блок доломитов табинзуртинской свиты, удаленный от ближайших выходов известняков хужиртайской свиты и бокситового пласта на 3—7 км. Поэтому точное положение подошвы кембрия на этом участке установить нельзя. Нижнюю (700 м) часть забитской свиты

упомянутые авторы [9] отнесли к верхнему рифею по смене типично вендских форм III межрегиональным (по З. А. Журавлевой, 1964 г.) или чечинским (по М. С. Якшину, 1972 г.) комплексом микрофитолитов.

В 1972—1977 гг. Ю. П. Бутов обнаружил кембрийскую фауну на всех основных площадях развития известняков боксонской надсвиты (см. рис. 1), а также в карбонатных породах бассейнов рек Улзыта, Урик, Бол. Белая и Хайт, до этого относившихся к монгошинской свите верхнего протерозоя (А. Л. Додин и др., 1968 г.). Остатки фауны ленского и амгинского ярусов нижнего — среднего кембрия, ранее здесь не известной, позволили выделить в составе боксонской надсвиты две новые свиты — нюргатинскую и хютенскую, залегающие выше хужиртайской [3]. Детальное описание стратотипов этих свит, все определения трилобитов и брахиопод выполнены Б. А. Далматовым; Г. А. Воронцовой собраны и определены микрофитолиты боксонской надсвиты и синхронных толщ в бассейнах рек Боксон, Уха-Гол, Улзыта, Урик и Бол. Белая; изучены коллекции Ю. П. Бутова почти для всех выходов верхнедокембрийско-кембрийских отложений.

Исходя из результатов поисковых работ, проведенных после открытия на правобережье р. Урика Харанурского месторождения высококачественных фосфоритов (1975 г.), и выявления аналогичных фосфоритов на ряде других участков, мы полагаем, что за пределами Боксон-Сархойского синклинория отложения, синхронные боксонской надсвите, представляют собой не отдельные тектонические клинья в протерозойских толщах, а единую непрерывную полосу (см. рис. 1), окаймляющую крупную региональную Окинскую структуру. Последнюю одни исследователи [18] считают антиклинорием, другие [16], в том числе и авторы — синклинорием. Сейчас трудно сомневаться в принадлежности к венду — кембрию даже обширного поля карбонатных пород, распространенных в окрестностях пос. Орлик. Присутствие археоциатоподобных образований по рекам Орлик и Хайт отмечалось Д. В. Титовым и О. П. Алексеевой еще в 1948 г., однако приведенные ими фотографии шлифов и образцов в течение 30 лет просто игнорировались. Кембрийский возраст горизонтов, распространенных по р. Хайт, подтвержден в 1977 г. обильными сборами археоциат, трилобитов и брахиопод.

Основные вопросы стратиграфии позднего докембрия — кембрия юго-восточной части Восточного Саяна рассмотрены ниже. При этом опубликованные ранее определения фауны и литологическое описание свит опущены с соответствующими ссылками.

Сархойская свита. Органические остатки из ее отложений известны лишь на левобережье р. Сархой, в 4,3 км выше устья р. Хараганта. Здесь в слоях, переходных между сархойской и забитской свитами, М. М. Язмир нашел строматолиты *Colleniella sarchoica* f. n. С учетом цифр абсолютного возраста (708 млн. лет) пород, подстилающих сархойскую свиту [17], и возможной ошибки $\pm 10\%$ допускается как верхнерифейский, так и вендский (юдомский) возраст строматолитов.

Забитская свита. Наиболее полный разрез свиты изучен в районе Ухагольского синклинория, где она расчленена В. П. Арсентьевым (1976 г.) на четыре подсвиты.

Первая подсвита (100—400 м) — битуминозные известняки и углистые сланцы с базальными конгломератами и кремво-серыми доломитами. Последние содержат микрофитолиты *Volvatella vadosa* Z. Zhur., *Vesicularites obscurus* Z. Zhur., *V. aff. enormis* Z. Zhur., *Nubecularites abustus* (?) Z. Zhur.

В известняках встречены *Osagia nimia* Z. Zhur., *O. tenuilamelata* Reitl., *Radiosus* aff. *vitreus* Z. Zhur., *Vesicularites* sp., *Nubecularites* sp. и водорослевые структуры, названные нами *Phytostructura* gr. nov.

Вторая подсвита (100—120 м) — серые доломиты, черные известняки и фосфориты (главный фосфоритовый горизонт). В доломитовой гальке внутриформационных конгломератов из основания подсвиты установлены микрофитолиты *Osagia nimia* Z. Zhur., *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.). В верхах подсвиты имеется несколько слоев с *Nubecularites* f. n. и *Vesicularites enormis* Z. Zhur.

Третья подсвита (100—130 м) — серые доломиты, в кровле (второй фосфоритовый горизонт) охарактеризованные микрофитолитами *Vesicularites enormis* Z. Zhur.

Четвертая подсвита (130—140 м) — чередование светло-серых до черных доломитов, насыщенных микрофитолитами *Osagia nimia* Z. Zhur., *Osagia* f. n., *O. corticosa* Nag., *Vesicularites rectus* Z. Zhur., *V. lobatus* Reitl., *V. enormis* Z. Zhur., *V. bothrydioformis* (Krasnop.), *V. concretus* Z. Zhur., *V. porrectus* Z. Zhur., *V. obscurus* Z. Zhur., *Nubecularites abustus* Z. Zhur., *Nubecularites* sp., *Volvatella vadosa* Z. Zhur., *V. zonalis* Nag.

Выше залегают аллитовый горизонт, которым начинается разрез табинзуртинской свиты.

Все формы микрофитолитов, присутствующие в отложениях забитской свиты Ухагольского месторождения, начиная с ее подошвы, входят в состав IV (юдомского) комплекса, по З. А. Журавлевой [10, 11, 12]. Многие из них типичны для юдомской свиты Учуро-Майского района, а также широко распространены в разновозрастных отложениях юго-западного обрамления Сибирской платформы и Хубсугульского фосфоритоносного бассейна МНР.

На Боксонском фосфорит-бокситовом месторождении среди пород забитской свиты резко преобладают серые массивные доломиты. Разрез здесь монотонный, и только наличие фосфоритоносной пачки, хорошо прослеживающейся по простиранию, позволяет выделить (М. М. Язмир, 1972 г.) две подсвиты — нижнюю и верхнюю.

Нижняя подсвита (300—850 м) изучалась на левобережье р. Урдо-Боксон, где в делювии встречены битуминозные известняки с микрофитолитами *Osagia nimia* Z. Zhur., *O. tenuilamelata* Reitl., аналогичными описанным для первой подсвиты Ухагольского месторождения. В серых доломитах, перекрывающих базальные конгломераты забитской свиты в бассейне той же реки, содержатся микрофитолиты *Vesicularites enormis* Z. Zhur., *Vesicularites* sp., *Nubecularites* sp. В 20—25 м выше отмечены крупные (до 30 см диаметром) желваковые строматолиты, а еще выше — серые доломиты с микрофитолитами *Vesicularites rectus* Z. Zhur., *V. enormis* Z. Zhur., *Vesicularites* sp., *Asterosphaeroides* sp.

В бассейнах р. Хойто-Боксон и ручья Шоглой (левобережье р. Урдо-Боксон) непосредственно под фосфоритоносной пачкой, венчающей разрез нижней подсвиты, располагаются горизонты (мощностью до 10 м) серых доломитов с ветвящимися столбчатыми строматолитами и микрофитолитами из группы *Radiosus*. Последние близки к верхнерифейским *Radiosus stirpitus* Z. Zhur. Здесь же присутствуют *Vesicularites ovatus* Z. Zhur., описанные З. А. Журавлевой [11] в кровле верхнего рифея Южного Урала, а также новые формы *Vesicularites* Reitl.

В фосфоритсодержащих доломитах микрофитолиты представлены (в разных разрезах): *Vesicularites* Z. Zhur., *Volvatella* aff. *adosa* Z. Zhur., *Radiosus* aff. *vitreus* Z. Zhur., *Vesicularites* f. n., *Nubecularites* f. n. Встречены столбчатые ветвистые строматолиты, являющиеся, по устному сообщению Вл. А. Комара, верхнерифейскими.

Верхняя подсвита (140—200 м) охарактеризована микрофитолитами *Osagia nimia* Z. Zhur. (крупные, часто сильно окремненные),

Vesicularites enormis Z. Zhur., *V. bothrydioformis* (Krasnop.), *V. rectus* Z. Zhur., *V. lobatus* Reith., *Vesicularites* sp., *Volvatella* sp., *Glebosites* sp., *Vermiculites* sp., *Nubecularites abustus* Z. Zhur. В кровле забитской свиты вместе с широко распространенными юдомскими строматолитами [17] присутствуют *Vesicularites enormis* и *Nubecularis abustus*, а в долине р. Шоглой — водоросли *Renalcis* sp. Как показало сравнение микрофитолитовых комплексов забитской свиты Боксонского и Ухагольского фосфоритовых месторождений, четко коррелируются только четвертая подсвита (по В. П. Арсентьеву, 1976 г.) Ухагольского синклиория и верхняя подсвита (по М. М. Язмиру, 1972 г.) Боксонского месторождения.

В западной части Боксон-Сархойского синклиория, в верховьях р. Сархой и на левобережье р. Хараганта, микрофитолитами охарактеризована лишь самая верхняя часть свиты. В сборах Ю. П. Бутова В. И. Алексеев (Бурятское ТГУ) определил: *Osagia tenuilamellata* Reith., *Tunicatella obogolica* f. n., *Glebosites glebosites* Reith., *G. gentilis* Z. Zhur., *Vesicularites lobatus* Reith., *V. compositus* Z. Zhur., *Nubecularites palmipedalis* Yaksch., *Volvatella zonalis* Nag. Такой состав микрофитолитов не дает четкого представления о возрасте. Характерные юдомские формы (*Vesicularites lobatus* Reith., *Volvatella zonalis* Nag.) ассоциируют здесь с группой *Glebosites* Z. Zhur. Необходимо подчеркнуть, что микрофитолиты выделены из слоев, непосредственно подстилающих породы табинзуртинской свиты, т. е. из той части забитской свиты, вендский возраст которой на Боксонском и Ухагольском фосфоритовых месторождениях ни у кого сомнений не вызывает.

Восточнее традиционных контуров Боксон-Сархойского синклиория непрерывные выходы пород боксонской надсвиты прослежены на расстоянии около 50 км до устья р. Холбы (правобережье р. Урика). По правому борту долины р. Ондолей (левобережье р. Улзыты) ниже базального бокситового горизонта табинзуртинской свиты залегают светло-серые массивные доломиты мощностью около 500 м, среди которых отмечаются линзы и прослои карбонатных конгломератобрекчий, серых до черных доломитов, известняков, фосфоритов. В низах разреза установлены микрофитолиты *Vesicularites* sp., *Vermiculites* sp., *Nubecularites* sp., крупные желваковые и мелкие короткостолбчатые «кружевные» строматолиты.

В кровле забитской свиты доломиты часто насыщены микрофитолитами *Osagia nimia* Z. Zhur., *O. f. n. Voronz.*, *O. corticosa* Nag., *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.), *V. rectus* Z. Zhur., *V. enormis* Z. Zhur., *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Volvatella zonalis* Nag., *Volvatella* sp., *Nubecularites* sp., *Vermiculites* sp. Широко развиты мелкостолбчатые (сходные с подбокситовыми строматолитами Боксонского месторождения), желваковые и желваково-пластовые строматолиты.

Горизонт с «боксонскими» строматолитами *Conophyton* протягивается через район озер Газар — Аманай — Нур до долины р. Урика. Стратиграфически ниже в береговых обнажениях по правобережью р. Урика отдельные пачки серых доломитов содержат многочисленные *Osagia nimia* Z. Zhur., *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.), *Volvatella zonalis* Nag., *Vesicularites enormis* Z. Zhur., *V. rectus* Z. Zhur.

В 10 км восточнее, в главной продуктивной пачке Харанурского фосфоритового месторождения (низ забитской свиты) найдены микрофитолиты *Osagia*, *Volvatella* и *Nubecularites*. Эти формы сходны с микрофитолитами, типичными для IV (юдомского) комплекса, по З. А. Журавлевой [10], но в фосфоритовых горизонтах Ухагольского и Боксон-

ского месторождений, а также на Улзыта-Урикском междуречье не встречались.

Таким образом, во всех изученных разрезах, за исключением Боксонского месторождения, от подошвы до кровли забитской свиты распространены микрофитолиты IV (юдомского) комплекса (по З. А. Журавлевой, 1964 г.). По простиранию их видовой состав несколько меняется, но остается в пределах IV комплекса. В бассейне р. Боксон нижняя подсвита забитской свиты венчается горизонтом с радиозусами и астеросфероидесами III (верхнерифейского) комплекса (по З. А. Журавлевой). Здесь же стратиграфически ниже, в базальных слоях забитской свиты, установлены *Osagia nimia* Z. Zhur., *O. tenuilamellata* Reith., характерные для первой подсвиты (по В. П. Арсентьеву, 1976 г.) Ухагольского месторождения.

Однозначная интерпретация имеющихся материалов пока затруднена. Можно допустить, что карбонатное осадконакопление в районе Боксонского месторождения фосфоритов началось значительно раньше, чем на сопредельных площадях. Однако при отнесении нижней подсвиты (по М. М. Язмиру, 1972 г.) забитской свиты Боксонского месторождения к верхнему рифею вызывает сомнение незначительная мощность отложений вендского комплекса, составляющая, по мнению В. В. Жабины и М. В. Степановой [9], примерно 1300 м, а с учетом данных Г. А. Воронцовой по нижней границе кембрия — не превышающая 600—650 м. Граница между вендом и кембрием на территории Боксон-Сархойского синклиория проходит, по В. В. Жабину, М. В. Степановой и нашим данным, внутри монотонной толщи доломитов табинзуртинской свиты. Признаков изменения характера и скорости осадконакопления на этом рубеже не имеется, но мощность пород алданского яруса (время накопления 10—15 млн. лет) равна 1300—1500 м [18], т. е. определяется теми же цифрами, которые В. В. Жабин и М. В. Степанова приводят для всего венда (100 млн. лет). Мы считаем преждевременным категорически датировать верхним рифеем нижнюю подсвиту забитской свиты Боксонского месторождения и условно относим ее к венду, сопоставляя с низами забитской свиты на других участках (рис. 2).

Табинзуртинская свита. Базальные горизонты свиты на левобережье р. Хараганты исключительно насыщены микрофитолитами. В сборах Ю. П. Бутова В. И. Алексеевым установлены: *Osagia corticosa* Nag., *O. sarchoica* f. n., *O. uchagolica* f. n., *Volvatella zonalis* Nag., *V. vadosa* Z. Zhur., *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.), *V. rectus* Z. Zhur., *V. porrectus* Z. Zhur., *V. obscurus* Z. Zhur., *V. subinensis* Zabr., *V. compositus* Z. Zhur., *Vesicularites* f. n. Такой состав микрофитолитов полностью отвечает IV (юдомскому) комплексу З. А. Журавлевой [10]. Микрофитолиты верхней части разреза табинзуртинской свиты детально изучены М. В. Степановой [9] по образцам, собранным в мульде Хоре Боксонского месторождения. Здесь формы IV комплекса отсутствуют, но широко распространены *Nubecularites catagraphus* Reith., *N. punctatus* Reith. и водоросли *Renalcis* Volog. (V—VII комплексы, по З. А. Журавлевой). Согласно Г. А. Воронцовой, последние появляются в 350—400 м ниже бокситового пласта, т. е. значительно ниже, чем указывают В. В. Жабин и М. В. Степанова. Этот уровень (смена IV комплекса V комплексом микрофитолитов) мы и рассматриваем в качестве границы венда (юдомия) и нижнего кембрия.

Кембрийский возраст большей части отложений табинзуртинской свиты подтвержден находками фауны. Так, на междуречье Сархой и Хужиртай-Горхона в доломитах верхней половины свиты обнаружены археоциаты [3], на северо-западном побережье оз. Хара-Нур (бассейн р. Урик) Г. А. Воронцовой в доломитовых известняках низов свиты

найлены трилобиты. В повторных сборах Ю. С. Тарасова (ВостСибНИИГГИМС) Б. А. Далматовым отмечены мелкие обломки скелетной органики и поврежденный кранидий *Triangulina*(?), характерный для алданского яруса нижнего кембрия.

Хужиртайская свита. Обширные списки фауны и флоры [3, 4, 6, 17] позволяют датировать хужиртайскую свиту алданским ярусом. Нижняя ее граница, не имеющая точной биостратиграфической харак-

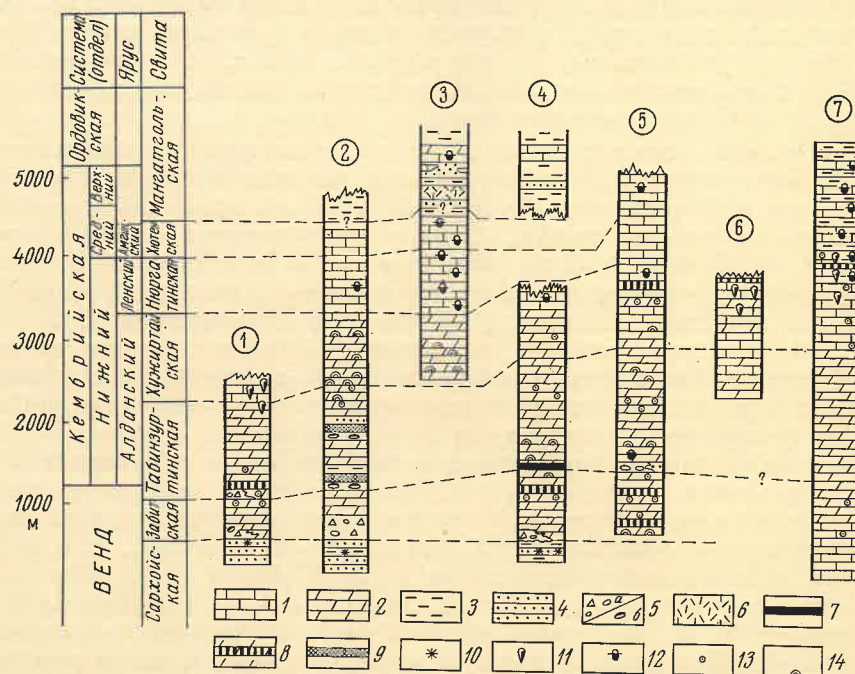


Рис. 2. Схема сопоставления разрезов Боксонской надсвиты

1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — сланцы глинистые, алевролиты; 4 — песчаники полимиктовые; 5 — конгломераты и конгломераты (а — карбонатные, б — полимиктовые); 6 — лавы и туфы кислого состава; 7 — бокситы; 8 — фосфориты; 9 — гематитовые железистые кварциты; 10 — красноцветные породы; 11—14 — органические остатки: 11 — археонаты, 12 — трилобиты, 13 — онколиты, 14 — строматолиты.

теристики, условно сопоставляется с подошвой базаихского горизонта, верхняя в стратотипической местности, в бассейне р. Хужиртай-Гол (район Боксонского месторождения), судя по последним находкам фауны, определяется верхами алданского яруса [3]. Более молодые карбонатные отложения «срезаны» здесь разрывным нарушением. Аналогичный возрастной диапазон имеет хужиртайская свита в бассейне р. Хужиртай-Горхон (левобережье р. Сархой), где, по мнению всех исследователей, ее разрез наиболее представлен. На этом участке верхний контакт хужиртайской свиты тоже тектонический.

Нюргатинская и хютенская свиты. Ранее они рассматривались как возрастные аналоги (алданский ярус) хужиртайской свиты. Находки остатков фауны ленского и амгинского возраста позволили сопоставить их с общепринятыми для кембрия ярусами. В качестве дополнительных могут быть использованы литологические признаки. Стратотипическая местность обеих свит — район излучины р. Забит и ее правобережных притоков — рек Саган-Гол и Сахюрта. Наличие сплошных обнажений высотой до 400—500 м при пологих (10—15°) углах падения пород дает возможность изучать разрезы свит с любой детальностью.

Нюргатинская свита сложена известняками преимущественно темно-серой окраски, часто глинистыми, содержащими фауну ленского яруса. Контакт с подстилающей хужиртайской свитой постепенный. По левому берегу р. Забит выше устья р. Саган-Гол и ниже по течению наблюдается следующий разрез свиты (снизу вверх).

1. Известняки светло-серые, слоистые, плитчатые 150 м
2. Известняки серые до темно-серых, часто пятнистые, с примесью глинистого материала, грубослоистые, с остатками хиолитоидей 75 „
3. Известняки светло-серые массивные 50 „
4. Известняки серые слоистые, с линзами красноцветных глинисто-карбонатных брекчий 160 „
5. Известняки светло-серые, массивные, с остатками трилобитов, брахиопод, хиолитоидей, имеются ходы червей. Встречены трилобиты *Sanaschitigolia* aff. *vertebrata* Repina, 1965; *Sanaschitigolia* sp., *Redlichia* gen. et sp. indet., *Kutorgina* sp., характерные для низов санаштыгольского — тарынского горизонта [19]. Известняки, залегающие ниже пачки 5, по-видимому, относятся к камешковскому горизонту (по А. Г. Вологдину, 1931 г.) и соответствуют верхам хужиртайской свиты в бассейне р. Сархой 210 „
6. Известняки глинистые темно-серые до черных, грубослоистые, в их средней части присутствуют брахиоподы *Kutorgina fterovae* Lermontova, 1940; *Nasusia* sp. и трилобиты *Pseudoetaspis* sp., редкие хиолиты, отмечаются ходы червей (солонцовский? горизонт, по И. Т. Журавлевой и др., 1950 г.) 140 „
7. Известняки серые массивные с остатками трилобитов *Erbia* sp., *Kootenia* sp., *Chondragraulos minussensis* Lermontova, 1940 г. (обручевский горизонт, по А. Г. Вологдину, 1940 г.) 25 „
8. Известняки глинистые темно-серые до черных, плитчатые, с обломками брахиопод, среди которых обнаружена *Kutorgina aff. cingulateformis* Lermontova, 1940 г., характерная для низов среднего кембрия. Эти известняки мы относим к хютенской свите среднего кембрия.

Из отложений нюргатинской свиты собрана представительная коллекция фауны санаштыгольского, солонцовского и обручевского горизонтов нижнего кембрия; списки определений приведены в предыдущей работе авторов [3]. Мощность свиты колеблется от 500 до 800—950 м.

Хютенская свита сложена главным образом темноцветными глинистыми и алевролитистыми известняками с остатками трилобитов и брахиопод амгинского яруса среднего кембрия. Подчиненное значение имеют сланцы, алевролиты и песчаники, тяготеющие к ее верхней части. Граница между хютенской и нюргатинской свитами постепенная. В стратотипической местности наиболее полный разрез свиты описан (снизу вверх) по правому берегу р. Забит, в 150 м ниже устья р. Саган-Гол.

Известняки глинистые, темно-серые до черных, слоистые, плитчатые, с отдельными прослоями (до 0,7 м) светло-серых разностей, часто с обильными остатками трилобитов и брахиопод. Выделены два комплекса органических остатков, сопоставимые с суярыкским (110 м) и мундыбашским+эльдахским (30 м) комплексами [3]. Мощность пачки 140 м. Выше наблюдается частая перемежаемость темно-серых до черных, тонкоплитчатых слоистых алевролитистых известняков и известковистых алевролитов общей мощностью 100 м.

Более высокие части разреза хютенской свиты здесь уничтожены надвигом. Как будет показано ниже, на северном крыле Окинского синклинория венд-кембрийская карбонатная толща венчается многократным чередованием известковых и терригенных пачек. Поэтому вопрос о верхней возрастной границе хютенской свиты пока остается открытым.

Мангатгольская свита. Отложения свиты (серые сланцы, песчаники, линзы известняков) палеонтологически не охарактеризованы. В 1972 г. на левобережье р. Яматы в линзе известняков мангатгольской свиты Ю. П. Бутов нашел мелкие фрагменты трилобитов и брахиопод, опре-

делить которые не удалось [3]. Нормальные стратиграфические контакты свиты не известны. Существуют также разные трактовки условий ее залегания. Например, нижний контакт в бассейне р. Билюта рассматривается и как постепенный [5], и как трансгрессивный со значительным перерывом в осадконакоплении [6], и как тектонический [17]. Аналогичные примеры можно привести для других участков.

Окончательное решение вопроса о взаимоотношении пород мангатгольской свиты с подстилающими образованиями пока невозможно. Присутствие фауны амгинского яруса в нижней части хютенской свиты и отнесение к майкопскому ярусу ее верхов значительно затрудняют датировку даже базальных горизонтов свиты средним кембрием. Большая ее часть, видимо, соответствует верхнему кембрию — нижнему ордовики.

Выделение яматинской свиты, венчающей, по мнению некоторых исследователей [14], разрез нижнего палеозоя Боксон-Сархойского синклинория, нам представляется недостаточно обоснованным. В стратиграфической местности по р. Ямате и на других участках ее контакты в коренном залегании не наблюдались. Косвенные признаки наличия углового несогласия неоднозначны, и оно может быть объяснено разными причинами. Органические остатки в породах свиты не установлены, надежных признаков ее картирования не имеется.

Пестроцветно-терригенные молассоидные отложения, залегающие с разрывом и угловым несогласием выше фаунистически охарактеризованного нижнего — среднего кембрия, следует выделять в сагансайрскую свиту. Нижний ее контакт неоднократно описывался в скальных обнажениях по правобережью р. Гарлык-Гол [5]. В гальке базальных конгломератов А. С. Иванов в 1951 г. обнаружил известняки со срезами трилобитов и трубочками водорослей *Cirvanella* sp. (определения А. Д. Миклухо-Маклая). Сагансайрская свита считается моложе мангатгольской и, вероятно, имеет среднепалеозойский возраст. Не исключена возможность сопоставления ее и с низами мангатгольской.

На северном крыле Окинского синклинория, в бассейнах рек Бол. Белая и Хайт, отложения венда — кембрия испытывают заметные фациальные изменения. Наиболее полный разрез регионального маркирующего горизонта (основание перекрыто покровом платобазальтов) — палеонтологически охарактеризованных карбонатных отложений — в бассейне р. Хайт следующий (снизу вверх).

1. Известняки темно-серые до черных, тонкоплитчатые, с прослоями углито-кремнисто-глинистых сланцев и афанитовых кремней. Изредка отмечаются крупные (0,5 см), сильно перекристаллизованные *Osagia* f. p., *Nubecularites*.

2. Доломиты белые, массивные и правильно-микрослоистые, в нижней части с единичными прослоями онколитовых и лиловых доломитов. Микрофитолиты нечеткие, имеют юдомский облик (*Nubecularites antis?*). В верхней половине пачки отмечаются редкие горизонты пятнистых доломитовых известняков.

3. Известняки доломитовые, серые, пятнистые, с органо-генной комковатой и комковато-слоистой текстурой. Определены водоросли *Girvanella* и фитолитовая структура *Sajania* gr. пов.

4. Переслаивание светло-серых доломитов, иногда содержащих столбчатые строматолиты, и черных известняков, часто насыщенных остатками археоциат.

5. Известняки темно-серые до черных. Характерно их четко выраженное циклическое строение: циклы (25—40 см) начинаются онколитовыми известняками (до 1—2 м), которые сменяются массивными. Определены микрофитолиты *Nubecularites parvus* Z. Zhur., *Hieroglyphites parvulus* Kogol., водоросли *Renalcis* Volog., фитолитовая структура *Sajania* gr. пов. В онколитовых известняках найдены археоциаты, трилобиты и брахиоподы. В верхней части пачки к ним тяготеют маломощные прослои углито-глинистых сланцев и фосфоритов (до 18% P_2O_5).

6. Чередование темно-серых микрослоистых известняков (25—100 м) углито-глинистых сланцев (40—130 м). В известняках встречаются трилобиты и брахиоподы плохой сохранности. По всему разрезу в массовом количестве отмечены фитолитовые структуры *Sajania* gr. пов.

7. Переслаивание темно-серых углито-глинистых и углито-алевроитовых сланцев с подчиненными прослоями и горизонтами темно-серых до черных известняков. В последних содержатся трилобиты плохой сохранности, отдельные прослои состоят из мелких хиолито-подобных пороодообразующих органических остатков.

Верхняя пачка граничит с мощной монотонной толщей филлитовидных сланцев. В скальном обнажении на левом берегу р. Хайт (в 3 км ниже ее излучины) непосредственно на контакте известняки темно-серые, афанитовые, правильно-микрослоистые, массивные. Признаков тектонических подвижек в них не отмечено. В 2 см от контакта найден фрагмент трилобита плохой сохранности. Переход от известняков к филлитовидным сланцам очень резкий. Сланцы зеленовато-серые, тонко-козернистые, тонкоплитчатые (0,5 см), гофрировка и пloidчатость вблизи границы не наблюдаются. Ниже по течению сланцы непрерывно обнажены на расстоянии более 300 м.

Предыдущими исследователями упомянутые факты приводились в качестве доказательства согласных взаимоотношений между основными местными стратиграфическими подразделениями верхнего протерозоя — монгошинской (карбонатные породы) и окинской (сланцы) свитами. На наш взгляд, в создавшейся ситуации названия «монгошинская» и «окинская» свита употреблять нельзя. Слишком удалены от р. Хайт стратиграфические местности обеих свит. Только полная обработка палеонтологических коллекций, которая продлится, по-видимому, несколько лет, позволит решить проблему местной стратиграфической номенклатуры. А до этого мы временно предлагаем употреблять стратиграфические термины свободного пользования: «венд-кембрийская карбонатная толща» вместо монгошинской свиты и «нижнепалеозойская сланцевая толща» вместо окинской свиты.

Сходство разреза венд-кембрийской карбонатной толщи, распространенной по р. Хайт, с классическим разрезом боксонской надсвиты Боксон-Сархойского синклинория проявляется в том, что в нижней половине первого существенную роль играют доломиты, в верхней — известняки. Однако мощность доломитов в разрезе по р. Хайт составляет всего около 40% от общей мощности карбонатной толщи, а в разрезе Боксон-Сархойского синклинория — более 60%. Углито-алевроитоглинистые сланцы, широко развитые в карбонатной толще по р. Хайт, в разрезе Боксон-Сархойского синклинория отмечаются лишь спорадически. Грубообломочные образования (конгломераты и брекчии различного состава), наоборот, более типичны для боксонской надсвиты. Наблюдаются отличия и во внешнем облике пород, имеющих близкий состав. Доломиты боксонской надсвиты часто насыщены онколитами и строматолитами, нередко сильно окремнены, а по р. Хайт они однородные, монотонные.

При крупномасштабном геологическом картировании бассейнов рек Хайт и Бол. Белая (1976—1977 гг.) в качестве маркирующего горизонта принималась пачка трилобит-археоциатовых известняков, прослеженная на основании сборов остатков археоциат, трилобитов и брахиопод через 0,5—2 км по простиранию. Доломиты в бассейне р. Бол. Белая, включая ее истоки, выходят на поверхность только на небольших участках, а темно-серые до черных известняки слагают, наоборот, обширные поля. В них иногда отмечаются линзы вулканогенных пород среднего состава и разнообразных зеленых сланцев. В низах карбонатной толщи в черных известняках найдены: *Osagia* ex gr. *tenuilamelata*,

minuta. *Osagia* f. n., *Volvatella horridus*, *V. zonalis*, характерные для юдомского комплекса, что подтверждает полноту изложенного разреза.

Таким образом, различия в облике венд-кембрийской карбонатной толщи бассейнов рек Бол. Белая и Хайт и боксонской надсвиты настолько существенны, что мнение об их разновозрастности до находок фауны представлялось вполне естественным. В венде — кембрии территория бассейна осадконакопления отличалась от площади, соответствующей Боксон-Сархойскому синклинорию, развитием морских вод заметной меньшей минерализации (преобладание известняков), удаленностью от крупных областей денудации (отсутствие значительных масс грубообломочных пород), наличием в кембрии действующих вулканических аппаратов (линзы вулканогенных пород) и рядом других признаков, характерных для открытого морского бассейна. Наши материалы подтверждают вывод С. М. Замараева [13] о том, что в нижнем кембрии «платформенный и геосинклинальный морские бассейны юга Восточной Сибири свободно соединялись» (с. 134).

Нижний контакт венд-кембрийской карбонатной толщи в бассейнах рек Бол. Белая и Хайт не наблюдался. Западнее же, в бассейне р. Окритовых месторождений, привело к открытию Харанурского месторождения стратиграфическая граница карбонатной толщи со сланцами окисления высококачественных фосфоритов, а также ряда проявлений фосфоритов (стратотип) описывалась многими исследователями. Д. В. Титов и О. П. Алексеева считали ее согласной, но весь разрез рассматривали как опрокинутый, помещая сланцы окисной свиты выше карбонатной толщи. А. Л. Додин [18] полагает, что по р. Оке карбонатная толща с разрывом и угловым несогласием залегает на отложениях окисной свиты. Л. М. Парфенов [16], оспаривая выводы А. Л. Додина о перерыве в осадконакоплении, указывает на наличие здесь постепенного перехода через переслаивание. Летом 1978 г. точка зрения Д. В. Титова и О. П. Алексеевой получила серьезное подтверждение: в породах окисной свиты по р. Даялык Ю. П. Бутов нашел мшанки *Ceratopora* s. (определения И. П. Морозовой, ПИН АН СССР), известные от ордовика до девона и особенно распространенные в ордовике.

Принадлежность к верхнему протерозою крупных полей карбонатных пород, слагающих центральную часть Ильчирского синклинория до последнего времени не вызывала сомнений. В 1966 г. при ознакомлении с разрезом окрестностей Шумацких минеральных источников считавшимся типичным для монгошинской свиты верхнего протерозоя бассейна р. Китой [18], гидрогеолог В. И. Свиридов отобрал образцы с онколитами. В. И. Алексеевым установлены многочисленные остатки новых форм микрофитолитов, не имеющие аналогов среди описанных в соседних районах, а также срезы трилобитов. Мелкие фрагменты трилобитов, вскрытые Б. А. Далматовым при обработке каменного материала, определить не удалось.

По данным Ю. П. Бутова, основную роль в разрезе карбонатной толщи верховьев р. Шумац играют белые и светло-серые доломиты общей мощностью около 3,5 км. Только в средней части присутствует несколько пачек черных известняков, к которым тяготеют пласты высококачественных фосфоритов, содержащих до 36% P_2O_5 . По всему разрезу встречаются остатки строматолитов и онколитов. Г. А. Воронцовой определены *Osagia* aff. *nimia* Z. Zhur., *Osagia* sp., *Vesicularites bothrydiformis* (Krasnop.), *V. enormis* Z. Zhur., *Nubecularites* (?) sp., часто отмечаются клубки водорослевых нитей. Б. А. Далматов наблюдал ход червей, спиккулы губок, брахиоподы *Kutorgina* (?) sp. Комплекс органических остатков позволяет датировать вмещающие породы вендом — нижним кембрием. При крупномасштабном геологическом картировании (Э. Ф. Ставский, 1969—1972 гг.) и поисках фосфоритов (П. А. Хлы-

тов, 1977 г.) венд-кембрийская карбонатная толща непрерывно протяжена на расстоянии 20 км от р. Шумац до р. Ара-Ошей.

Новые материалы по стратиграфии верхнего докембрия и кембрия юго-восточной части Восточного Саяна свидетельствуют о несостоятельности некоторых укоренившихся представлений о геологии региона. Уяснилось, что породы венда и кембрия развиты здесь значительно шире, чем считалось ранее. Установление площадей действительного распространения отложений нижнего палеозоя и тесно связанного с ним венда является сейчас важнейшей задачей. Находки в верхней части разреза боксонской надсвиты остатков фауны ленского и амгинского ярусов позволили поднять верхний возрастной предел доордовичных толщ по крайней мере до середины среднего кембрия. По-видимому, возраст пород мангатгольской свиты (флишоидная формация) определяется интервалом верхний кембрий — ордовик, а сагансайрской (верхняя молассовая формация) — ордовик — девон. Палеонтологические материалы дают возможность существенно уточнить историю геологического развития южного обрамления Сибирской платформы.

Прослеживание биостратиграфических горизонтов, синхронных рудоносным толщам Хубсугульского, Ухагольского и Боксонского фосфоритов и бокситов. С целью расширения перспектив рудоносности территории Восточного Саяна необходимы дальнейшая разработка ее стратиграфии и ревизия полей развития метаморфических пород.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арсентьев В. П., Волколаков Ф. К. Кембрийские отложения Восточного Саяна. — В кн.: Геология СССР. Т. XXXV, ч. 1. М., Недра, 1964, с. 135—147.
2. Беличенко В. Г. Каледониды Байкальской горной области. Новосибирск, Наука, 1977.
3. Бутов Ю. П., Далматов Б. А. Находки кембрийской фауны в юго-восточной части Восточного Саяна. — Геология и геофизика, 1977, № 10, с. 128—132.
4. Волков Л. С., Далматов Б. А., Язмир М. М. Новые данные к стратиграфии хужиртайской свиты в Восточном Саяне. — В кн.: Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. X. Улан-Удэ, 1966, с. 251—254.
5. Волколаков Ф. К. К стратиграфии нижнепалеозойских отложений юго-восточной части Восточного Саяна. Улан-Удэ, 1960, с. 19—38. (Тр. Бурятского КНИИ СО АН СССР, вып. 2).
6. Додин А. Л., Журавлева И. Т. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений бассейна р. Сархой в Восточном Саяне. — Геология и геофизика, 1963, № 6, с. 20—29.
7. Жабин В. В. К вопросу о возрасте и генезисе бокситов Боксонского месторождения. — В кн.: Проблемы бокситов Сибири. Новосибирск, 1971, с. 120—126. (Тр. СНИИГГИМС, вып. 121).
8. Жабин В. В., Степанова М. В. Нижняя граница кембрия в районе Боксонского месторождения (Восточный Саян) по водорослям. — В кн.: Мат-лы по региональной геологии Сибири. Новосибирск, 1974, с. 65—67. (Тр. СНИИГГИМС, вып. 173).
9. Жабин В. В., Степанова М. В. Нижняя граница юдомия (венда) в районе Боксонского месторождения Восточного Саяна. — В кн.: Мат-лы по стратиграфии и палеонтологии Сибири. Новосибирск, 1974, с. 30—33. (Тр. СНИИГГИМС, вып. 192).
10. Журавлева З. А. Онколиты и катаграфы рифея и нижнего кембрия Сибири и их стратиграфическое значение. М., Наука, 1964. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 114).
11. Журавлева З. А. Диагностические признаки онколитов и катаграфов и распределение их в разрезе рифея Южного Урала. М., Наука, 1968. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 188).
12. Журавлева З. А. Возраст и корреляция древних отложений Северо-Западной Монголии. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1974, № 12, с. 147—154.
13. Замараев С. М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М., Наука, 1967.
14. Ильина Н. С. Геология и генезис боксонских бокситов в Восточных Саянах. — В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 267—281.
15. Корольков И. К. Расчленение кембрия и докембрия Восточной Сибири по строматолитам. — В кн.: Докл. сов. геологов на XXI сессии МГК. Проблема 8. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 118—124.

16. Парфенов Л. М. Основные черты докембрийской структуры Восточного Саяна. Наука, 1967.
17. Семихатов М. А., Серебряков С. Н. Венд и нижний кембрий юго-восточной части Восточного Саяна. — Изв. АН СССР, 1967, № 4, с. 87—102.
18. Стратиграфия докембрийских образований Восточного Саяна/А. Л. Додина, А. З. Конилов, В. К. Маньковский, А. Ф. Тащипов. М., Недра, 1968.
19. Хоментовский В. В., Репина Л. Н. Нижний кембрий стратотипического разреза Сибири. М., Наука, 1965.

УДК 551.248.1(924.72)

Г. А. МАСЛЯЕВ (трест «Союзгеофизика»)

Палеоструктура осадочного чехла Предкавказья

За последнее время в изучении осадочного чехла Предкавказья достигнуты определенные успехи в связи с результатами бурения значительного количества глубоких скважин. Данные по разрезам этих скважин, наряду с материалами сейсморазведки, неотектоники и палеогеоморфологии позволяют проанализировать формирование структуры осадочного чехла для всего Предкавказья. Имеющиеся палеоструктурные построения или схематичны, или не полностью охватывают все части разреза чехла и, кроме того, между собой территориально не увязаны и разобщены.

Для более объективного суждения о палеоструктуре осадочного чехла необходимо выбирать такие «маркирующие» горизонты в его разрезе, к началу или завершению формирования которых можно получить наиболее достоверное представление о деформации изучаемой поверхности во времени. К «маркирующим» горизонтам следует отнести, в первую очередь, поверхности региональной денудации: предпозднеюрскую, предмеловую, предпалеоценовую, предэоценовую, предхадумскую (предолигоценную), предкараганскую (предтортонскую); во-вторых, регионально распространенные карбонатные пласты с выдержанной и относительно малой мощностью: туронско-коньякский пласт известняков, керестинский (верхний эоцен), остракодовый (нижний миоцен) и мамайский (средний сармат) известняково-мергельные пласты. В районах, где эти пласты размыты, их положение в разрезе реконструировалось. Изучение поверхностей денудации (выравнивания) к концу их формирования необходимо, чтобы исключить влияние некомпенсированных осадков накоплением прогибов на результаты палеоструктурных построений. Исследование формирования структуры во время маломощного карбонатного осадконакопления позволяет проследить палеоструктуру в периоды относительной стабильности тектонических движений.

Для выявления связи палеоструктуры осадочного чехла с блоками и глубинным строением фундамента нами построено несколько палеоструктурных карт по подошве осадочного чехла; наиболее характерные из них приведены в настоящей работе (см. рис. 1—4). За подошву осадочного чехла принято основание юрских (недислоцированных) отложений или меловых, где юрские отсутствуют. Путем сравнительного анализа палеоструктурных карт изучено изменение структуры подошвы осадочного чехла во времени, а также выявлен характер развития блоков фундамента (унаследованный или инверсионный). Кроме того, данные по истории формирования палеоструктуры осадочного чехла наряду с магнитными и гравиметрическими позволяют более правильно трассировать разломы фундамента, выявленные по материалам ГС

Наименования структурных элементов, которые прослеживаются в палеоструктурном плане осадочного чехла или совпадают с контурами блоков фундамента, даны согласно приведенным ранее [12, 13].

В истории формирования структуры осадочного чехла Предкавказья достаточно отчетливо выделяются два этапа: платформенный и орогенный. В платформенный этап формировались палеоструктуры нижней (юрские, местами верхи верхнетриасовых, меловые, палеоценовые и эоценовые отложения), а в орогенный этап — верхней части чехла (олигоценные, неогеновые и четвертичные отложения). В орогенный этап структура чехла развивалась не везде унаследованно. Многие структуры подошвы чехла, сформировавшиеся в платформенный этап, не претерпели существенных морфологических изменений в период орогенного этапа развития.

Платформенный этап развития. В предъюрское время в Западном и Восточном Предкавказье происходили интенсивные тектонические движения, в результате которых пермские и триасовые отложения были в различной степени дислоцированы и рассечены дизъюнктивами. Они залегают часто несогласно на более дислоцированных породах палеозоя, близки по литологии (особенно в Восточном Предкавказье) к отложениям платформенного чехла и в неодинаковой степени метаморфизованы. В пределах Индоло-Кубанского, Терско-Каспийского прогибов и в Прикумском районе накапливалась мощная эффузивно-осадочная верхнетриасовая толща. Отмечаются также и интенсивные проявления интрузивного магматизма, исключая территории палеозойских выступов.

В предъюрское время в Предкавказье происходила интенсивная денудация, которая в пределах палеозойских выступов продолжалась до раннего альба. Процессы денудации привели к образованию древнего пенеплена, поверхность которого, начиная в основном с юрского возраста, стала неравномерно погружаться. Области интенсивной денудации постепенно сокращались, и в альбском веке почти все Предкавказье было погружено под уровень моря. О палеоструктуре предпозднеюрского времени можно достоверно судить лишь для Восточного и юга Западного Предкавказья (рис. 1). Характерная особенность палеоструктуры подошвы осадочного чехла в это время — наличие относительно протяженных узких и глубоких прогибов. Заложение этих прогибов было обусловлено погружением поверхности фундамента по разломам. Не все раннеплатформенные прогибы унаследованы от доюрских. Однако контуры уже предпозднеюрских палеопрогибов в некоторой степени совпадают с очертаниями магнитных аномалий. Судя по морфологии палеоструктурных элементов, в юрское время сформировались основные современные структурные черты, например, Индоло-Кубанского, Восточно-Кубанского и Терско-Каспийского прогибов.

В юрское время вдоль оси Восточно-Кубанского прогиба подошва осадочного чехла представляла собой узкую глубокую ложбину (Лабинскую) с относительно небольшой глубиной более 2000 м. В пределах этой ложбины возникли локальные овальные и глубокие впадины-воронки (Каламбетская, Геймановская, Каладжинская и Унароковская). Западный и восточный борты Восточно-Кубанского прогиба были осложнены Кошехабльской и Чамлыкской структурными ступенями. Чамлыкская ступень на востоке переходила в относительно узкую ложбину, являющуюся в настоящее время наиболее погруженной частью Беломечетского прогиба.

Вдоль бортов Восточно-Кубанского прогиба выделялись локальные поднятия, соответствующие позднепалеозойским гранитоидам (Майкопскому, Великому и др.). В основании Восточно-Кубанского платформен-

ного прогиба, по данным геофизики, А. Я. Дубинским предполагается наличие погребенного байкальского блока, частично переработанного палеозойским магматизмом. Восточно-Кубанский прогиб отвечает в плане приподнятому залеганию поверхности Мохо [10].

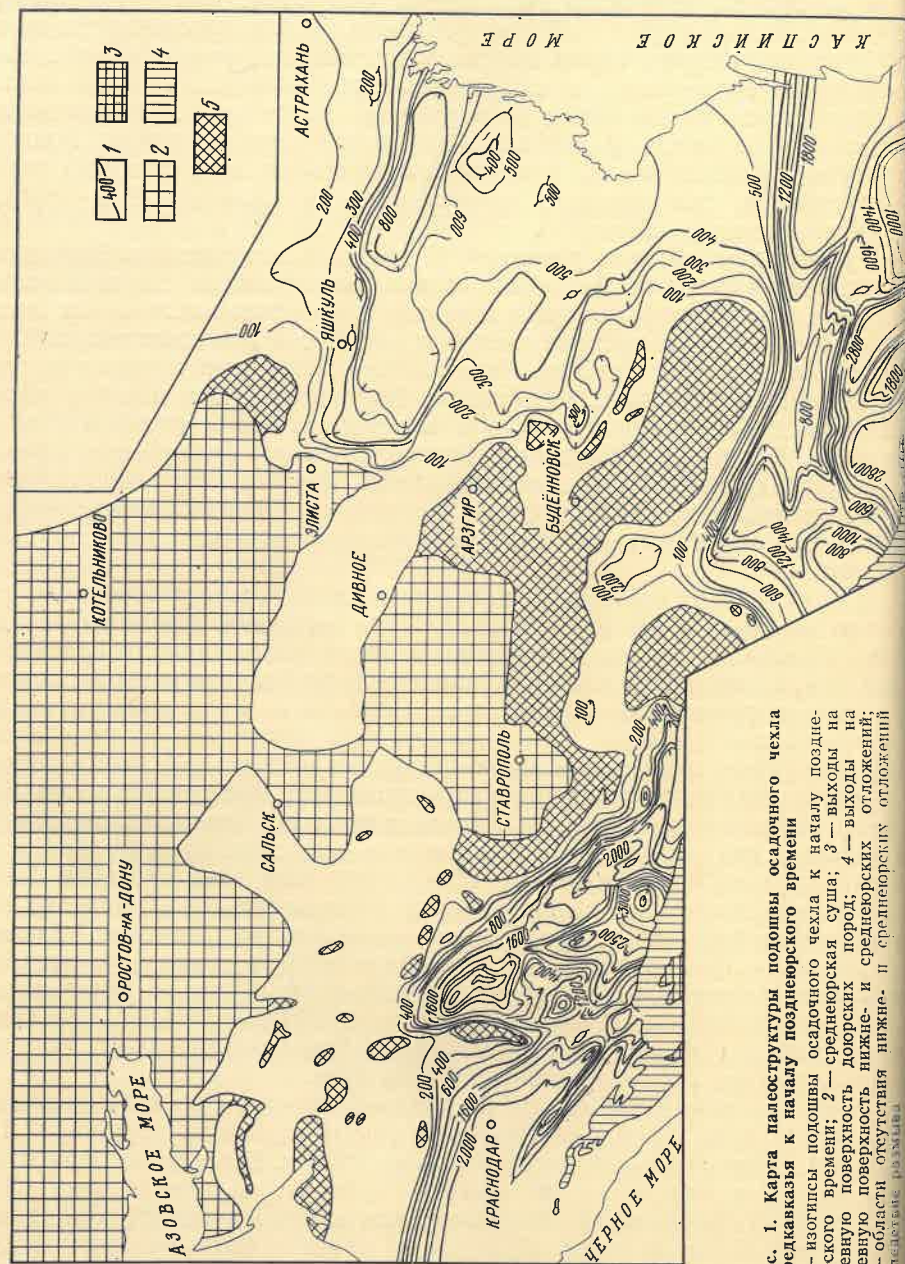


Рис. 1. Карта палеоструктуры подошвы осадочного чехла Предкавказья к началу позднеюрского времени. 1 — изогипсы подошвы осадочного чехла к началу позднеюрского времени; 2 — среднеюрская суша; 3 — выходы на дневную поверхность доюрских пород; 4 — выходы на дневную поверхность юрских и среднеюрских отложений; 5 — области отсутствия юрских и среднеюрских отложений.

Для морфологии Терско-Каспийского предпозднеюрского прогиба также были характерны овальные впадины-воронки, которые, одна не группировались вдоль осевой ложбины прогиба, а являлись самопрогнутой частью крупных впадин (Нальчинская, Беслановская и др.), разделенных между собой поднятиями. В пределах современных Тер-

ского и Сунженского антиклинориев отмечалась относительно приподнятая зона. Северный борт Терско-Каспийского прогиба был значительно круче и уже современного. О морфологии Индо-Кубанского прогиба в юрское время нет надежного фактического материала.

Восточное Предкавказье представляло собой обширный субмеридиональный прогиб, на фоне которого выделялись субширотные поднятия: общий региональный наклон подошвы чехла был северным. К юго-востоку от г. Буденновска прослеживался крупный Тюбинский палеовал, в пределах которого в предмеловое время юрские отложения были сильно размыты. Обширный и глубокий пермско-триасовый Восточно-Маньчжурский прогиб в палеоструктуре подошвы чехла в предпозднеюрское и последующее время не выделялся. На части площади его образовался пологий Вишневский прогиб.

Существенным элементом палеоструктуры подошвы осадочного чехла предпозднеюрского времени являлся Ачинеро-Промысловый палео-прогиб, включавший Калмыцкий, Ачинерский и Промысловые блоки фундамента. Этот палео-прогиб не унаследован от доюрской структуры. Наиболее прогнутая часть его протягивается вдоль южного ограничения крупных Утинского и Промысловского магнитных максимумов. Если в пермско-триасовое время Калмыцкий и Ачинерский блоки фундамента были приподняты, а к югу от этих блоков формировался Восточно-Маньчжурский прогиб, то в предпозднеюрское время произошла инверсия тектонических движений. Границей инверсионных движений являлся Чолонхамурский разлом. Ставропольский выступ уже на ранних этапах платформенного развития Предкавказья представлял собой приподнятый структурный элемент, причем ось его была перпендикулярна к оси Восточно-Кубанского прогиба.

В туронском веке для палеоструктуры подошвы чехла Западного Предкавказья уже характерны основные черты современной структуры Ейско-Березанского района. Прослеживался Ейский прогиб, образовавшийся на северо-западном продолжении Восточно-Кубанского прогиба. Морфологические черты Восточно-Кубанского прогиба мало изменились, но он стал более глубоким. Ставропольский, Ергенинский и Ростовский выступы фундамента представляли собой единый Половецкий массив, разделенный узкой и глубокой Керестинской ложбиной. Керестинская ложбина — один из интересных палеоструктурных элементов подошвы чехла. Она протягивалась вдоль северной плоскости Маньчжурского разлома. В отличие от палеоструктурных элементов Ергенинского выступа, имевших в основном ориентацию, близкую к оси Восточно-Кубанского прогиба, Ставропольский выступ ориентировался почти перпендикулярно к ним и был морфологически хорошо выражен. Это может свидетельствовать о том, что уже в раннем мелу Ставропольский выступ-блок представлял собой унаследованную структуру. Восточное ограничение Ставропольского и Ергенинского палеовыступов, хорошо выраженное в общих чертах в направлении от г. Черкесска на северо-восток к г. Арзгирю и Яшкулью, представляло собой сложную ступенчатую палеофлексуру. Эта палеофлексура, вероятно, отражала активизировавшиеся и вновь возникшие, несколько различные по протяжению и глубине заложения серии разломов.

Морфология палеоструктуры Восточного Предкавказья в туронском веке не отличалась существенно от палеоструктуры предпозднеюрского времени, исключая лишь возникновение изолированного Мектебского поднятия. На восточном продолжении Вишневского прогиба прослеживался несколько опущенный Кизлярский прогиб. Уже в структуре подошвы осадочного чехла турона отчетливо отмечается определенное единство и общая направленность в формировании Чернолесского и

Терско-Каспийского прогибов. Общность контуров этих прогибов отражается и в контурах современных магнитных максимумов.

К началу кайнозоя (рис. 2) основные морфологические черты палеоструктуры подошвы осадочного чехла Западного Предкавказья

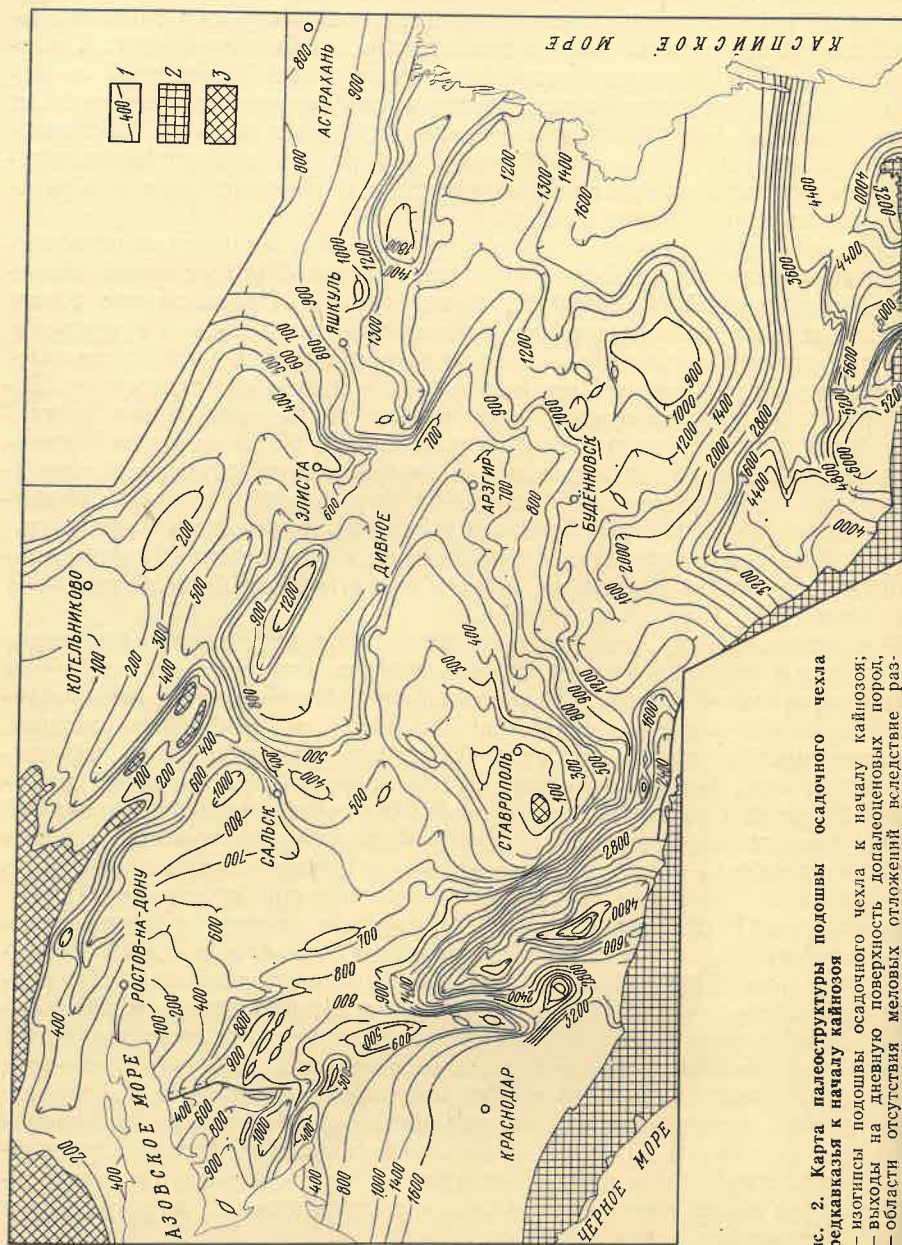


Рис. 2. Карта палеоструктуры Предкавказья к началу кайнозоя
1 — изогонизы подошвы осадочного чехла к началу кайнозоя;
2 — выходы на дневную поверхность докейнозойских пород;
3 — области отсутствия меловых отложений вследствие размытия.

ли схожи с современными. В позднем мелу возникли Тузово-Маньчжурский прогиб и Ельмутинская впадина-воронка (его наиболее погруженная часть). Ростовский выступ стал хорошо прослеживаться в связи с заложением на северном его склоне Тузово-Маньчжурского прогиба. Более четко стал выделяться Ейский прогиб, ограниченный на севере

западе Канеловским разломом. В пределах Ергенинского выступа достаточно хорошо отмечались Куберлинский вал, Котельниковское и Заветинское поднятия, Зимовниковский прогиб и Гашунская впадина. Отчетливо, как и в последующие этапы формирования палеоструктуры чехла, выделялись контуры Ставропольского выступа. На северо-востоке Ставропольский выступ расширился за счет включения Мирненского и Арзгирского блоков. Между Ергенинским и Ставропольским выступами в позднем мелу образовалась Гудилевская впадина, включавшая и Керестинскую ложбину, которая являлась наиболее прогнутой частью ее. Наметившееся в туронском веке Сальское поднятие к началу кайнозоя приобрело более выразительные очертания.

Палеоструктурные элементы подошвы чехла Восточного Предкавказья в морфологическом отношении схожи с элементами туронского века. Однако можно отметить некоторые изменения палеоструктурного плана. Так, в зоне сочленения Восточно-Маньчжурского триасового прогиба с Калмыцким и Ачинерским блоками сформировалась валообразная палеоструктура. Мектебское поднятие более четко обособилось и являлось наиболее приподнятым положительным элементом Восточного Предкавказья, превышая, например, Джанайское палеоподнятия на 300 м.

Судя по палеоструктуре подошвы чехла, к началу кайнозоя в Предкавказье (исключая краевые прогибы) произошло прогибание поверхности фундамента в среднем на 600—1000 м. На фоне общего прогибания наиболее приподнятой частью являлся юг Ставропольского выступа. Причем изменение в мощности мезозойских отложений между южной частью Ставропольского выступа и наиболее погруженной частью Восточно-Кубанского прогиба составило 6000 м (см. рис. 2).

В лабинское время (нижний эоцен) морфологические черты палеоструктуры подошвы осадочного чехла Западного Предкавказья были уже подобны современным, что подчеркивается возникновением субмеридионального Песчанокосского прогиба. Егорлыкский и Песчанокосский прогибы достаточно хорошо очерчивали с юга и запада Сальское валообразное поднятие. Эти прогибы, как и Ейский, открывались в сторону Восточно-Кубанского прогиба, а Песчанокосский прогиб соединялся с Тузово-Маньчжурским. На востоке Ростовского выступа стала проявляться Калниболотская ступень, в связи с чем контуры выступа приобрели очертания, близкие к современным. Морфология палеоструктурных элементов Ейско-Березанского района (Каневско-Березанский вал, Щербиновская, Канеловская и Ленинградская антиклинальные зоны и разделяющие их синклинали) в лабинское время была уже идентична современной. Западное ограничение Ставропольского выступа приобрело четкие очертания линейной флексуры. На северо-востоке Ставропольский выступ сочленялся с Арзгирско-Мектебским палеовалом. Они образовывали крупную валообразную структуру в рельефе фундамента, имевшую в плане очертания дуги. Возникновение этой валообразной палеоструктуры — характерная черта для палеоструктурного плана Предкавказья в лабинское время.

Арзгирское палеоподнятия возникло на месте глубокого пермско-триасового прогиба, а Мектебское — отвечало выступу каменноугольных пород. Эти палеоподнятия разделяла Кумская локальная впадина-воронка. Связь Карамыкской впадины с Терско-Каспийским прогибом в палеоструктурном плане была еще более выразительной. Вишневецкий прогиб стал более глубоким. Строение кряжа Карпинского в целом было схоже с его сложившейся палеоструктурой к началу кайнозоя. Существенным изменением палеоструктуры в лабинское время было замыкание Керестинской палеоложины, на месте которой возникла моно-

клиналь северного борта Гудиловской впадины. Кроме того, к югу от Ачинеро-Промысловского палеопрогиба образовался Можаровско-Джанайский палеовал.

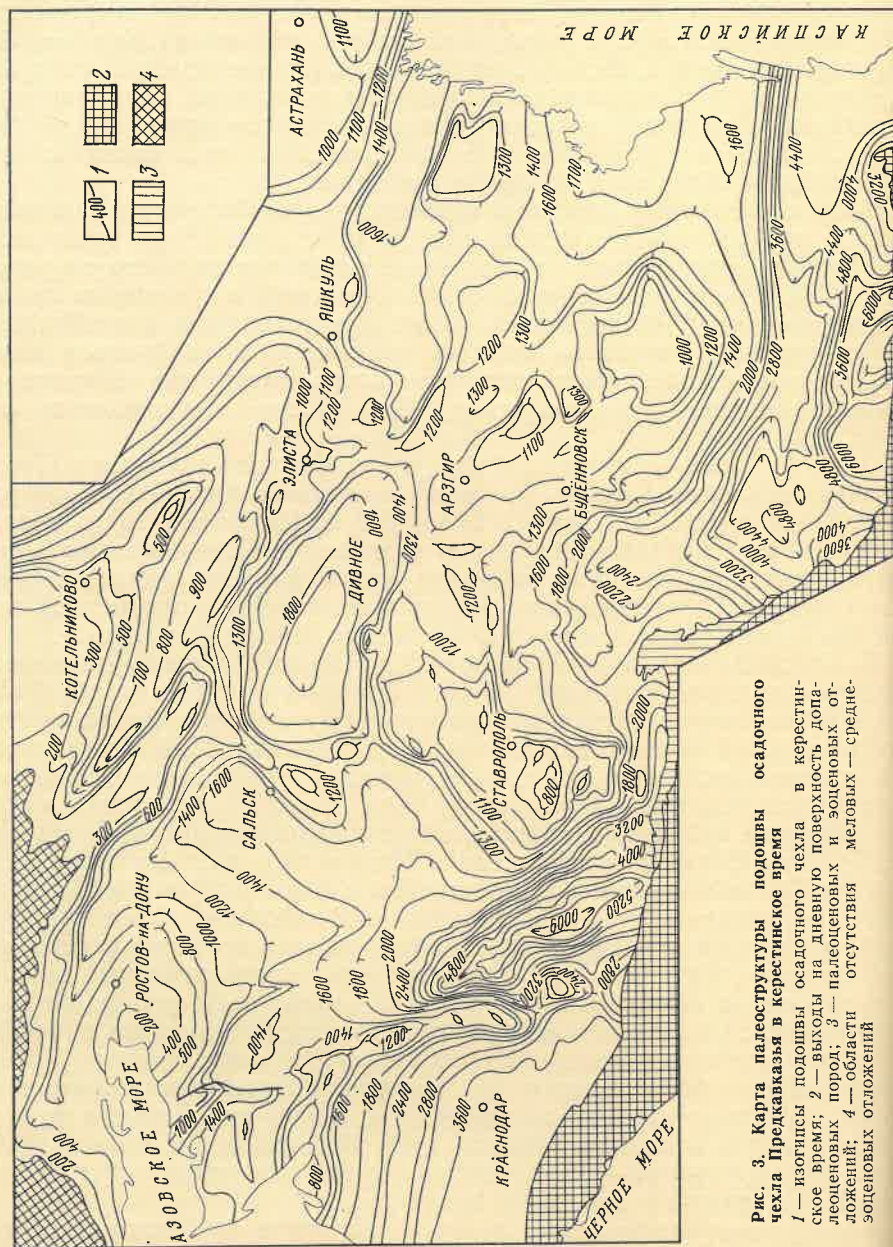


Рис. 3. Карта палеоструктуры подошвы осадочного чехла Предкавказья в керестинское время. 1 — изогипсы подошвы осадочного чехла в керестинское время; 2 — выходы на дневную поверхность допалеоценовых пород; 3 — палеоценовых и эоценовых отложений; 4 — области отсутствия меловых — среднеэоценовых отложений.

В керестинское время (рис. 3) палеоструктура осадочного чехла в основном аналогична палеоструктуре лабинского времени. В это время по существу завершилось формирование морфологии структур Западного Предкавказья, которая почти не менялась до настоящего времени. Существенный палеоструктурный элемент — валообразное Ставропольско-Мектебское палеоподнятие, причем в пределах его отмечаются

ся некоторая нивелировка палеогипсометрии подошвы осадочного чехла (по изогипсам 1000—1100 м). Так, если к началу кайнозоя Мектебское поднятие было по кровле фундамента в среднем на 800 м, то в керестинское время максимально на 100 м ниже Ставропольского выступа. На одинаковых уровнях располагалась подошва осадочного чехла в пределах Мектебского и Астраханского поднятий. Между этими палеоструктурами подошва чехла была ниже на 150—200 м. Таким образом, к северу от Мектебского поднятия в Восточном Предкавказье подошва чехла залегала примерно на одинаковом уровне и не имела резкого южного наклона.

Палеоструктурный план Предкавказья в керестинское время по существу отражает структуру подошвы чехла, которая сложилась к концу платформенного этапа развития, ибо относительно малые и примерно равные мощности отложений верхнего эоцена не изменили ее.

Результаты сравнительного анализа палеоструктурного плана конца платформенного этапа развития с современным структурным планом подошвы осадочного чехла Предкавказья позволяют сделать вывод о том, что в конце эоцена палеоструктура Западного Предкавказья (без Расшеватской зоны), Ергеней и Ставропольского выступа (без Невинномысского вала и Янкульского поднятия) в морфологическом отношении была почти идентична современной, а Восточного Предкавказья — существенно отличалась.

Орогенный этап развития. Происшедшие в майкопское время значительные опускания фундамента вызвали накопление мощных толщ литологически однородных отложений. Ориентировка палеоструктур раннеорогенных формаций была преимущественно субширотная. В начале среднего сармата интенсивные дифференцированные прогибания прекратились, что фиксируется накоплением маломощных мергелей майкопского горизонта. Поэтому палеоструктурный план подошвы чехла в майкопское время (рис. 4) может иллюстрировать изменение структуры ее на раннеорогенной стадии развития. Равномерное увеличение мощности майкопских и миоценовых отложений в южном направлении в Западном Предкавказье (исключая краевые прогибы) свидетельствует о том, что структура подошвы чехла к майкопскому времени морфологически не изменилась, и лишь снизился его гипсометрический уровень.

Унаследованное развитие структур запада Ергеней в майкопское время протекало замедленно. Характерно обособление Гудиловской впадины от Керестинской моноклинали. Наиболее существенно палеоструктура подошвы чехла изменилась к югу от г. Яшкуль, где возникла структурная терраса в результате инверсий тектонических движений Бузгинского и Ачинерского блоков фундамента, ограниченная на востоке и юге уступами. Замкнулся Промысловский палеопрогиб, в связи с чем образовалась крупная моноклинали с уклоном на юг. Был сформирован Арзгирско-Мектебский палеовал. Арзгирское палеоподнятие превратилось в обширный структурный нос. Мектебское поднятие по подошве чехла было хорошо выражено. Подошва чехла юга и севера Ставропольского поднятия располагалась примерно на одинаковом гипсометрическом уровне.

В позднеорогенную стадию развития, в основном в предбакинское время, окончательно сформировались основные структурные элементы подошвы чехла. Главная отличительная черта этой стадии развития — интенсивные пологие тектонические движения, которые привели к образованию Ставропольской и Ергенинской возвышенностей. Движения охватили Чернолесский и Беломечетский прогибы, однако не изменили их морфоструктуру. На юге Центрального Предкавказья в связи

с интенсивными поднятиями сформировались Невинномысский вал и инверсионный Янкульский выступ.

Сравнительный анализ палеоструктурных планов подошвы осадочного чехла во времени позволяет сделать следующие основные выводы:

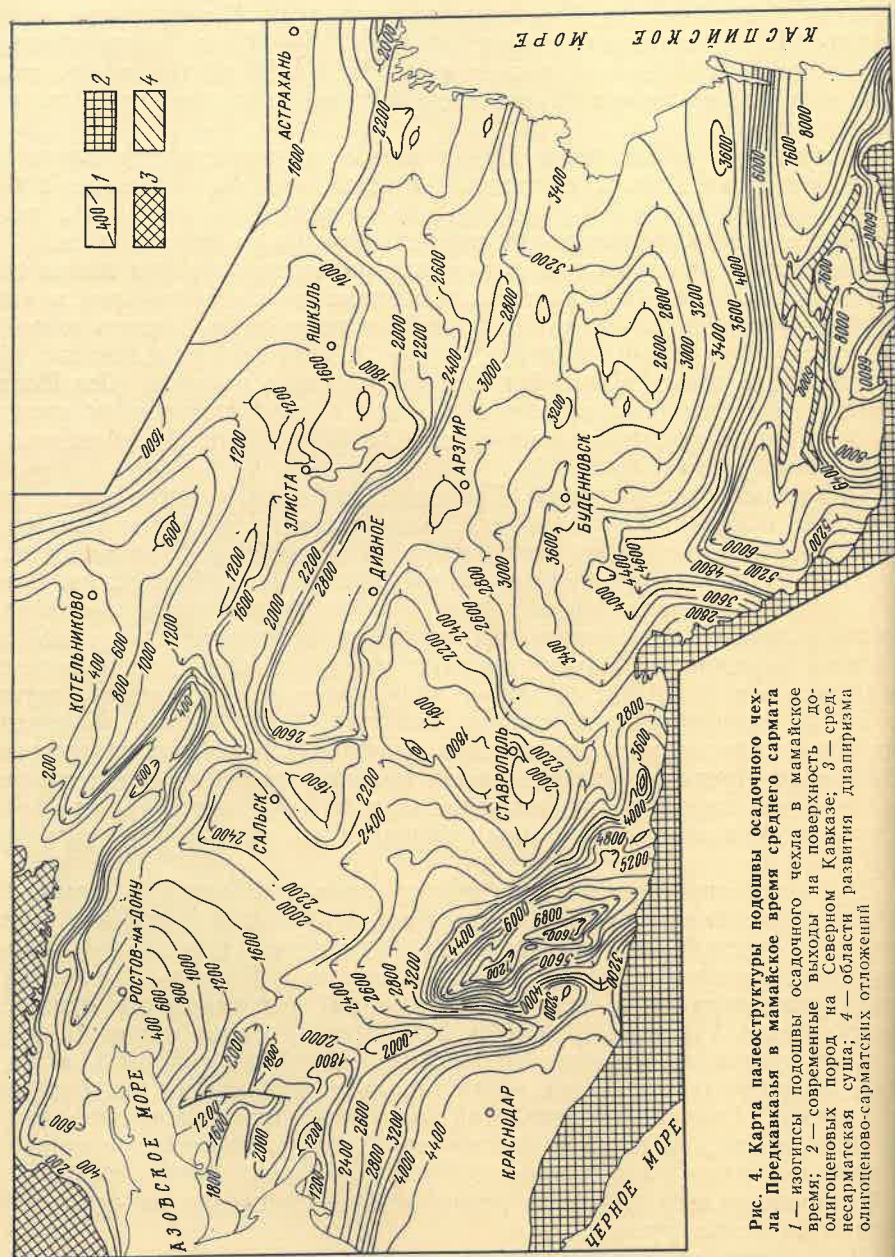


Рис. 4. Карта палеоструктуры подошвы осадочного чехла Предкавказья в мамайское время среднего сармата. 1 — изогипсы подошвы осадочного чехла в мамайское время; 2 — современные выходы на поверхность до-олигоценных пород на Северном Кавказе; 3 — среднеарматская суша; 4 — области развития диапиризма олигоценно-сарматских отложений.

по истории формирования структуры чехла и связи ее с глубинным строением.

Формирование структуры подошвы чехла во времени главным образом шло унаследованно по отношению к разновозрастным блокам фундамента.

Основные морфологические черты краевых прогибов Предкавказья наметились в юрское время, причем для каждого из прогибов свои, типичные. Значительные опускания в пределах краевых прогибов сопровождались перестройкой земной коры на границе мантия — кора [3]. Характер формирования палеоструктуры чехла этих прогибов свидетельствует о том, что перестройка земной коры была различной по интенсивности во времени и имела различное морфологическое выражение. Так, Индоло-Кубанский прогиб, несколько изогнутый в плане и имеющий относительно выположенное днище и крутые борта, наиболее интенсивно формировался в орогенном этапе развития. Имеющиеся данные свидетельствуют, что верхнемеловые и палеоценовые отложения вдоль современного днища прогиба сильно размыты. По оси прогиба не формировалось изолированных и глубоких впадин-воронок.

Для Восточно-Кубанского прогиба характерно наличие узкой и глубокой осевой ложбины и незначительных по размерам овальных впадин-воронок в ее центральной части. Этот прогиб сформировался в юрское, частично меловое время. В орогенный этап развития ось максимальных опусканий была ориентирована почти вкострости простирания юрского Восточно-Кубанского прогиба. Однако распределение суммарных мощностей юрских и послепермских отложений не изменило очертания и морфологию юрского прогиба.

Терско-Каспийский прогиб и его основные морфологические черты формировались унаследованно, начиная с юрского времени, и сохраняются на всех палеоструктурных планах. Лишь в позднем мелу и палеогене структурные элементы прогиба формировались замедленно. Позднеорогенная стадия проявилась в разнонаправленных и значительных по градиенту тектонических движениях, что выразилось в дальнейшем прогибании впадин и интенсивном воздымании антиклинорий Терско-Каспийского прогиба.

Тузловско-Маньчский и Гудилковский прогибы не отвечают доплатформенным структурам и являются в основном наложенными платформенными структурами позднемелового заложения. Восточно-Маньчский прогиб, интенсивно формировавшийся в пермско-триасовое время, как в современной структуре чехла, так и в палеоструктурных планах не фиксируется, лишь в юрское время сформировались относительно пологие Вишневецкий и Кизлярский прогибы. Некоторые очень глубокие части Восточно-Маньчского прогиба в платформенный этап испытали инверсионные тектонические движения, например, Арзгирский прогиб.

Наиболее стабильными и унаследованно развившимися палеоструктурами Предкавказья являлись Ставропольский и Ергенинский выступы фундамента. В связи с этим следует подчеркнуть, что субмеридиональные контуры Ставропольского блока фундамента по подошве осадочного чехла соответствуют субмеридионально ориентированной зоне больших градиентов высших производных гравитационного и магнитного потенциала [6]; приподнятой кровле астеносферы, имеющей субмеридиональную ориентацию по изогипсе — 150 км [2]; относительно низкому залеганию поверхности Мохо, которая очерчивает субмеридиональное увеличение мощности земной коры [4]; субмеридиональному выступу «гранитного» слоя [6, 16]. Палеоструктурному контуру Ставропольского блока фундамента по подошве чехла отвечают интенсивные неотектонические поднятия, достигающие 400—800 м [14, 19]; участки изостатического избытка масс [1]; единый контур области повышенного теплового потока (более 2 мкал·см²/с); сейсмическая активность до 6 баллов [8]. Все это бесспорно свидетельствует об унаследованности современного Ставропольского блока фундамента от догерцинского выступа «гранитного» слоя.

Вместе с тем общность в очертании и ориентировке различных по глубине структурных поверхностей позволяет утверждать, что основу «гранитного» слоя Ставропольского блока в значительной степени составляют породы добайкальской консолидации. Такое заключение хорошо согласуется с выводом Р. Ф. Володарского о докембрийском возрасте «гранитного» слоя Ставропольского блока, сделанным на основании сопоставления геофизических полей, создаваемых этим блоком с Ростовским блоком [5]. Вероятно, в герцинское время Ставропольский блок представлял собой горст-антиклинорий.

Имеющиеся в настоящее время геолого-геофизические данные свидетельствуют о том, что структура земной коры и поверхность «гранитного» слоя Ергенинского выступа фундамента является сложной, а не упрощенной, как это представлялось ранее. Уже первые результаты изучения структуры Ергенинского выступа позволили наметить блоковое строение фундамента и выявить в общих чертах унаследованность структур (систем поднятий) чехла от структур фундамента, а также предположить связь их с глубинным строением фундамента [11].

Результаты проведенных за последние годы геофизических исследований подтверждают вывод о связи палеоструктуры подошвы чехла с глубинным строением фундамента. Так, субмеридиональный Восточно-Ергенинский блок [12], относительно неглубокое залегание поверхности докембрия (по данным КМПВ) и соответствует субмеридиональный Киселевский магнитный максимум [9]. Все это указывает на то, что Заветнинскому блоку отвечает на глубине выступ докембрия.

К западу от Заветнинского блока выделяется Котельниковский блок, которому также соответствует выступ докембрия, если учесть поднятие «гранитного» слоя на юго-западе блока, установленное ГСЗ [7]. Одним из устойчивых (во времени) палеоструктурных элементов является Куберлинский блок, отвечающий положительной гравиметрической аномалии и соответствующий на глубине горсту «гранитного» слоя амплитудой до 10 км в месте его пересечения профилем ГСЗ [7].

В Западном Предкавказье структура подошвы осадочного чехла развивалась последовательно и унаследованно, начиная в основном с раннего мела, и подчинена подвижкам блоков фундамента, не претерпевшим инверсий или разнонаправленных движений. Современная структура подошвы осадочного чехла здесь сформировалась к концу платформенного этапа развития. Орогенные движения, выразившиеся моноклинальным накоплением осадков по всему Западному Предкавказью (исключая краевые прогибы), не изменили морфологию палеоструктур, развившихся на платформенном этапе. В орогенный этап развития подвижки блоков фундамента проявлялись слабо и влияли главным образом на формирование структурных ступеней и обусловили общий южный региональный наклон структур.

В Восточном Предкавказье основные черты палеоструктуры подошвы чехла платформенного этапа определились в юрское время: почти субширотно ориентированные палеоподнятия (Чилгирско-Астраханский, Можаровско-Джанайский, Арзгиро-Мектебский) чередовались с палеопрогибами (Ачинеро-Промысловским, Вишнево-Кизлярским и Чернореческо-Терско-Каспийским). Наиболее крупным положительным элементом был Арзгиро-Мектебский палеовал, который к концу платформенного этапа развития соединялся со Ставропольским выступом.

В орогенный этап развития палеоструктурный план подошвы чехла существенно изменился. В пределах Ачинеро-Промысловского палеопрогиба произошли инверсии, приведшие к возникновению структурных ступеней. Можаровско-Джанайский и Арзгиро-Мектебский палеовал

расформировались. Образовался значительный региональный наклон поверхности подошвы чехла в южном и юго-восточном направлении. На позднеорогенной стадии возникли флексуры, ориентированные в северо-восточном направлении согласно разломам, секущим триассовые отложения. Окончательно структура подошвы чехла в Восточном Предкавказье сформировалась в предбакинское время.

Таким образом, результаты изучения палеоструктур подошвы осадочного чехла во времени позволили выявить унаследованные и инверсионные черты формирования современного структурного плана чехла Предкавказья и его связь с основными элементами глубинного строения фундамента.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Артемьев М. Е. Изостазия территории СССР. М., Наука, 1975.
2. Балавадзе Б. К., Тулиани Л. И. О неоднородности в строении коры Кавказского региона. — Докл. АН СССР. Серия геол., 1974, т. 217, № 6, с. 1379—1382.
3. Беляевский Н. А. Земная кора в пределах территории СССР. М., Недра, 1974.
4. Володарский Р. Ф. Схема строения поверхности Мохоровичича территории Предкавказья, полученная по данным гравиметрии с применением метода статистической корреляции. — В кн.: Геофизические исследования, сб. 2. М., 1966, с. 184—191.
5. Володарский Р. Ф. О возрасте фундамента Ставропольского свода Центрального Предкавказья по данным геофизических исследований. — Докл. АН СССР. Серия геол., 1970, т. 195, № 4, с. 911—914.
6. Володарский Р. Ф., Зильберт О. А. О геологическом истолковании зон больших градиентов на картах трансформированных и магнитных полей. — Вестник МГУ. Геология, 1971, № 1, с. 37—41.
7. Глубинная тектоника Восточного Донбасса и западной части вала Карпинского (М. И. Бородулин, Н. П. Масленников, М. Л. Хацкель, Г. В. Чернявский. — Сов. геология, 1975, № 11, с. 131—137).
8. Горшков Г. П. Землетрясения на территории СССР. М., Географиз, 1949.
9. Дубинский А. Я., Дюков А. И. К вопросу о северном обрамлении Донецкого авлакогена. — Сов. геология, 1964, № 5, с. 3—14.
10. Краснопеццева Г. В., Резанов И. А., Шевченко В. И. Глубинное строение Центрального сектора Большого Кавказа. — Изв. АН СССР, Серия геол., 1970, № 1, с. 29—41.
11. Масляев Г. А. Тектоника северо-восточной части Понто-Каспийской области по данным аэрогеоморфологии. Л., Изд-во АН СССР, 1959, с. 84—91. (Труды Лаборатории аэрометодов АН СССР, т. 8).
12. Масляев Г. А. О блоковом строении фундамента Предкавказья. М., Недра, 1964, с. 28—33. (Труды Союзбургаз, вып. 4).
13. Масляев Г. А. Тектоническая схема Предкавказья. М., Недра, 1968, с. 77—92. (Труды Союзбургаз, вып. 7).
14. Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. М., Недра, 1968.
15. Муратов М. В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главные этапы развития этого пояса. — Геотектоника, 1969, № 2, с. 3—21.
16. Успенская Н. Ю. Тектоническое районирование эпигерцинской платформы Предкавказья и значение разрывных нарушений в формировании структурного плана. — В кн.: Геологические условия и основные закономерности размещения скоплений нефти и газа в пределах эпигерцинской платформы Юга СССР. М., 1964, с. 5—27.
17. Хаин В. Е. Эволюция земной коры и возможные формы ее связи с процессами в верхней мантии. — Сов. геология, 1964, № 6, с. 3—22.
18. Шевченко В. И., Резанов И. А. Глубинное геологическое строение западной части Кавказа, Крыма и прилегающей акватории Черного моря. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1972, с. 3—18.
19. Якушова А. Ф., Сягаев Н. А., Чистяков А. А. Методика и некоторые результаты структурно-геоморфологических исследований в Восточном Предкавказье и Северо-Западном Прикаспии. М., Гостоптехиздат, 1962, с. 346—377. (Сб. материалов КЮГА АН СССР, вып. 7).

УДК 553.611.6(571.17)

В. А. ТУРКИН, Ю. В. МИРТОВ
(Западно-Сибирское ТГУ)

Щелочные бентониты в угленосных отложениях балахонской серии Кузбасса

Ведущее место по разведанным запасам и добыче бентонитового сырья занимают южные районы страны, где сконцентрированы все промышленные месторождения. В Западной Сибири пока нет ни одного месторождения высококачественных бентонитов, а потребность в этом сырье здесь возрастает.

Все промышленные месторождения бентонитовых глин имеют мезокайнозойский (преимущественно неогеновый) возраст. Из двухсот известных проявлений и месторождений к юрским и более древним отложениям приурочено менее 10%. Известные месторождения бентонитовых глин палеозойского возраста характеризуются низким качеством и фактически промышленно не используются. Сложилось мнение, что в палеозойских отложениях бентониты не могут сохраниться неизменными даже при их первоначально высоком качестве. Поэтому выявление балахонских (C_2-P_1) отложений существенно расширяет перспективы палеозойских угленосных отложений Кузбасса и других районов на этот вид сырья.

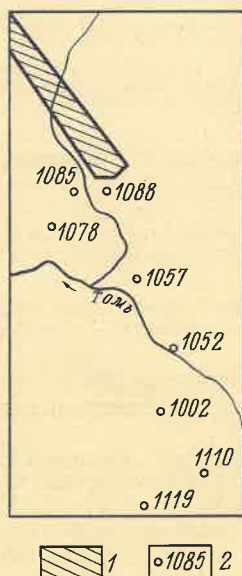


Рис. 1. Схема расположения Заломненского месторождения скважин со щелочными бентонитами
1 — площадь месторождения; 2 — новые скважины, вскрывшие щелочные бентониты

В Крапивинском районе Кузбасса сравнительно давно известно Заломненское месторождение бентонитовых глин (рис. 1) с запасами 35 млн. т при средней мощности пласта 4,7 м и протяженности его 15 км. Технологическими исследованиями были установлены щелочной земельный состав глин, невысокая общая обменная емкость (преимущественно 46—59 мг-экв/100 г) и довольно низкая дисперсность (в основном 25—50% коллоидной фракции). Эти бентониты могут быть использованы в качестве формовочных глин III сорта, а при добавлении кальцинированной соды — для приготовления буровых растворов невысокого качества. Исследования возможности применения глин для обогащения концентратов железных руд дали отрицательные результаты [7, 10]. Дальнейшие поисковые работы здесь были прекращены в связи с низким качеством бентонитов, а также заключением [7] о фациальном замещении бентонитовых глин к югу терригенно-туфогенными осадками, в которых монтмориллонит присутствует только в виде примеси.

В 1975—1976 гг. при оценке давсонитонности балахонских отложений на площади, расположенной южнее разведанного месторождения (см. рис. 1), в ряде скважин впервые были выявлены пласты монт-

риллонитовых аргиллитов (бентонитов) на четырех стратиграфических уровнях — в осадках мазуровской (C_2mz), алыкаевской (C_3al), ишановской (P_{1i}) и кемерово-усятской (P_{1km-us}) свит (рис. 2). Следует отметить, что три из четырех стратиграфических уровней (мазуровская, алыкаевская и кемерово-усятская свиты) как бентонитонные ранее известны не были.

На самом древнем стратиграфическом уровне (в мазуровской свите) пласт бентонитов мощностью 0,8—1 м вскрыт скв. 1052 и 1002 в интервале соответственно 151—152 и 315—315,8 м. В составе алыкаевской свиты пласты бентонитов мощностью 3,9 и 2 м перебурены скв. 1110 и 1119 на глубинах 153,6—157,5 и 161,3—163,3 м. Пласт бентонитов, залегающий в нижней части ишановской свиты (в почве угольного пласта 36), перебурен скв. 1085 (интервал 283—291 м) и 1057 (16—18 м), вскрытая мощность его от 2 до 8 м. К верхней части ишановской свиты (почва угольного пласта 41) приурочен пласт бентонитов мощностью 6,5—7 м. Он вскрыт скв. 1088 и 1085 на глубинах соответственно 83,5—90 и 200—207 м. Наиболее мощный пласт (19 м) перебурен скв. 1078 в интервале 206—225 м в отложениях кемерово-усятской свиты. В приповерхностной зоне бентониты представлены мыловидными глинами. До глубины 150 м они слабо литифицированы и легко рассыпаются в мелкий глинистый щебень. Ниже бентониты сложены крепкими монтмориллонитовыми аргиллитами, за исключением скв. 1002, где они даже на глубине 315 м слабо литифицированы, что, возможно, связано с их положением в тектонически ослабленной зоне.

Все бентониты представлены светло-серыми с зеленоватым оттенком неясно пятнистыми с реликтами первичной слоистости глинистыми породами обычно с небольшой примесью алевроитового или мелкопсаммитового материала. На отдельных участках наблюдается отчетливая тонкогоризонтальная или волнистая слоистость, обусловленная послойной концентрацией обугленного растительного шлама. Микроскопическим изучением установлено, что эти породы являются монтмориллонитизированными туффитами, обладающими псаммо-алевропелитовой и реликтовой витрокластической структурами. Основная масса породы сложена тонкодисперсным монтмориллонитом ($N=1,541-1,542$), причем в одних случаях с хорошо выраженной реликтовой витрокластической структурой, в других — без всяких следов последней. Присутствующие в виде примесей (3—5%, иногда до 15—20%) псаммитовые и алевроитовые обломки кварца, полевых шпатов, кислых эффузивов, осадочных пород и монтмориллонитизированного стекла имеют угловатую форму часто с явными следами окатанности.

Вмещающие породы (песчаники и алевролиты) характеризуются своеобразным петрографическим составом. Терригенный материал представлен в основном обломками липаритовых порфиров. В меньшем количестве присутствуют полевые шпаты (преимущественно альбит и олигоклаз). Обломки пирокластических и осадочных пород встречаются в виде примеси.

По данным минералогического анализа, бентониты характеризуются низким выходом тяжелой фракции (0,01—0,08%), состоящей преимущественно из карбонатов (81—94%), представленных сидеритом, анкеритом и доломитом. В небольших количествах встречается апатит (2—5%, иногда до 16%), в незначительных — ильменит, циркон, гранаты, турмалин, эпидот и роговая обманка. Легкая фракция складывается монтмориллонитом (85—92%), кварцем, полевыми шпатами и обломками пород.

По химическому составу балахонские бентониты близки к бентонитам известных Асканского, Огланлинского и других месторождений и

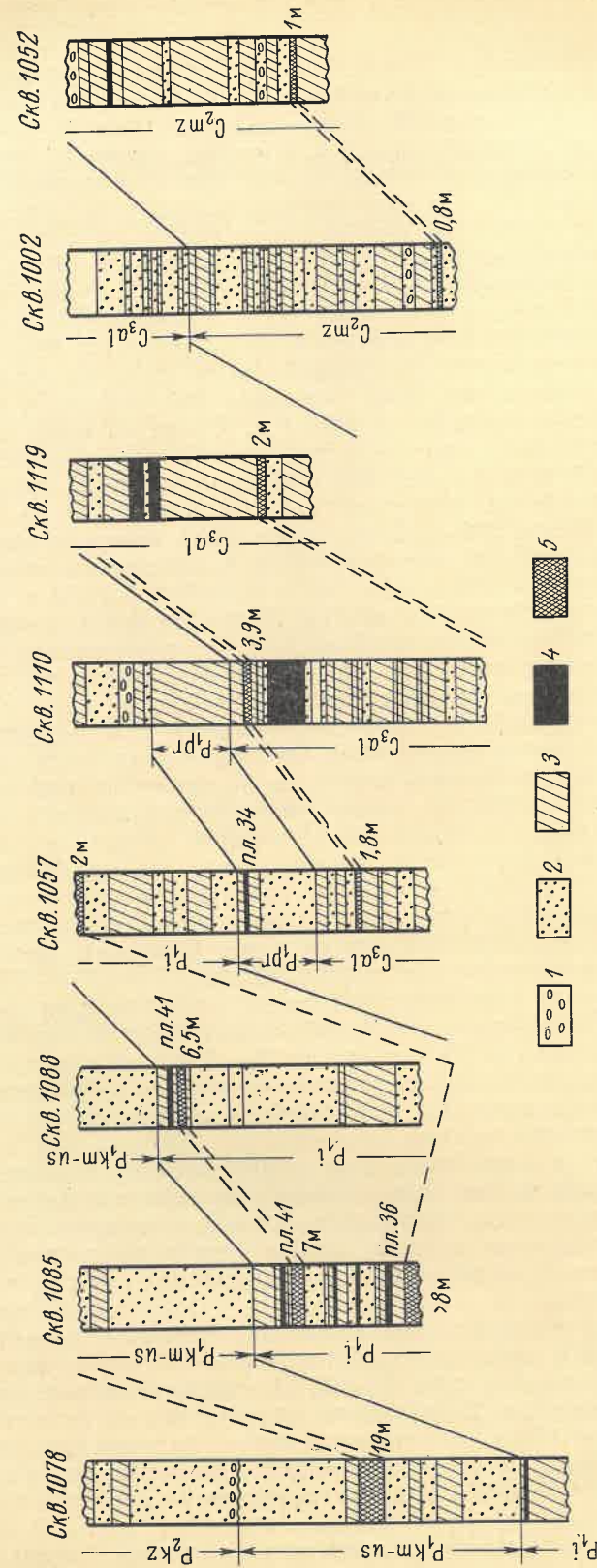


Рис. 2. Сопоставление разрезов скважин с бентонитами
1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — переслаивающиеся алевролиты и аргиллиты; 4 — угли; 5 — бентониты

отличаются от них в основном резко повышенным содержанием Na_2O (табл. 1, 9).

По данным рентгеноструктурного анализа, балахонские бентониты сложены монтмориллонитом, фиксирующимся по интенсивным базальным отражениям первого порядка при 12,6—12,9 Å в исходных образцах, 17,6—17,7 Å после обработки их глицерином и 9,7—9,8 Å после прокаливании при 550°С в течение 3 ч (рис. 3). В виде незначительной примеси присутствуют α-кристобалит, полевой шпат, кварц и мусковит. Исследование бентонитов методом ДТА подтверждает их монтмориллонитовый состав (табл. 2). Кривые нагревания описываемых глин (рис. 3) характеризуются наличием резко выраженных эндотермических эффектов в интервалах температур 120—130 и 680—710°С, связанных с выделением межслоевой, межпакетной и конституционной воды. Примесь гидрослюда и каолинита (чаще всего незначительная) наблюдается преимущественно в бентонитах, выявленных в осадках алыкаевской и мазуровской свит (см. табл. 2, рис. 2). Кроме того, в бентонитах отмечается небольшая примесь углистой органики, кальцита и сульфидов (пирита или марказита).

Как известно [5, 6, 9], основные качественные характеристики бентонитов определяются составом обменных катионов. Наиболее качественными считаются щелочные бентониты, в составе поглощенного комплекса которых преобладают катионы щелочных металлов, а среди щелочных бентонитов особенно ценятся существенно натриевые разновидности. Определение состава обменного комплекса в бороздовых пробах крапивинских бентонитов показало высокий коэффициент щелочности и очень высокое содержание Na^+ в обменном комплексе. Последний определялся в Технологической лаборатории Западно-Сибирского ТГУ. В целях получения достоверных результатов работы проводились параллельно по известным ме-

Таблица 1

Химический состав балахонских бентонитов (в %)

Номер пробы	Номер скважины	Интервал, м	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	Fe_2O_3	CaO	MgO	SO_3	П.л.л.	K_2O	Na_2O	Сумма
1	1088	83,5—84,5	69,60	15,53	0,27	2,06	1,01	1,92	0,02	4,74	0,50	2,44	98,09
6	1085	200—202	72,10	14,37	0,35	2,05	1,29	1,21	Следы	3,56	0,88	2,86	98,67
12	1078	206—218	69,00	15,65	0,28	1,37	1,20	1,00	0,20	6,65	1,10	3,30	99,75
13	1078	218—225	72,36	14,04	0,25	1,65	0,87	1,01	Следы	4,32	0,74	3,04	98,28
16	1002	315—315,8	56,80	23,66	0,54	2,51	0,84	2,02	0,30	4,83	3,00	2,96	97,46
18	1057	16—18	66,36	17,30	0,49	3,01	2,06	1,81	0,10	5,12	0,78	0,94	97,97

Примечание. Анализы выполнены в Центральной лаборатории Западно-Сибирского ТГУ под руководством И. А. Дубровской.

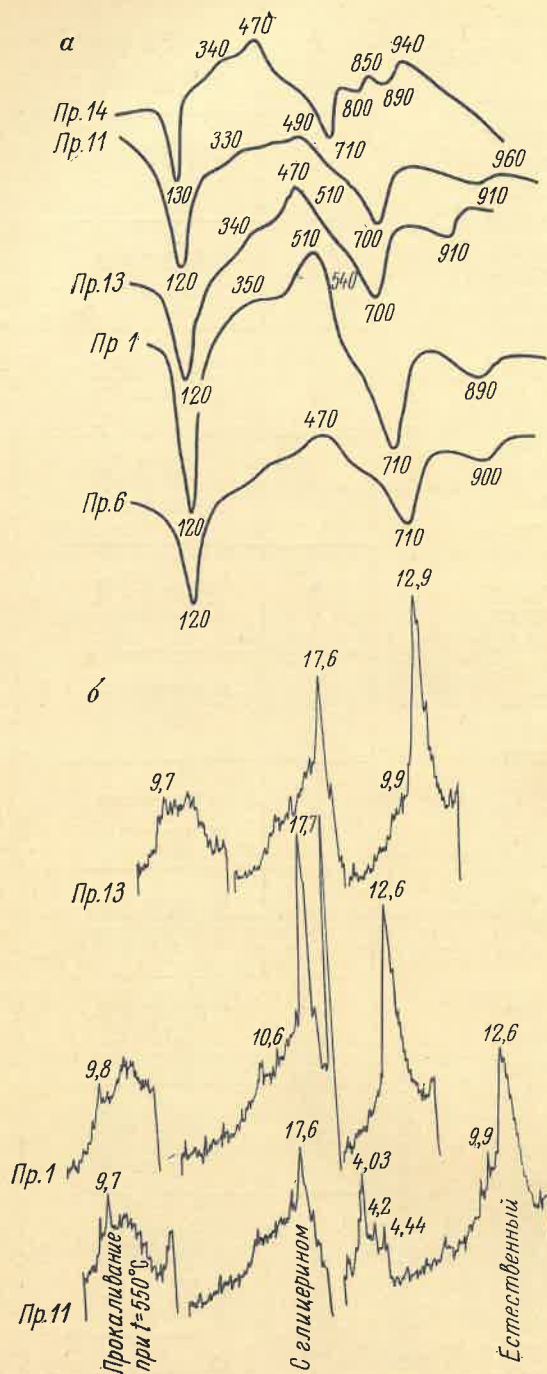


Рис. 3. Кривые ДТА (а) и рентгенодифрактограммы бентонитов (б)

пластичностью (число пластичности 82—169). Величина набухания их колеблется в пределах 8,8—9,0.

Значительно литифицированные разности бентонитов (см. табл. 5, пробы 6—13, 17) имеют более низкое содержание коллоидной фракции

тодикам КИМСа и Шелленбергера [2, 8]. В связи с необычностью полученных результатов производились контрольные определения поглощенных катионов по Пфефферу с дополнительным вытеснением поглощенного K^+ по инструкции ВНИИгеолнеруда (табл. 3). Все определения (и первоначальные, и контрольные) имеют сходимость результатов с точностью ± 1 —2 мг-экв. Контрольные определения состава обменного комплекса в отдельных образцах из скв. 1078 и 1088, проведенные во ВНИИгеолнеруде под руководством Н. В. Кирсанова, показали еще более хорошие результаты (табл. 4).

В целом же исследования свидетельствуют о том, что по составу обменного комплекса выявленные бентониты не уступают высококачественным разностям известных промышленных месторождений, а в некоторых случаях и превосходят их (см. табл. 3, 9).

Слаболитифицированные разности бентонитов (пробы 1—5, 14—16, табл. 5) в естественном состоянии обнаруживают высокое содержание коллоидной фракции (55,7—71,8%). После обработки пирофосфатом натрия содержание коллоидной фракции увеличивается незначительно (на 2—4%), что свидетельствует о достаточно полной дезагрегации пород еще в процессе их естественной дезинтеграции. Кроме того, они отличаются высокими коллоидальностью (100), бентонитовым числом (96—100) и

Таблица 2

Характеристика балахонских бентонитов по данным термического анализа

Номер пробы	Номер скважины	Интервал, м	Положение первого эндозффекта, °С	Положение второго эндозффекта, °С	Вещественный состав
1	1088	83,5—84,5	120	710	Монтмориллонит, небольшая примесь органики и сульфидов
2		84,5—85,5	130	700	То же
3		85,5—87	120	710	" "
4		87—88	120	700	" "
5		88—90	120	710	" "
6	1085	200—202	120	710	Монтмориллонит, небольшая примесь сульфидов
7		202—204	120	700	Монтмориллонит
8		204—207	130	710	Монтмориллонит, небольшая примесь сульфидов
9		283—286	120	700	Монтмориллонит, небольшая примесь кальцита и гидрослюда
10		286—288	120	700	Монтмориллонит, примесь кальцита и сульфидов
11		288—291	120	700	Монтмориллонит, небольшая примесь органики и сульфидов
12	1078	206—218	120	710	То же
13		218—225	120	700	" "
14	1110	153,6—157,5	130	710	Монтмориллонит, кальцит
15	1119	161,3—163,3	120	700	Монтмориллонит, небольшая примесь гидрослюда
16	1002	315—315,8	130	710	Монтмориллонит, примесь гидрослюда
17	1052	151—152	130	680	Монтмориллонит, гидрослюда, небольшая примесь каолинита
18	1057	16—18	130	710	Монтмориллонит, примесь гидрослюда

Примечание. Анализы выполнены в Центральной лаборатории Западно-Сибирского ГТУ под руководством М. И. Кротовой.

(17,4—37,2%), а введение диспергента оказывает на них существенное влияние — содержание коллоидной фракции увеличивается на 4—14% и достигает 21,2—45,7%.

Низкое содержание коллоидной фракции в литифицированных разностях бентонитов даже при высоком содержании глинистой фракции и чисто монтмориллонитовом составе объясняется следующим. Опытным путем установлено, что при помещении в водную среду щебенки литифицированных монтмориллонитовых пород верхний слой обломков быстро разбухает с образованием суспензии, которая в свою очередь образует защитный слой вокруг обломков и препятствует дальнейшему соприкосновению с водной средой. Поэтому разбухание более глубоких частей обломков происходит очень медленно и не успевает дойти до конца в течение времени, необходимого для проведения анализа.

Однако даже незначительное пребывание бентонита в обычных атмосферных условиях приводит к заметному изменению его свойств. Так, в пробе 8 (см. табл. 5) первоначальное содержание коллоидной фракции после обработки пирофосфатом натрия составляло 32,6%. Повтор-

Таблица 3

Общая обменная емкость и состав обменных катионов (мг-экв на 100 г)

Номер пробы	Номер скважины	Интервал, м	Состав обменных катионов			Водорастворимые соли	Общая обменная емкость
			Ca ²⁺ +Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺		
1	1088	83,5—84,5	23,85	3,07	64,00	10,00	80,92
2		84,5—85,5	21,20	2,05	61,30	7,95	76,60
3		85,5—87,0	26,50	2,05	62,10	7,50	83,15
4		87,0—88,0	23,85	3,30	59,50	2,50	84,15
5	1085	200—202	15,90	2,80	57,00	2,50	73,20
6		202—204	13,25	2,80	61,30	5,30	72,05
7		204—207	13,25	2,05	61,70	5,00	72,00
8		283—286	23,85	3,40	64,00	5,00	86,25
10	1078	286—288	26,50	2,60	57,00	5,00	81,10
11		288—291	18,55	4,00	72,30	2,50	92,35
13		218—225	7,95	4,70	80,40	5,00	88,05
14		153,6—157,5	45,05	2,80	59,50	7,50	99,85

Примечание. Анализы выполнены в Центральной лаборатории Западно-Сибирского ТГУ под руководством Г. Р. Боровика, аналитик Н. П. Козлова.

Таблица 4

Состав и емкость обменного комплекса

Номер скважины	Содержание обменных катионов на 100 г сухой породы, мг-экв				Общая обменная емкость, мг-экв на 100 г
	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	
1078	4,17	0,52	60,71	1,22	66,62
1088	2,47	0,26	65,76	1,48	69,97

ный анализ этой пробы после одного года пребывания в обычных атмосферных условиях показал увеличение коллоидной фракции до 45,7%. В случае же выхода пластов литифицированных бентонитов в зону естественной дезинтеграции (в зону активной циркуляции пластовых вод, развитой в Кузбассе до 100—150 м) следует ожидать приобретения ими всех свойств высокодисперсных бентонитов.

Это подтверждается и конкретным примером (см. рис. 2). Залегающий на глубине пласт литифицированных бентонитов (скв. 1085, интервал 200—207 м), содержание коллоидной фракции в котором 24,0—31,4% (см. пробы 6—8, табл. 5), при выходе в зону дезинтеграции на глубине 80—90 м (скв. 1088, интервал 83,5—90 м) дезагрегируется с увеличением содержания коллоидной фракции до 66,5—73,8% (см. пробы 1—5, табл. 5). Кроме того, литифицированные низкодисперсные бентониты по своим основным свойствам (высокой набухаемости и коллоидальности, химическому составу, составу обменного комплекса и меж-

Таблица 5

Характеристика коллоидных свойств балахонских бентонитов

Номер пробы	Номер скважины	Интервал, м	Дисперсность по фракциям, %						Бентонитовое число	Коллоидальность	Число пластичности
			без пирофосфата натрия			с пирофосфатом натрия					
			0,05 и бо- лее	0,05— 0,0015	менее 0,0015	0,05 и бо- лее	0,05— 0,0015	менее 0,0015			
1	1088	83,5—84,5	2,20	26,00	71,80	3,30	22,90	73,80	100	100	169
2*		84,5—85,5	2,80	28,50	68,70	3,80	23,60	72,60	100	100	142
3*		85,5—87	1,20	32,30	66,50	2,20	27,80	70,00	100	100	130
4*		87—88	1,80	30,90	67,30	1,90	26,30	71,80	100	100	136
5	1085	88—90	1,60	30,20	68,20	1,80	28,10	70,10	100	100	Не опр.
6		200—202	38,80	24,00	37,20	40,60	23,40	36,0	98	Не опр.	73
7		202—204	43,40	29,70	26,90	41,40	26,50	32,10	85	"	60
8**		204—207	37,0	31,40	31,60	36,60	17,70	45,70	100	"	65
9	1078	283—286	46,80	26,60	26,60	48,30	21,20	30,50	97	100	64
10		286—288	47,50	30,50	22,00	46,70	26,70	26,60	100	100	49
11		288—291	49,40	30,10	20,50	45,50	25,40	29,10	100	100	49
12		206—218	42,10	40,50	17,40	42,80	36,00	21,20	98	98	80
13	1110	218—225	25,30	47,20	27,50	19,50	50,00	30,50	100	100	95
14		153,6—157,5	2,10	37,50	60,40	2,20	32,20	65,60	96	100	95
15		161,3—163,3	1,30	43,00	55,70	1,60	38,80	59,60	100	Не опр.	82
16		315,0—315,8	0,50	28,70	70,80	0,50	26,00	73,50	98	100	Не опр.
17	1052	151—152	5,20	47,80	47,00	5,30	45,20	49,50	95	100	" "

Примечание. Анализы выполнены в Центральной лаборатории Западно-Сибирского ТГУ под руководством Н. А. Бурштейн.

* Среднее по двум анализам.
** После годичного пребывания в атмосферных условиях; первоначальное содержание коллоидной фракции после обработки диспергентом составляло 32,6%.

Таблица 6

Результаты испытаний крапивинских бентонитов по ТУ 39-044-74

Номер пробы	Номер скважины	Интервал, м	Время, с	Плотность, г/см ³	Выход раствора, м ³ /т	Сорт
4	1088	87—88	25	1,08	8	II
8	1085	204—207	25	1,10	6	III

плоскостным расстояниям) практически не отличаются от высокодисперсных бентонитов.

Как известно [9], бентониты используются и в сыром виде, и в виде глинопорошков. Технология приготовления последних включает сушку глины с последующим измельчением. Многие глины при сушке теряют свои коллоидные свойства и не могут быть использованы для пригото-

Таблица 7

Сравнительная характеристика параметров крапивинских, бухарских и махарадзевских бентонитовых глин

Глины	Водоотдача, см ³	Плотность, г/см ³	Выход суспензии, м ³ /т
Крапивинские	9—11	1,08—1,10	6—8
Бухарские	19	1,09	7
Махарадзевские	17	1,05	13

ления глинопорошков. В связи с этим представилось целесообразным выяснить возможность использования характеризуемых бентонитов в данном направлении. Для опытов были использованы литифицированные бентониты пробы 13 и объединенная проба, полученная смешиванием материала проб 1—14.

Испытания проводились по следующей методике. Вначале навески глины последовательно подвергались воздействию температур в интервале 100—500°С в течение 3 ч. Затем после нагревания определялась набухаемость по известной методике. Результаты опытов приведены на рис. 4. Выяснилось, что нагревание (сушка) материала как пробы 13, так и объединенной пробы при температуре 100°С даже несколько повышает набухаемость; дальнейшее повышение температур снижает набухаемость, но она тем не менее остается высокой в интервале температур от 100 до 400°С, что позволяет применять различные режимы сушки. Опытные данные позволяют считать, что характеризуемые бентониты могут быть использованы для получения глинопорошков.

Исследовалась также возможность применения крапивинских бентонитов в качестве основ-

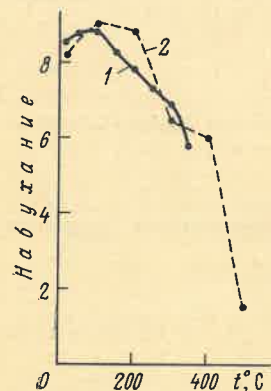


Рис. 4. Графики зависимости величины набухания от температуры нагрева
1 — объединенная проба; 2 — проба 13

ного компонента для приготовления глинистых буровых растворов. Испытывались по ТУ 39-044-74 слабо литифицированный бентонит из скв. 1088 (проба 4) и его литифицированная разность из скв. 1085 (проба 8). Результаты показали, что пробу 4 по плотности и выходу раствора можно отнести к коллоидным глинам II сорта, а пробу 8 — к глинам III сорта (табл. 6).

Следует отметить также, что даже в различной степени литифицированные крапивинские бентониты имеют более низкую водоотдачу, чем, например, бухарские и махарадзевские глины, а по выходу суспензии иногда и превосходят некоторые из них (табл. 7).

Лабораторными исследованиями установлено, что по мере уменьшения степени литификации бентонитов увеличивается выход суспензии на 1 т глины. Поэтому при полной глинизации крапивинских бентонитов выход суспензии может увеличиться до 10—12 м³/т.

Согласно ГОСТ 7032—54, бентонитовая глина может применяться для изготовления тонкой керамики в случае соблюдения следующих

Таблица 8

Результаты испытаний щелочных бентонитов для производства тонкой керамики

Номер пробы	Номер скважины	Интервал, м	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	SO ₃	TiO ₂ +Fe ₂ O ₃	Бентонитовое число	Сорт по ГОСТ 70320-54
7	1085	202—204	0,29	1,71	0,01	2,00	85	II
9		283—286	0,33	1,39	0,01	1,72	97	I
10		286—288	0,29	1,61	Следы	1,90	100	II
12	1078	206—218	0,28	1,37	0,20	1,65	98	I
13		218—225	0,25	1,65	Следы	1,90	100	II

условий: для I и II сортов соответственно содержание Fe₂O₃+TiO₂ не должно превышать 1,75 и 2,25%, SO₃ не более 0,5 и 0,25%, бентонитовое число не менее 80 и 75 и связующая способность не менее 20 кгс/см². Из-за отсутствия необходимого количества материала связующая способность пока не определялась, но по всем другим параметрам отдельные пласти крапивинских бентонитов соответствуют I и II сортам по ГОСТ 70320—54 (табл. 8).

Пока не выяснялась возможность применения бентонитов в других важных отраслях промышленности — для окомкования железорудных концентратов и в литейном производстве, в нефтехимической промышленности и строительном деле, но результаты лабораторных исследований показывают, что по основным физико-химическим свойствам выявленные бентониты не только не уступают, но и превосходят высококачественные бентониты известных промышленных месторождений, используемые для этих целей [1, 3, 4, 9] (табл. 9).

Приведенные данные свидетельствуют о том, что в Крапивинском районе Кузбасса выявлены высококачественные щелочные бентониты, технологическая характеристика которых почти не зависит от глубины залегания. Брахиформный характер складчатости с падением крыльев структур под углом 3—5° позволяет предполагать широкое развитие глиноподобных разностей этих бентонитов под покровными четвертичными отложениями. Учитывая суммарную мощность пластов (до 35 м) и возможность их отработки до глубин 25—50 м, здесь можно ожидать выявление ряда крупных месторождений.

Следует также отметить чрезвычайно благоприятное географо-экономическое положение района — он непосредственно граничит с густо населенными районами Кузбасса и в то же время на его территории почти отсутствуют сельскохозяйственные угодья. В свете этого становится очевидной необходимость проведения здесь специализированных поисковых работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреева Н. С. Технические требования к бентонитам и перспективы снабжения ими фабрик окомкования. — В кн.: Сырьевая база бентонитов СССР и их использование в народном хозяйстве. М., Недра, 1972, с. 210—214.
2. Временная инструкция для технологической оценки бентонитовых глин. Тбилиси, КИМС, 1961.
3. Зайнуллин И. И. Вятско-Камское месторождение формовочных бентонитовых глин в Кировской области. — Труды Казанского геол. ин-та, вып. 25, 1970, с. 59—64.
4. Калашникова А. Я. Состояние и перспективы использования бентонитовых глин в литейном производстве. — В кн.: Сырьевая база бентонитов СССР и их использование в народном хозяйстве. М., Недра, 1972, с. 202—205.

Таблица 9

Сравнительная характеристика основных физико-химических свойств балахонских бентонитов и бентонитов промышленных месторождений

Место взятия пробы	Содержание коллоидальной фракции, %		Бентонитовое число	Коллоидальность	Число пластичности	Обменная емкость, мг-экв/100 г (среднее)			
	до диспергации	после диспергации				Состав обменных катионов		Водорастворимые соли	Общий обменный комплекс
						Ca ²⁺ +Mg ²⁺	K ⁺ +Na ⁺		
Скв. 1088, 83,5—90 м (1—5)	66,50—71,80	70,10—73,80	100	100	136—169	23,85	64,33	6,99	81,17
Скв. 1085, 200—207 м (6—8)	26,90—37,20	32,10—45,70	85—100	100	60—73	14,10	62,55	4,26	72,39
Скв. 1085, 283—291 м (9—11)	22,0—26,60	26,60—30,50	97—100	100	49—64	22,96	67,76	4,16	86,56
Скв. 1078, 206—225 м (12—13)	17,40—27,50	21,20—30,50	98—100	80—100	95	7,95	85,10	5,00	88,05
Скв. 1110, 153,6—157,5 м (14)	60,40	65,60	96	100	95	45,05	62,30	7,50	99,85
Скв. 1119, 161,3—163,3 м (15)	55,70	59,60	100	100	82	—	—	—	—
Скв. 1002, 315—315,8 (16)	70,80	73,50	98	100	—	—	—	—	—
Скв. 1052, 151—152 м (17)	47,00	49,50	95	100	—	—	—	—	—
Асканское месторождение [1, 3, 4]									
Аскангель	71,80	—	—	100	—	55,5	52,2	—	107,7
Асканглина	60,60	—	—	72	—	62,1—105	2,4—16,2	—	64,5—119
Огландинское месторождение [1, 3, 4, 9]	54,60	—	80—98	100	36,8	7,6	78,4	—	86,0
Саригюхское месторождение [1, 4]	63,73	—	—	100	—	10,65	51,9	—	73,35

Продолжение табл. 9

Место взятия пробы	Химический состав, %										Положе- ние второго эндотер- мического пика, °C	Основное базальное расстояние, Å	Коэффи- циент щелочности	
	Химический состав, %													
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	SO ₃	П.п.п.	K ₂ O	Na ₂ O				Сумма
Скв. 1088, 83,5—90 м (1—5)	69,60	15,53	0,27	2,06	1,01	1,92	0,02	4,74	0,50	2,44	98,08	710	12,6	2,69
Скв. 1085, 200—207 м (6—8)	72,10	14,37	0,35	2,05	1,29	1,21	Следы	3,56	0,88	2,86	98,67	700—710	—	4,43
Скв. 1085, 283—291 м (9—11)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	700	12,6	2,95
Скв. 1078, 206—225 м (12—13)	70,68	14,84	0,26	1,51	1,03	1,00	0,10	5,48	0,92	3,17	98,99	700	12,7—12,9	10,70
Скв. 1110, 153,6—157,5 м (14)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	710	—	1,39
Скв. 1119, 161,3—163,3 м (15)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	710	—	—
Скв. 1002, 315—315,8 (16)	56,80	23,66	0,54	4,38	0,84	2,02	0,30	4,83	3,00	2,96	99,33	710	—	—
Скв. 1052, 151—152 м (17)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	680	—	—
Асканское месторождение [1, 3, 4]														
Аскангель	63,79	18,50		2,45	3,58	0,80	0,18	6,94	1,02	0,41	97,67	710	—	1,42
Асканглина	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	690—740	—	0,93
Огланлинское месторождение [1, 3, 4, 9]	71,18	13,12		1,46	3,10	0,96	0,19	6,96	1,18	0,76	97,67	650—700	12—13	10,3
Саригюхское месторождение [1, 4]	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	650—700	12—13	2,55

Примечания. 1. По скв. 1078 приведен средний химический состав.
2. В скобках указаны номера проб.

5. Кирсанов Н. В. К вопросу о генетических особенностях и закономерностях размещения месторождений бентонитовых глин в СССР. — Труды Казанского геол. ин-та, вып. 24, 1969, с. 18—26.
6. Кирсанов Н. В. Генетическая классификация и закономерности размещения бентонитовых глин. — В кн.: Сырьевая база бентонитов СССР и их использование в народном хозяйстве. М., Недра, 1972, с. 39—56.
7. Кузбасские бентониты/В. И. Будников, Ю. П. Казанский, А. И. Лежнин, В. М. Ядренкин. М., Госгеолтехиздат, 1962.
8. Методическое пособие по инженерно-геологическому изучению горных пород. М., Изд-во МГУ, 1968.
9. Ротко М. А., Тиунов К. В. Сырьевая база бентонитовых глин Туркмении и ее перспективы. — В кн.: Сырьевая база бентонитов СССР и их использование в народном хозяйстве. М., Недра, 1972, с. 129—135.
10. Чухряева А. П., Миртов Ю. В. Бентонитовые глины Кузбасса. — Вестн. Западно-Сибирского и Новосибирского геолуправлений, 1961, № 3, с. 24—36.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 549.07 : 549.321.13

И. Я. НЕКРАСОВ, В. И. СОРОКИН,
Е. Г. ОСАДЧИЙ (ИЭМ АН СССР)

Причины повышенной оловоносности сфалерита

Вопрос о причинах повышенной оловоносности сфалеритов уже неоднократно обсуждался в литературе, причем главным образом с минералого-геохимической позиции [1, 2, 3, 4].

Ранее нами [5] было показано, что содержание олова в мономинеральных пробах сфалеритов из золоторудных, кобальтово-арсенидных, полиметаллических и оловорудных месторождений СССР (Приморья, Забайкалья, Северо-Востока), ЧССР и Канады колеблется в весьма широких пределах — от $n \cdot 10^{-5}$ до 2,16%. В то же время содержание Sn в сфалеритах из оловорудных месторождений обычно более высокое, чем в сфалеритах из золоторудных, кобальтово-арсенидных и полиметаллических месторождений.

Таблица 1

Сравнительная характеристика оловоносности сфалерита
и различных минеральных ассоциаций

Главный минерал, ассоциирующий с сфалеритом	Количество анализов	Содержание в сфалерите, %		
		максимальное	минимальное	среднее
Оловорудные месторождения				
Станнин	23	2,16	0,015	0,46
Канфилдит или тиллит	5	0,25	0,12	0,21
Касситерит	7	0,47	0,02	0,13
Пирит, пирротин, арсенопирит	12	0,26	0,02	0,12
Неоловоторудные (полиметаллические, золоторудные, кобальтово-арсенидные, колчеданные) месторождения				
Халькопирит, арсенопирит, пирит, пирротин, галенит или арсениды Со	34	0,19	—	0,07

В табл. 1 приведены данные, полученные количественным спектральным и химическим методами анализа «валовых» мономинеральных проб сфалеритов [5] и систематизированные по типам месторождений и минеральным ассоциациям.

Сфалериты оловорудных месторождений в ассоциациях с сульфидами, не содержащими олово, или с канфилдитом, тиллитом и касситеритом характеризуются в общем относительно невысокими содержаниями олова. Наши попытки получить высокооловянистые сфалериты в относительно простых системах Sn—Zn—S—H₂O, Fe—Sn—Zn—S, т. е. в равновесии с простыми сульфидами олова, герценбергом, оттеманином, берндтитом и касситеритом, также не привели к успеху [5, 8]. В синтетических сфалеритах, полученных в этих системах, содержание олова не превышало 0,1% (рис. 1). Наиболее высокие концентрации олова в сфалеритах отмечаются в случаях ассоциаций его со станнином (см. табл. 1).

Все это свидетельствует о том, что оловоносность сфалеритов связана главным образом с твердыми растворами станнина в сфалерите на основе структуры последнего. Факты, свидетельствующие о возможности существования подобных растворов,

неоднократно приводились и ранее [1, 2, 3, 6]. Так, во многих сфалеритах часто обнаруживали эмульсионную вкрапленность станнина, приуроченную к определенным кристаллографическим элементам — двойниковым швам и зонам роста. Существованию растворов станнин-сфалеритового ряда не противоречит и близость структур этих соединений.

Конечно, мы не исключаем возможность образования и других оловосодержащих твердых растворов на основе сфалерита, однако станный раствор наиболее вероятен и действительно широко распространен в природе.

Следовательно, для решения проблемы оловоносности сфалерита целесообразно осуществить экспериментальное изучение прежде всего фазовых соотношений сфалерита со станнином в сложной системе $\text{Cu—Fe—Sn—Zn—S—H}_2\text{O}$ в условиях, близких к природным. Некоторые частные разрезы этой системы ($\text{ZnS—Cu}_2\text{FeSnS}_4$ [9], ($\text{Zn}_{0,916}\text{Fe}_{0,084}\text{S—Cu}_2\text{FeSnS}_4$, ($\text{Zn}_{0,832}\text{Fe}_{0,168}\text{S—Cu}_2\text{FeSnS}_4$ [10]) ранее изучались в «сухих» условиях методами ДТА и закалки при температурах выше 400 и 600°. Содержание олова в сфалеритах в низкотемпературной части этих систем, установленное пу-

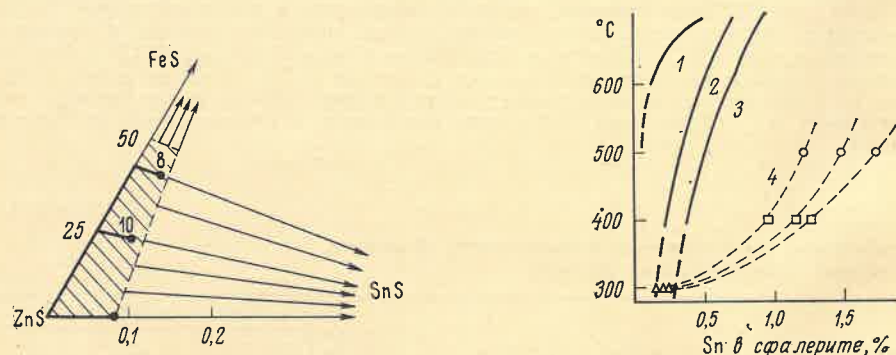
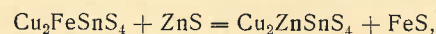


Рис. 1. Схема фазовых отношений в системе FeS—SnS—ZnS при $t=500^\circ$ и $P=1$ кбар (заштрихована область твердых растворов)

Рис. 2. Оловоносность сфалерита в системах

1 — кестерит — сфалерит [10]; 2 — станнин — сфалерит с 10% Fe [9]; 3 — станнин — сфалерит в системе Cu—Fe—Sn—Zn—S ; 3 — по данным Ли [9]; 4 — по данным авторов

тем пересчета весового содержания станниновой молекулы в сфалеритовом твердом растворе, показано на рис. 2. Поскольку все эти системы не являются строго бинарными, то они не дают исчерпывающей информации о пределе растворимости станнина в сфалерите. Дело в том что крайние члены систем сами представляют собой станнин-кестеритовый и сфалеритовый твердые растворы, которые варьируют до кестерита, а сфалеритовый — до 56% FeS. Нами ранее было показано, что в системе станнин-сфалерит имеет место обменная реакция



константа которой

$$K_D = \left(\frac{\text{Fe}}{\text{Zn}} \right)_{\text{сф}} : \left(\frac{\text{Fe}}{\text{Zn}} \right)_{\text{ст}}$$

определяет составы сосуществующих станнинового и сфалеритового твердых растворов [7, 8]. В связи с этим растворимость станнина в сфалерите будет зависеть не только от температуры и давления, но и от сосуществующих составов станнина и сфалерита, что не учитывалось в упомянутых работах Ли и Моха [9, 10]. Возможно, именно этим и объясняется противоречивость их результатов, касающихся предела растворимости Sn в сфалерите. В одном случае содержание Sn в сфалерите возрастает по мере увеличения концентрации Fe, а во втором случае падает при увеличении Fe в системе. Все это побудило нас более детально изучить систему Cu—Fe—Sn—Zn—S в гидротермальных условиях при температуре 300, 400 и 500° и давлении 1000 бар.

Условия опытов и методика анализов были описаны нами ранее [4, 7, 8]. Здесь более детально остановимся лишь на двух взаимосвязанных моментах — времени установления равновесия между станнином и сфалеритом и методике локального микроанализа. Дело в том что из-за небольшой скорости реакции обмена Fe и Zn между станнином и сфалеритом равновесие в системе Cu—Fe—Sn—Zn—S не достигается при

300° даже через два месяца. На рис. 3 и в табл. 2 отображены результаты опытов по определению времени достижения равновесия. Это время оценивалось по изменению составов сосуществующих сфалерита и станнина при различных экспозициях. В одной серии опытов в качестве исходного материала брался чистый ZnS (для полу-

Рис. 3. Зависимость константы реакции (K_D) от продолжительности опытов при приближении к равновесию с двух сторон при $t=500^\circ$ и $P=1$ кбар (цифры у точек соответствуют номерам опытов, приведенных в табл. 2)

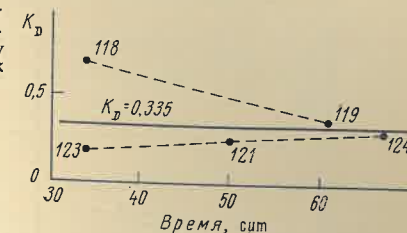
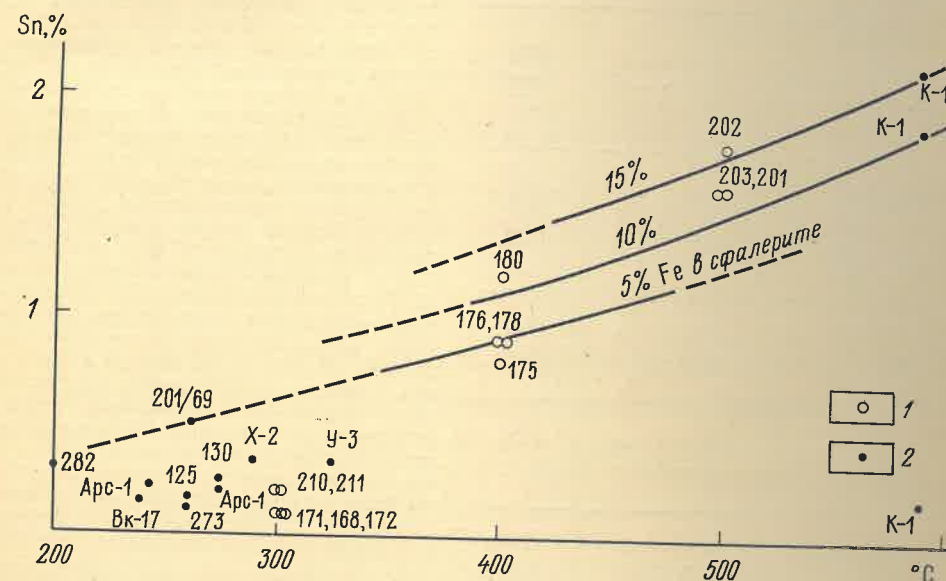


Рис. 4. Оловоносность сфалерита в зависимости от его железистости и температуры
1 — экспериментальные данные, 2 — природные образцы



проводников) и синтетический станнин $\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$; в другой серии исходный материал состоял из железистого сфалерита (21% Fe) и синтетического кестерита $\text{Cu}_2\text{ZnSnS}_4$. Таким образом, равновесие в системе определялось «с двух сторон».

Анализ сосуществующих станнина и сфалерита производился на рентгеновском микроанализаторе JXA-5A путем одновременной регистрации Fe, Zn и Sn (Sn, Cu и S) при ускоряющем напряжении 25 кВ и локальности определения порядка 3—4 мкм.

Таблица 2

Опыты по изучению условий достижения равновесия в системе станнин — сфалерит при $t=500^\circ$ и $P=1$ кбар

Номер опыта	Исходный состав, мг				Продолжительность опыта, сут	Fe/Zn в сфалерите	Fe/Zn в станнине
	Кестерит	Станнин	Сфалерит	Сфалерит (21,5 % Fe)			
118	—	70	30	—	34	0,11	0,16
119	—	70	30	—	61	0,13	0,35
123	80	—	—	20	34	0,20	1,12
121	80	—	—	20	50	0,16	0,63
124	33	—	—	33	67	0,14	0,45

Таблица 3

Результаты микрозондового анализа сфалеритов, синтезированных в системе Cu—Fe—Zn—Sn—S при $P_{общ} = 1$ кбар (в %)

Компонент	При 300°					При 400°				При 500°		
	171	168	172	210	211	175	176	178	180	203	201	202
Zn Fe Cu Sn S	61,6	64,0	57,4	54,0	55,0	60,0	62,2	58,5	53,0	47,2	50,0	48,0
	0,3	1,9	4,4	8,1	9,9	1,2	3,0	6,4	11,1	11,4	13,5	15,1
	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,6	1,0	0,5	0,8	0,8	1,0	1,0
	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,8	0,9	0,9	1,2	1,6	1,6	1,8
	37,7	33,9	38,0	37,4	34,7	37,3	32,5	33,5	33,9	39,0	33,9	34,0
Сумма FeS	99,80 0,57	100,00 3,36	100,00 8,21	99,90 14,93	100,00 17,40	99,90 2,29	99,60 5,29	99,80 11,34	100,00 19,69	100,00 22,04	100,00 24,01	99,90 26,91

В образце анализировалось пять-семь зерен, в каждом зерне производилось пять-десять измерений по площади. Результаты усреднялись. Рис. 3 отображает тенденцию к сближению со временем отношений Fe и Zn из разных серий. Измерения показали, что для приконтактных (10—20 мкм) областей обеих фаз те же значения отношений охватывают более короткое время, причем они постоянны вдоль контактов и от зерна к зерну. Поэтому в дальнейшем анализировались лишь приконтактные участки. Расчет концентраций производился на компьютере PDP по программе ZAF. В качестве эталонов использовались чистые металлы и сера стехиометричного FeS. Результаты анализов отображены на рис. 3 и 4, в табл. 2 и 3.

Аналогичным образом проанализированы и природные образцы (табл. 4). Последние более гомогенны по составу. Состав приконтактных частей зерен в них и валовый состав по всему объему образца мало различаются между собой. В то же время разные образцы сфалерита из одного месторождения, а иногда даже из одного штуфа (Арс-1) могут существенно отличаться друг от друга.

С помощью разработанного нами [4, 7] станин-сфалеритового геотермометра определены температуры образования природных пар минералов (см. табл. 4). На основании данных табл. 3 и рис. 4 можно сделать вывод о возможности образования сфалеритов, содержащих до 1,7% Sn (при 500°), в равновесии со станином. Указанное содержание Sn в сфалерите, несомненно, является более высоким по сравнению с предыдущими [9, 10]; вероятно, оно близко к предельному для природных минералов.

Очевидно также, что содержание Sn возрастает с увеличением температуры образования и железистости сфалерита. При температурах 400 и 500° в эксперименте характер этих зависимостей проявляется весьма отчетливо (см. рис. 4). При более низких температурах картина становится менее определенной, и данные по природным и синтетическим образцам иногда приходят в противоречие. Это, видимо, главным образом обусловлено малым содержанием олова, близким к пределу чувствительности рентгеноспектрального анализа (0,5% и менее). Ниже 300° кривые содержания олова (см. рис. 4) приведены исходя из общего хода кривых при более высокой температуре и суммы анализов всех сфалеритов, включая природные.

«Высокооловянистые» синтетические сфалериты в отличие от природных не содержат видимых (при увеличениях до 1400 X) выделений станина, т. е. в данном случае распада твердого раствора не происходит. Сохранность твердых растворов, как известно, в большой мере зависит от режима охлаждения систе-

Таблица 4

Составы природных сосуществующих станинов и сфалеритов

Месторождение, рудопоявление	№ образца	Фаза*	Микрозондовый анализ, %					Сумма	K _D	t, °C
			S	Fe	Cu	Zn	Sn			
Эге-Хайское (зона Дальняя)	111	1	31,18	14,87	0,78	51,97	0,22	99,02	0,046	242
		2	27,12	12,19	29,13	1,97	28,03	98,44		
	125	1	33,49	11,29	0,62	52,94	0,17	98,51	0,056	259
		2	28,30	10,52	28,50	2,78	26,90	97,00		
	130	1	29,88	13,53	0,42	53,30	0,26	97,39	0,070	274
		2	27,40	12,32	28,00	3,38	26,80	97,90		
	273	1	31,27	15,45	0,29	51,35	0,12	98,48	0,064	259
		2	32,00	12,92	28,02	2,75	24,55	100,24		
	282	1	34,37	11,61	0,37	53,42	0,31	100,08	0,029	199
		2	27,60	12,32	31,17	1,62	27,00	99,71		
Улахан-Эгелюхское	У-3	1	30,03	15,62	0,87	51,14	0,34	98,00	0,108	324
		2	28,70	11,76	30,02	4,15	26,38	101,01		
Хетинское	Х-2	1	31,12	13,76	0,79	52,16	0,34	98,18	0,077	288
		2	29,12	10,70	28,33	3,12	26,90	98,17		
Арсеньевское	Арс-1	1	35,90	12,20	0,20	51,20	0,20	99,50	0,070	274
		2	30,20	10,30	27,10	3,10	28,50	99,20		
Придорожное	201/69	1	34,03	5,02	0,89	59,51	0,51	99,96	0,061	260
		2	28,39	8,56	26,62	6,18	30,21	99,96		
	Арс-1/1	1	33,52	10,94	1,02	54,35	0,14	99,97	0,043	228
		2	29,31	13,11	27,71	2,80	27,20	100,13		
Валькуметское	Вк-17	1	33,90	9,78	0,73	55,40	0,15	99,96	0,048	238
		2	29,42	13,12	28,46	3,61	25,40	100,01		
Кестерское	К-1	1	32,02	11,24	0,53	55,80	0,18	99,77	0,496	589
		2	29,19	4,13	27,32	10,16	26,94	97,74		

* Фазы: 1 — сфалерит, 2 — станин.

мы. При резком охлаждении (закалке) твердые растворы могут сохраняться, а при постепенном их охлаждении происходит распад на составные части. Во всех наших опытах закалка образцов от заданной температуры (300, 400 или 500°) до комнатной осуществлялась быстро (за 1—1,5 мин).

В природных условиях в большинстве случаев температура гидротермальных растворов и образующихся из них минералов понижается медленно, и твердые растворы распадаются на фазы (станин и сфалерит, сфалерит и халькопирит и т. д.). Однако в некоторых случаях твердые растворы, очевидно, могут сохраняться и в природе, и тогда мы имеем дело с «высокооловянистыми» разностями сфалерита, как, например, в случае с образцами из рудопоявлений Придорожного (0,51% Sn) или Эге-Хайского

(обр. 282). Остальные образцы, по данным локального анализа, содержат олова меньше возможных предельных концентраций, что, видимо, свидетельствует о распаде твердых растворов. Обычное присутствие мелкой эмульсионной вкрапленности станнина или его оторочек подтверждает этот вывод.

Валовые содержания олова в мономинеральных пробах, по данным количественного спектрального или химического анализов, обычно выше локальных, поскольку неизбежно включают продукты распада. С этой точки зрения интересен образец сфалерита К-1 из Кестерского месторождения, содержащий, по данным валовых анализов, до 1,89—2,16% Sn. Высокая температура его формирования (см. табл. 4, рис. 4) находится в хорошем соответствии с этим фактом. Но, по-видимому, все это олово существует в виде мелких выделений станнина, являющихся результатом распада твердого раствора, поскольку локальный анализ не выявляет высоких концентраций Sn.

Относительно характера нахождения олова в сфалеритах на основании локальных рентгеноспектральных анализов можно отметить отчетливую корреляцию между содержанием олова и меди, что не противоречит основному выводу о станниновой природе олова в сфалерите, однако величина отношений меди к олову варьирует в широких пределах.

На основании изложенного можно сделать следующие выводы. Сфалериты, находящиеся в ассоциации со станнином, могут содержать и в случае быстрого охлаждения сохранять до 2% и более олова, входящего в них, вероятно, в виде станниновой молекулы. Содержание олова в сфалерите в ассоциации со станнином увеличивается с ростом температуры формирования и возрастанием железистости сфалерита.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бетехтин А. Г. Минералогия. М. Госгеолтехиздат, 1959.
2. Добровольская М. Г., Боярская Р. В. Сфалерит с высоким содержанием олова в рудах Благодатского месторождения (Восточное Забайкалье). — Геология рудных месторождений, 1968, № 6, с. 95—101.
3. Иванов В. В., Пятенко Ю. А. О так называемом кестерите. — Зап. Всес. минералог. общ-ва, 1959, № 2, с. 165—168.
4. Некрасов И. Я., Сорокин В. И., Осадчий Е. Г. Распределение железа и цинка между сфалеритом и станнином при $T=300-500^\circ\text{C}$ и $P=1$ кбар. — Докл. АН СССР, т. 226, № 5, 1976, с. 1166—1168.
5. Об оловоносности сфалерита (по геологическим и экспериментальным данным) /И. Я. Некрасов, В. И. Сорокин и др. — Сов. геология, 1974, № 2, с. 49—59.
6. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М., Инстр. лит., 1962.
7. Сорокин В. И., Некрасов И. Я., Осадчий Е. Г. Ассоциация сфалерит—станнин и ее применение в целях геотермометрии. — Бюл. МОИП, 1976, № 6, с. 139.
8. Экспериментальное изучение системы Sn—Zn при $350-500^\circ\text{C}$ в гидротермальных условиях /И. Я. Некрасов, В. И. Сорокин и др. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии, вып. VI. М., Наука, 1976.
9. Lee J. Y. Experimental investigation of the condensed stannine—sphalerite system in relation ores. — Thesis Heidelberg University, 1972, p. 58.
10. Moh G. H. Tin-containing systems. Pt. 2. The Fe—Sn—S—O system and mineral assemblages in ores. — Chemie der Erde, 1975, N. 34, S. 78—97.

УДК 551.734 : 564.391.001.33(477.52)

Г. П. ЛЯШЕНКО (ВНИГНИ)

Зональное расчленение девона Днепровско-Донецкой впадины по кониконхам

Кониконхи (тентакулиты, новакии и стилиолины) — давно вымершие мелкие морские организмы с узкокониической формой раковины, обитавшие в силурийских и девонских морях всего земного шара. Большинство групп кониконх обладает хорошо скульптурированной раковиной, покрытой поперечными кольцами или пережками и раздутыми, а также продольными ребрами или бороздками. Раньше кониконхи, вследствие слабой изученности, почти не имели стратиграфического значения. Время существования видов кониконх было коротким, благодаря чему они дают много руководящих форм, характерных для drobных стратиграфических подразделений или их частей. Автором, а также рядом советских и зарубежных исследователей описано большое число видов, родов, семейств и других таксонов кониконх, доказано их важное стратиграфическое значение.

В девоне СССР и зарубежных стран выделено несколько десятков кониконховых зон. В 1965 г. автором опубликована статья по кониконховым зонам девона Русской

платформы и западного склона Урала [2]. В ней, а также в других работах автора [1], в девоне Русской платформы и Урала установлено около 30 кониконховых зон, облегчающих определение возраста и сопоставление drobных стратиграфических подразделений различных регионов европейской части СССР. К сожалению, в этих публикациях отсутствуют данные по кониконхам Днепровско-Донецкой впадины, хотя, как показало их изучение, кониконхи довольно широко распространены в указанном регионе и играют важную роль в палеонтологической характеристике девонских отложений. Настоящая статья в какой-то мере восполняет этот пробел.

Девонским отложениям Днепровско-Донецкой впадины свойственны большая изменчивость литологического состава и фауны, затрудняющие точную корреляцию отложений как в самой впадине, так и с разновозрастными толщами прилегающих районов. При проведении здесь нефтепоисковых работ геологами отобраны образцы пород с кониконхами, переданные автору для изучения. Оказалось, что кониконхами охарактеризованы почти все стратиграфические подразделения живетского и франского ярусов впадины. Большинство видов кониконх являлись старыми, описанными в основном для центральных областей Русской платформы. Это дало возможность произвести привязку местных стратиграфических подразделений, установленных В. А. Хоменко и А. И. Ляшенко [3], к кониконховым зонам Русской платформы и уточнить корреляцию подразделений с разрезами центральных областей платформы.

Ниже показано стратиграфическое распространение кониконх в девонских отложениях Днепровско-Донецкой впадины, произведены привязка их к кониконховым зонам Русской платформы и сопоставление с горизонтами ее центральных областей (см. таблицу).

Живетский ярус. Вишняковская свита. Под этим названием В. А. Хоменко и А. И. Ляшенко выделена толща преимущественно песчано-глинистых и карбонатно-глинистых пород, охарактеризованных живетской фауной брахиопод, остракод и других групп. Из кониконх отсюда определен зональный вид *Denticulites ljaschenko* (G. Ljasch.), типичный для одноименной нижней кониконховой зоны собственно старооскольского горизонта — в узком понимании, без воробьевского и розаевского (муллинского) горизонтов (Белоцерковская св. 232, интервал 2270—2275 м) и др.

Вид *Oskolites baituganicus* (G. Ljasch.), характеризующий одноименную верхнюю кониконховую зону собственно старооскольского горизонта центральных и восточных областей платформы, встречен в отложениях вишняковской свиты как на юго-западе впадины на Белоцерковском выступе (Полтавская область, с. Березовка, скв. 234, интервал 2750—2755 м) и др., так и на севере в Черниговской области (с. Грибова Рудня, скв. 2, интервал 2613—2627 м) и др. Находки зональных видов кониконх, свойственных старооскольскому горизонту, позволяют сопоставить породы вишняковской свиты со старооскольским горизонтом, в понимании Д. В. Наливкина и А. И. Ляшенко, т. е. без воробьевских и розаевских (муллинских) отложений, или с ардатовскими слоями Унифицированной схемы 1962—1965 гг.

Франский ярус. Нижнефранский подъярус. Отложения подъяруса подразделены на остоповскую и стефановскую свиты.

Остоповская свита. В ее нижней части залегают терригенные песчано-глинистые отложения, почти лишенные фауны, в верхней — доминируют алевролиты и глины с прослоями глинистого известняка, содержащие остатки морской фауны брахиопод, кониконх, остракод и др.

Из кониконх отсюда определены зональные виды тиманского горизонта — *Dicricoconus verchovensis* (G. Ljasch.) и *Homotenus cf. tikhyi* G. Ljasch. (Полтавская область, с. Колайдинцы, скв. 220, интервал 2990—2994 м) и др. Находки зональных видов кониконх, характерных для тиманского горизонта, позволяют сопоставить верхнюю часть остоповской свиты с тиманским горизонтом центральных и восточных областей Русской платформы и Южного Тимана (по схеме А. И. Ляшенко). В Унифицированной схеме 1962—1965 гг. эти отложения соответствуют верхней части кыновского горизонта.

Стефановская свита. В составе свиты преобладают зеленовато-серые известковые мергели и глины, содержащие брахиоподы, кониконхи, остракоды и другие группы фауны. Брахиоподы, по данным А. И. Ляшенко, представлены смешанным комплексом, включающим виды, типичные для отложений новоспаского и хворостанского горизонтов центральных областей платформы, псковско-чудовских слоев Главного девонского поля и некоторых местных видов.

Из пород свиты определены кониконхи *Issites solnzevi* (G. Ljasch.) и *Homotenus acutus* G. Ljasch., характерные для одноименной зоны, которая соответствует хворостанскому горизонту центральных областей платформы, саргаевскому горизонту Волго-Уральской области и устьерегской свите Тимана. Указанные кониконхи встречаются на юго-западе (Полтавская область, с. Белоцерковка, скв. 230, интервал 1957—1961 м и скв. Березняки Р-1, интервал 1927—1932 м) и севере (Черниговская область, с. Мрин, скв. 212, интервал 4136—4143 м и др.) Днепровско-Донецкой впадины. Находка зональных видов кониконх в отложениях стефановской свиты, несмотря на некоторое своеобразие комплекса брахиопод, позволяет сопоставить эту свиту с

Корреляция живецких и франских отложений девона Днепровско-Донецкой впадины с кониконховыми зонами и горизонтами центральных областей Русской платформы

Ярус	Подъярус	Днепровско-Донецкая впадина (свита, слой)	Русская платформа (кониконховая зона, номер зонального вида)	Центральные области Русской платформы (горизонт)
Франский	Верхний	Руднянская 1, 6, 7	<i>Polycylindrites nalivkini</i> — 6 <i>Rossiites tichomirovi</i> — 7	Нижневоронежский 1, 6, 7
		Голтвинская 2, 3	<i>Multiconus schimanskii</i> — 8	Алатырский 2, 8
	Средний	Балаклейские 4, 5, 10	<i>Homoctenus tenuicinctus</i> — 9	Семилукский 4, 5, 9, 10, 11
			<i>Turmoctenus ilmenicus</i> — 10	
			<i>Polycylindrites menneri</i> — 11	
	Лоевская	Ловинские 14	<i>Styliolina domanicense</i> — 12	Рудкинский 12, 13, 14
			<i>Homoctenus krestovnikovii</i> — 13 <i>Rossiites lanciformis</i> — 14	
	Нижний	Степановская 15, 16	<i>Issites solnzevi</i> — 15 <i>Homoctenus acutus</i> — 16	Хворостанский 15, 16
		Остаповская 17, 19	<i>Homoctenus tikhyi</i> — 17 <i>Homoctenus kikinensis</i> — 18	Цигровский надгоризонт
			<i>Dicricoconus verchovenssis</i> — 19	
			<i>Viriarella gainica</i> — 20	
			Кониконхи не изучены	
Живецкий		Кониконхи не установлены	<i>Pseudoporites tagangaevi</i> — 21 <i>Viriarella inflata</i> — 22	Розаевский 21
			<i>Oskolites baituganicus</i> — 23 <i>Viriarella kinelensis</i> — 24	Старооскольский 23, 24, 25, 26
			<i>Denticulites ljaschenkoi</i> — 25 <i>Viriarella kasanlensis</i> — 26	
		Кониконхи не установлены	<i>Dicricoconus mesodevonicus</i> — 27 <i>Viriarella vorobjensis</i> — 28	Воробьевский 27, 28

Примечание. Сопутствующие виды: *Homoctenus voronensis* G. Ljasch.—1, *Turmoctenus lyskovensis* G. Ljasch.—2, *Flabellites ukrainicus* G. Ljasch.—3, *Rossiites longulus* G. Ljasch.—4, *Donites semilukianus* (G. Ljasch.)—5. Зональные виды (6—28) выделены полужирным шрифтом.

хворостанским горизонтом центральных и саргаевским горизонтом восточных областей Русской платформы.

Среднефранский подъярус. К данному подъярису относятся образования лоевской и условно голтвинской свит.

Лоевская свита, по В. А. Хоменко и А. И. Ляшенко, подразделяется на ловинские и балаклейские слои. Ловинские слои сложены темно-серыми и зеленовато-серыми аргиллитами, мергелями и известняками, охарактеризованными фауной брахиопод, кониконх и других групп. Брахиоподы, по мнению А. И. Ляшенко, близки к формам из рудкинского горизонта центральных областей платформы. Встречены кониконхи *Rossiites lanciformis* (G. Ljasch.) (Черниговская область, с. Грибова Рудня, скв. 1, интервал 2669—2679 м; Харьковская область, Радянская площадь, скв. 1, интервал 2938—2940 м и др.). Указанный вид входит в состав зонального комплекса кониконховой зоны *Homoctenus krestovnikovii* G. Ljasch. и *Styliolina domanicense* G. Ljasch., включающей рудкинский и доманиковский горизонты центральных и восточных областей Русской платформы. Это позволяет сопоставить ловинские слои с отложениями рудкинского горизонта центральных областей Русской платформы (по схеме А. И. Ляшенко) или нижнесемилукского подгоризонта Унифицированной схемы стратиграфии девонских отложений Русской платформы 1962—1965 гг. [4].

Балаклейские слои установлены во многих разрезах юго-западной, восточной и северной частей впадины. Они представлены в основном зеленовато-серыми глинистыми известняками, мергелями и глинами, охарактеризованными богатой фауной брахиопод, кониконх, кораллов, остракод и др. А. И. Ляшенко отсюда определены брахиоподы, близкие к формам из собственно семилукского горизонта центральных областей платформы (верхнесемилукский подгоризонт Унифицированной схемы 1962—1965 гг.).

На Белоцерковской площади в разрезах скважин 233 (интервал 2457—2472 м) и 230 (интервал 1900—1908 м) обнаружены зональный и сопутствующий виды *Turmoctenus ilmenicus* (G. Ljasch.) и *Rossiites longulus* G. Ljasch., на Радянской площади в разрезе скв. 1 интервал 2907—2912 м — *Donites semilukianus* (G. Ljasch.), типичные для собственно семилукского горизонта центральных областей Русской платформы. Наличие в балаклейских слоях зонального и сопутствующего видов зон *Homoctenus tenuicinctus* и *Turmoctenus ilmenicus* позволяет отнести слои к этим зонам и сопоставить их с семилукским горизонтом центральных областей Русской платформы, по схеме А. И. Ляшенко (верхнесемилукский подгоризонт Унифицированной схемы 1962—1965 гг.).

Голтвинская свита сложена терригенными или вулканогенно-пирокластическими породами, местами с включениями карбонатных разностей, содержащих фауну. По данным А. И. Ляшенко, отложения голтвинской свиты охарактеризованы небогатой фауной, близкой к фауне алатырского горизонта центральных областей Русской платформы. Кониконхи, встреченные в породах этой свиты, принадлежат к родам *Polycylindrites*, *Turmoctenus*, *Flabellites*. Среди них определены: *Turmoctenus lyskovensis* G. Ljasch. и *Flabellites ukrainicus* G. Ljasch. (г. Брусилы, скв. 2Р, интервал 2640—2645 м и др.). Первый вид входит в состав сопутствующего комплекса зоны *Multiconus schimanskii*, приуроченного к алатырскому горизонту, второй является новым. Кроме перечисленных видов, в рассматриваемых образованиях присутствуют еще не описанные виды родов *Homoctenus* и *Polycylindrites*, близкие к алатырским и нижневоронежским видам (с. Колайдинцы, скв. 220, интервалы 2716—2719 и 2749—2750 м и др.). Находка *Turmoctenus lyskovensis* G. Ljasch. в породах голтвинской свиты позволяет сопоставить последнюю с алатырским горизонтом центральных областей платформы (буревский горизонт Унифицированной схемы 1962—1965 гг.).

Верхнефранский подъярус. Руднянская свита подстилает верхнефранскую соленосную толщу, выделенную в исачковский комплекс. Сложена свита сульфатно-глинисто-карбонатными породами, в нижней части — темно-зеленовато-серыми известковыми аргиллитами с остатками фауны брахиопод, пелеципод, остракод, гастропод, кониконх, фораминифер, водорослей бактринов, ракообразных и др. Брахиоподы, по данным А. И. Ляшенко, характерны для нижневоронежского (губаревского) горизонта.

В породах свиты кониконхи широко распространены. В разрезах ряда скважин отмечены зональные виды *Polycylindrites nalivkini* G. Ljasch. и *Rossiites tichomirovi* G. Ljasch., а также *Homoctenus voronensis* G. Ljasch. и несколько новых, еще не опубликованных видов, которые придают определенное своеобразие всему комплексу фауны руднянской свиты.

Данный комплекс кониконх встречен в разрезах многих скважин как на юге, так и на севере Днепровско-Донецкой впадины: скв. 234, Полтавская область, с. Березовка, интервалы 2206—2214, 2214—2222 и 2145—2150 м; скв. 21, Белоцерковская площадь, интервал 2583—2586 м; скв. 232, интервал 1565—1570 и 1535—1540 м; скв. 233, интервалы 2226—2234 и 2245—2253 м; скв. 7, с. Петровцы, интервал 2876—2891 м; скв. 2, Черниговская область, с. Грибова Рудня, интервалы 2361—2370, 2376—2389 и 2431—2439 м; скв. 4, интервалы 2168—2176, 2176—2183 и 2192—2200 м; скв. 217, интервалы 2626—2632 и 2631—2636 м, а также скважины профиля Сорошичи—Репки;

скв. 654, интервалы 1439—1446 и 1446—1455 м и др. Находка в руднянской свите зональных и сопутствующих видов позволяет отнести эти отложения к зоне Polycylindrites palivkini и Rossiites tichomirovi и сопоставить их с нижневоронежским (губаревским) горизонтом центральных областей Русской платформы, для которого характерна указанная зона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ляшенко Г. П. Кониконхи девона центральных и восточных областей Русской платформы. Л., Гостоптехиздат, 1959.
2. Ляшенко Г. П. Кониконховые зоны в девоне Русской платформы и западного склона Урала. — Сов. геология, 1965, № 8, с. 97—108.
3. Хоменко В. А., Ляшенко О. И. Днепровско-Донецкая западина. — В кн.: Стратиграфия УРСР, т. IV, ч. 2. Київ, Наукова думка, 1974, с. 121—161.
4. Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы, 1962 г. М., ГУГК, 1965.

УДК 550.8.072 : 553.435

М. Н. СТОЛПНЕР (НПО «Геофизика»)

Моделирование колчеданных месторождений при геофизических поисках

Под физико-геологической моделью объекта геофизических поисков Г. С. Вахромеевым понимается «абстрактное возмущающее тело, размеры, форма и физические свойства которого с той или иной степенью приближения аппроксимируют реальные геологические и рудные образования, подлежащие обнаружению» [2, с. 30]. Рассматривая в качестве объекта поисков не отдельное рудное тело (зону), а месторождение в целом, данное представление, очевидно, необходимо расширить. Под физико-геологической моделью эндогенного рудного месторождения, по нашему мнению, следует понимать трехмерную абстрактную обобщающую физико-геометрическую модель ограниченного блока земной коры, размеры, конфигурация и физические свойства геологических тел которого аппроксимируют совокупность рудных масс, околорудных метасоматитов, рудовмещающих и перекрывающих пород, т. е. всех реальных элементов геологического строения, определяющих эффективность геофизических поисков, методику полевых исследований и принципы геологической интерпретации измеренных физических полей.

Геологические особенности колчеданных месторождений в настоящее время изучены всесторонне [10]. Физические свойства горных пород медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений Урала, Рудного Алтая и других провинций СССР изучались и обобщались многими исследователями [6, 8, 9, 11, 12]. Наиболее полно изучены плотность и электрические свойства пород колчеданных месторождений Урала и Рудного Алтая, магнитные свойства изучены слабее, а упругие — в весьма ограниченных объемах. Имеющиеся геологические и петрофизические данные позволяют представить в первом приближении вариант физико-геологической модели колчеданных месторождений Урала, применимый, очевидно, и для колчеданных месторождений в вулканогенно-осадочных толщах других провинций (рис. 1). Интервалы вероятных значений физических параметров пород, составляющих указанную модель, приведены в таблице.

Линзовидная залежь массивных и прожилково-вкрапленных колчеданных руд, имеющая мощность десятки метров и размеры по падению и простиранию первые сотни метров, залегает среди гидротермально-метасоматически измененных (серицитизированных, частично хлоритизированных, окварцованных и сульфидизированных) пород. Условно выделяемое тело метасоматитов по размерам (в сечении) в несколько раз превышает промышленную рудную залежь. Массивные руды залегают асимметрично среди блока метасоматитов, приближаясь к его верхней бортовой зоне. Подмечено [8, 11], что относительно большее распространение метасоматитов вверх от оруденения типично либо для крутопадающих, либо для столбообразных залежей, образованных многоярусными по вертикали рудными телами. Такая особенность, очевидно, свидетельствует о локализации оруденения непосредственно в зоне рудопродводящего канала — дорудного тектонического нарушения.

Рудные залежи и окружающие их гидротермально-метасоматически измененные породы залегают среди продуктивных кислых вулканогенно-осадочных пород часто под экраном либо вулканитов андезито-базальтового состава надрудной толщи, либо основных дифференциатов (спилитов, базальтов и т. д.) продуктивной толщи. Во многих рудных районах палеозойские продуктивные комплексы вулканогенно-осадочных пород и толщи надрудных вулканитов трансгрессивно перекрыты морскими и конти-

нентальными осадками мезо-кайнозоя мощностью 10—100 м и более, что также учтено в представленной физико-геологической модели (см. рис. 1).

При поисках колчеданных месторождений геофизическими методами объектом индикации являются как рудные залежи, так и окружающие их минерализованные метасоматиты. Те и другие по физическим параметрам контрастны по отношению к рудовмещающим кислым вулканитам и обуславливают различный аномальный эффект в зависимости от применяемого геофизического метода. Так, методом переходных процессов регистрируется аномальный эффект, создаваемый за счет массивных и прожилковых сульфидов рудной залежи; аномалии вызванной поляризации обусловлены в основном сульфидной минерализацией зоны метасоматитов; локальные аномалии силы тяжести отражают суммарное влияние рудной залежи и ореола сульфидной минерализации. Сульфидная минерализация создает от 15 до 70% аномального гравитационного эффекта, наблюдаемого над колчеданными месторождениями Урала [11]. К сходным выводам приходят исследователи, анализировавшие поисковые возможности гравиразведки для колчеданных месторождений Рудного Алтая [7].

Физико-геологическая модель колчеданных месторождений свидетельствует о возможности использования для их поисков электроразведки, гравиразведки и в ряде случаев магниторазведки. На месторождениях Южного Урала размеры горизонтальных проекций рудных залежей (зон) совместно с ореолом мине-

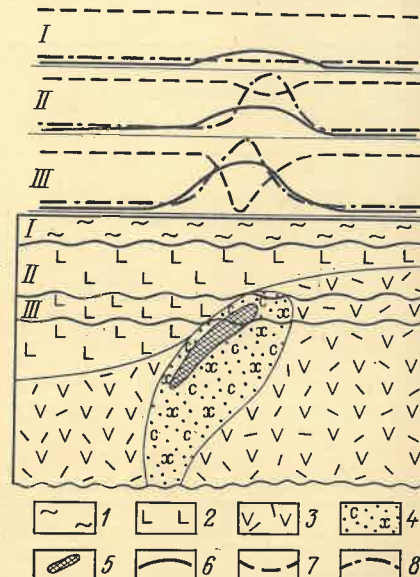


Рис. 1. Разрез физико-геологической модели колчеданного месторождения и графики ожидаемых геофизических аномалий при различном положении уровня эрозийного среза палеозойских вулканогенно-осадочных пород

1 — покровные мезо-кайнозойские отложения; 2 — надрудная толща андезито-базальтового состава; 3 — кислые рудовмещающие вулканиты; 4 — гидротермально измененные серицит-хлоритовые породы с сульфидной минерализацией; 5 — массивные и прожилковые колчеданные руды; 6—8 — графики соответственно Δg , ρ и η ; I—III — положения уровней эрозийного среза

рализованных метасоматитов варьирует в пределах 100—300×200—1000 м². Соответственно геофизические поиски колчеданных месторождений должны производиться в масштабах 1 : 10 000—1 : 25 000.

Эффективность геофизического поискового комплекса, как и других видов поисков (геохимических, геологических), зависит от мощности покровных осадочных отложений, эродированности месторождений и глубины их залегания. Увеличение мощности покровных осадочных отложений, являющихся низкоомным электрическим экраном (см. рис. 1, таблицу), снижает разрешающую способность электроразведки. Рельеф подошвы покровных осадков (четко выраженной электрической границы) в значительной мере определяет уровень помех, на фоне которого необходимо выявлять аномалии, обусловленные месторождениями.

Рельеф подошвы покровных мезо-кайнозойских отложений и морфология границы между надрудной андезито-базальтовой и рудовмещающей кислой вулканогенно-осадочными толщами, являющиеся гравитирующими границами (см. таблицу), в значительной степени определяют аномальный фон, а следовательно и поисковые возможности гравиразведки. Положение эрозийного среза, отражающее в частности взаимоотношения между андезито-базальтовыми и кислыми вулканитами, обуславливает уровень и характер магнитного поля. Нами проанализировано распределение магнитного поля (данные съемок масштаба 1 : 10 000—1 : 25 000) для 29 известных колчеданных месторождений Южного Урала. В пределах большинства из них наблюдается пониженное отрицательное аномальное магнитное поле, свидетельствующее о выходе на эрозийную поверхность преимущественно продуктивных кислых вулканогенно-осадочных образований (рис. 2, а). Локальные минимумы, фиксируемые над несколькими месторождениями, приурочены либо к вулканогенным брахиантиклиналям, ядра которых сложены кислыми вулканитами, либо к выходам на эрозийный срез практически немагнитных околорудных метасоматитов. Локальные магнитные максимумы зарегистрированы над эродированными месторождениями (Озерное и ряд месторождений Западного Мугоджар), отличающимися существенными концентрациями лиротина и магнетита в рудных залежах и метасоматитах (см. таблицу, рис. 2, а).

Физические свойства пород и руд медноколчеданных месторождений Урала

Порода	ρ , Ом·м	η , %	σ , г/см ³	χ , $n \cdot 10^6$ СГС
Покровные осадочные отложения	10—100	—	1,00—2,40	0—30
Вулканы андезито-базальтового состава (надрудная толща)	$3 \cdot 10^3$ — $7 \cdot 10^3$	1—3	2,75—2,90	$n \cdot 10$ — $n \cdot 100$
Кислые рудовмещающие вулканы	$1 \cdot 10^3$ — $3 \cdot 10^3$	2—10	2,55—2,75	0—20
Гидротермально-метасоматически измененные породы окolorудной зоны	25—1000	5—40	2,80—3,30	0—5 $n \cdot 10$ — $n \cdot 100$
Колчеданные руды	0,1—100	>40	3,50—4,60	0 $n \cdot 1000$

Примечание. Для метасоматитов и руд в знаменателях приведены значения χ пирротин-магнетит-содержащих месторождений.

На рис. 1 схематично (без учета влияния морфологии, границы мезо-кайнозойских и палеозойских образований, а также границы основных и кислых вулканитов), показана общая зависимость характера графиков Δg , ρ_k и h_k , ожидаемых над колчеданным месторождением, от положения уровня эрозионного среза вулканогенно-осадочных пород. По мере увеличения глубины залегания рудного тела за счет более высокого уровня эрозионной поверхности интенсивность аномалий падает. Амплитуда гравитационной аномалии, как известно [12], также зависит от глубины залегания и от избыточной массы (запасов) месторождения. Отмеченная закономерность подтверждается распределением по интенсивности локальных гравитационных аномалий, зафиксированных над 34 известными колчеданными месторождениями Урала (см. рис. 2, б). Большинство крупнейших колчеданных месторождений отмечается локальными аномалиями силы тяжести амплитудой свыше 1 мгал.

Физико-геологическая модель отражает зависимость эффективности поисковых геофизических методов от глубины залегания месторождений, что подтверждается гистограммами, построенными на фактических материалах для месторождений Южного Урала* (рис. 3). При построении гистограмм аномалии разбиты на три следующие группы:

1) контрастные — электрические аномалии, соответствующие рудным залежам крупных месторождений (в связи с нерудными объектами встречаются крайне редко) и локальные аномалии силы тяжести с амплитудой более 1,5 мгал;

2) отчетливые — уверенно выделяемые искажения электрических полей, сопоставимые с влиянием нерудных геологических неоднородностей и аномалии силы тяжести интенсивностью 0,5—1,5 мгал;

3) слабые — электрические аномалии, распознавание которых на фоне помех практически невозможно, и гравитационные аномалии до 0,5 мгал.

Из сопоставления гистограмм следует, что наиболее эффективными при поисках колчеданных месторождений являются методы вызванной поляризации, переходных процессов и гравиразведки, причем два последних характеризуются относительно большей глубиной исследований. Методами ВП, ПП и гравиразведки исследуются различные физические параметры пород (удельное электрическое сопротивление, электрохимическая активность и плотность), поэтому включение их в рациональный комплекс геофизических поисков колчеданных месторождений представляется необходимым.

* При построении гистограмм для методов электроразведки частично использованы выборки, сделанные А. М. Виноградовым [3].

Зависимость эффективности поисковых работ на Урале от наличия покровных осадков мезо-кайнозоя и степени эродированности месторождений косвенно подтверждается и другими эмпирическими данными. Так, по А. М. Виноградову, из 32 рудных полей колчеданных месторождений Южного Урала 14 находятся на площадях с незначительной (до 10 м) мощностью четвертичных отложений, 13 на участках с мощностью мезо-кайнозойского покрова от 10 до 30 м и лишь 5 — перекрыты осадочными образованиями мощностью более 30 м. В 20 из указанных месторождений эрозией вскрыты рудные залежи, в 10 — эродированы окolorудные метасоматиты, и лишь два месторождения (Подольское и Чебачье) являются полностью скрытыми. Эти данные несомненно являются свидетельством значительных перспектив меднорудных районов Урала в отношении погребенных и скрытопогребенных колчеданных месторождений.

Рис. 2. Гистограммы распределения интенсивности магнитного (а) и локального гравитационного (б) полей в районе колчеданных месторождений Урала

1 — число месторождений в выборке, 2 — локальные минимумы, 3 — локальные максимумы магнитного поля, 4 — промышленные месторождения

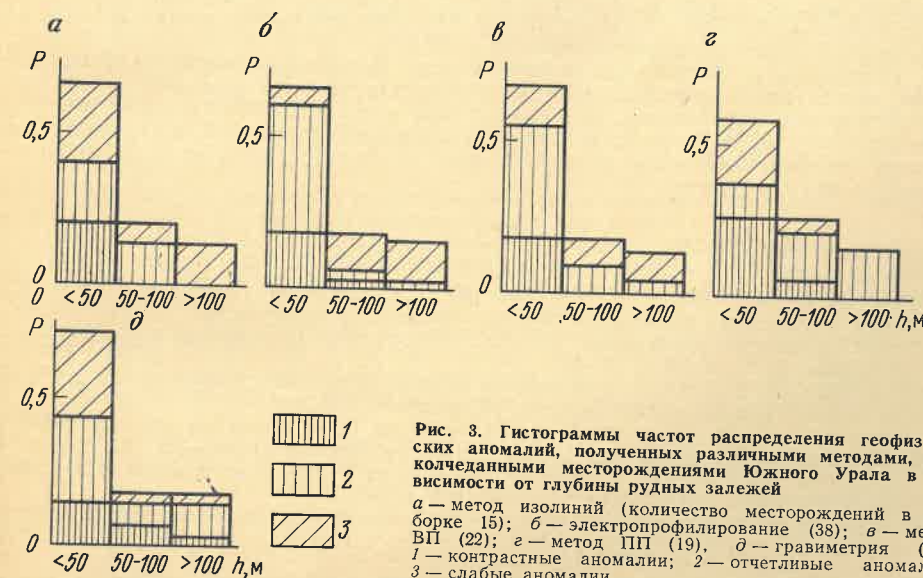
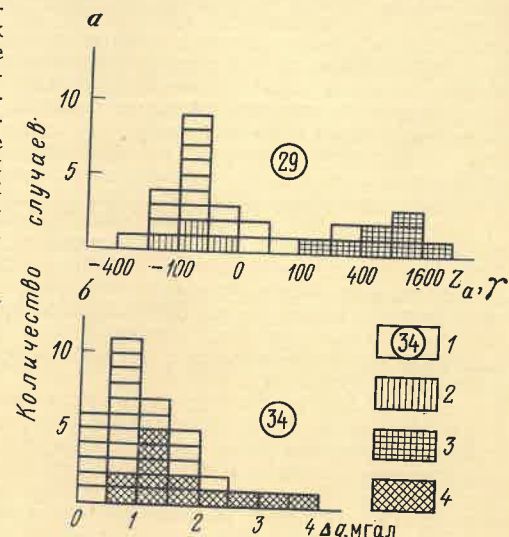


Рис. 3. Гистограммы частот распределения геофизических аномалий, полученных различными методами, над колчеданными месторождениями Южного Урала в зависимости от глубины рудных залежей

а — метод изолиний (количество месторождений в выборке 15); б — электропрофилирование (38); в — метод ВП (22); з — метод ПП (19), д — гравиметрия (28); 1 — контрастные аномалии; 2 — отчетливые аномалии; 3 — слабые аномалии

Задача непосредственных поисков скрытопогребенных месторождений (см. рис. 1, уровень эрозионного среза — 1) по аномалиям от оруденения и метасоматитов, фиксируемым на дневной поверхности, чрезвычайно сложна, а подчас и неразрешима. Для поисков таких месторождений, очевидно, необходимо крупномасштабное прогнозирование рудоносных блоков по геолого-геофизическим данным и последующее изучение выделенных блоков редкой сетью структурно-поисковых скважин, сопровождающееся широким комплексом скважинных геофизических исследований. Эффективность подобного подхода убедительно доказана геологами Башкирии, открывшими глубоко залегающее скрытопогребенное Подольское медноколчеданное месторождение [1, 4, 5].

Пригодность предлагаемой физико-геологической модели колчеданных месторождений для оценки поисковой эффективности геофизических методов, помимо приве-

денных статистических данных, может быть подтверждена многочисленными конкретными примерами. Рассмотрим два из них.

Озерное медноколчеданное месторождение Верхнеуральского рудного района отвечает физико-геологической модели, когда уровень эрозионного среза занимает положение II (см. рис. 1). Месторождение открыто в процессе комплексных геолого-геофизических исследований и состоит из трех слепых рудных залежей на глубинах 120—180 м. Наиболее крупная из них имеет форму пологой изометричной линзы; размеры ее по падению и простиранию до 400 м; мощность от единиц до 150 м. Сплошные и прожилково-вкрапленные промышленные руды характеризуются вертикальной зональностью (вверху сфалерит-пиритовые, ниже халькопирит-сфалерит-пиритовые и затем халькопирит-пирротинные) и сопровождаются ореолами метасоматитов и сульфидной минерализации, наиболее интенсивными в лежащем боку рудного тела, распространяющимися вверх до эрозионного среза. Западнее эродированной зоны метасоматитов кислые рудовмещающие породы перекрываются андезитовыми порфиритами. Мощность покровных мезо-кайнозойских отложений достигает 40 м, а кор выветривания — около 50 м.

В соответствии с описанной выше физико-геологической моделью месторождение фиксируется локальной магнитной аномалией до 150 γ, аномалией поляризуемости (2% над фоном), ослабленной экранирующим влиянием 90-метровой толщи низкотемпературных осадков мезо-кайнозоя и кор выветривания, а также локальной аномалией силы тяжести более чем на 50% обусловленной зоной минерализованных метасоматитов. По результатам ВЭЗ месторождение проявляется очень слабо при разносах $AB > 1000$ м, однако в связи с эрозией надрудной электропроводной зоны оно отчетливо фиксируется МПП.

Чебачье месторождение, также находящееся в Верхнеуральском районе, залегает на глубине около 300 м и открыто в результате проверки бурением малоинтенсивной локальной аномалии силы тяжести. Оно относится к категории скрытопогребенных и соответствует модели с положением эрозионного среза I (см. рис. 1). Пологая рудная залежь мощностью порядка 50—70 м залегает среди продуктивной толщи липарито-дацитов. Продуктивные породы перекрыты карбонатно-вулканогенной надрудной толщей мощностью более 200 м и 30-метровым чехлом мезо-кайнозойских осадков. Месторождение, как и следует из физико-геологической модели его, зафиксировано лишь гравитационным методом и методом заряда. Методом переходных процессов не выявлены аномалии даже при размерах петли 600×600 м.

Предлагаемая физико-геологическая модель колчеданного месторождения, очевидно, может использоваться в качестве основы для расчетов физических полей над месторождением, необходимых при определении методики геофизических поисков и при интерпретации полученных данных геофизических исследований. При этом в нее должны вноситься коррективы, соответствующие конкретным физико-геологическим условиям изучаемого района.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Болотин Ю. А., Вурц И. И., Караваев И. Н. Скважинные геофизические исследования при поисках и разведке глубоко залегающих колчеданных руд на Южном Урале. — Экспресс-информация. ВИЭМС. Региональная разведочная и промысловая геофизика, 1977, № 10, с. 19—29.
2. Вахромеев Г. С. Основы методологии комплексирования геофизических методов при поисках рудных месторождений. М., Недра, 1978.
3. Виноградов А. М., Сапоцько Г. А., Виноградова В. Н. Критерии для прогнозирования и поисков колчеданных рудных полей на Южном Урале. — В кн.: Строение и развитие земной коры и структур рудных полей Урала по геофизическим данным. Свердловск, изд. УНЦ АН СССР, 1976, с. 50—54.
4. Клемин В. П., Семенов В. Д., Страхов В. И. Поиски глубоко залегающих медноколчеданных руд на Южном Урале. — Разведка и охрана недр, 1974, № 4, с. 20—23.
5. Клемин В. П., Чернова И. И. Проявление рудоконтролирующих структур Южного Урала в физических полях. — Разведка и охрана недр, 1975, № 10, с. 40—42.
6. Кунциков Б. К. Физические свойства окорудных пород на Узельгинском месторождении Молодежного рудного района (Южный Урал). — В кн.: Строение и развитие земной коры и структур рудных полей Урала по геофизическим данным. Свердловск, изд. УНЦ АН СССР, 1976, с. 55—61.
7. Некоторые зависимости изменения плотности горных пород и возможности высокоточной гравиразведки при поисках полиметаллов в северо-западной части Рудного Алтая/А. И. Каленицкий, Л. Ф. Демчук, Ю. В. Синдяев, В. Г. Демчук. — Труды СНИИГГИМС, 1971, вып. 136, с. 85—94.
8. Родионов П. Ф., Краснобаева А. Г. Основные особенности геоэлектрического строения колчеданных месторождений Урала. — Труды Ин-та геофизики Уральского филиала АН СССР, 1965, вып. 3, с. 155—168.

9. Семенов М. В. Основы поисков и изучения колчеданно-полиметаллических рудных полей геофизическими методами. Л., Недра, 1975.
10. Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., Недра, 1969.
11. Столлнер М. Н. К методике поисков колчеданных месторождений в Зауралье. — В кн.: Геофизические методы при крупномасштабном прогнозировании сульфидных месторождений. Л., Недра, 1970, с. 24—30.
12. Ярош А. Я., Поляков А. Б. Поиски и разведка медноколчеданных месторождений на Урале гравитационным методом. М., Госгеолтехиздат, 1963.

УДК 551.243(235.211-15)

А. АЛИЕВ (ИГЕМ АН СССР),
Ю. И. ДЫЩУК (Упр. геологии СМ ТаджССР)

Структурные особенности Икарского рудного района (Западный Памир)

За последнее время в геологической литературе освещены представления о сквозных рудоконцентрирующих структурах [4, 5]. Подобные системы нарушений имеют, как правило, древнее заложение и являются поперечными по отношению к господствующим структурам региона. Узлы пересечений этих структур с другими разломами обычно наиболее перспективны для скопления рудных элементов. Такие рудные узлы в пределах сквозных рудоконцентрирующих структур характеризуются длительностью эндогенных процессов, разнообразием магматических формаций, рудных элементов и их элементов-спутников [4]. Сходные структуры выделены и на территории Памира [1], где к ним приурочены несколько перспективных рудных районов, в частности район вольфрамового месторождения Икар и ряд сопутствующих ему рудопроявлений.

Икарский район расположен на юго-западном окончании зоны Центрального Памира, которая в этом месте имеет форму клина, обращенного острием к востоку. Он ограничен с севера Бартагским, а с юга долгоживущим глубинным Рушанско-Пшартским разломами [2]. Кроме того здесь проходит Даршайский поперечный субмеридиональный шов, сопровождающийся, по данным Л. Н. Афиногеновой [1], зонами милонитизации, катаклаза, телами мигматитов и анатектитов, а также субмеридиональными складками и разрывами. Этот разлом относится к сквозным рудоконцентрирующим структурам в понимании М. А. Фаворской, И. Н. Томсона и др. [5].

В настоящей статье нами предпринята попытка раскрыть внутреннее строение Икарского рудного района с помощью дешифрирования среднемасштабных аэрофотоснимков и данных по его геологии, магматизму и оруденению.

Наиболее древними в пределах описываемого района являются метаморфические породы гранито-гнейсового состава, возраст которых предположительно определяется как карбон-триасовый. Контакт их с фаунистически охарактеризованными песчано-сланцевыми отложениями вомарской свиты верхнетриасового — среднего возраста проходит по Рушанско-Пшартскому разлому. Вместе с вулканогенно-осадочными образованиями бартагской серии они слагают грабен-синклинорий северо-западного простирания [3]. Более молодые, магматические, породы представлены вулканогенно-осадочными отложениями бартагской серии и интрузивными породами сохчаровского комплекса [7].

Бартагская серия подразделяется на две свиты — баджударинскую и шуджандскую. Нижняя (баджударинская) сложена базальтами и андезито-базальтами, постепенно сменяющимися вверх по разрезу более кислыми разностями: андезито-дацитами, липаритами и их туфами. Базальты и андезито-базальты представляют собой темно-серые массивные породы с вкрапленниками плагиоклаза, реже пироксенов. Плагиоклаз присутствует в виде идиоморфных зерен, серицитизирован и эпидотизирован; пироксен представлен редкими измененными зернами. Вкрапленники занимают меньше половины объема породы. Основная масса сложена преимущественно микролитами плагиоклаза, а также мельчайшими зернами и прожилками эпидота; присутствует рудный минерал. На некоторых участках встречаются агломератовые лавы такого же состава.

Андезито-дациты, дациты и липариты содержат вкрапленники плагиоклаза, кварца и калиевого полевого шпата. Редко присутствует биотит. Основная масса сложена микролитами кварца и плагиоклаза, причем в более кислых разностях преобладает кварц. Туфы, заканчивающие разрез баджударинской свиты, содержат обломки кварца и полевого шпата; цементируются кислой основной массой.

Верхняя (шуджандская) свита сложена туфогенно-осадочными породами — туфами, туфопесчаниками, туфоконгломератами и туфовыми сланцами, образующими друг с другом постепенные переходы. Туфовый материал отвечает липарит-дацитам

и липаритам; обломки состоят из кварца, плагиоклаза, редко калиевого полевого шпата. Цемент кислого состава, однако вверх по разрезу постепенно начинает преобладать карбонатная и глинистая масса.

Породы бартагской серии повсеместно подвержены вторичным изменениям: карбонатизации, окварцеванию, эпидотизации; имеются проявления сульфидной минерализации. Примечательно, что по полноте членов контрастного ряда базальт—липарит бартагская серия не имеет аналогов среди вулканогенных пород Памира.

Относительно возраста рассматриваемых пород пока нет единого мнения. Высказывались предположения о юрском, юрско-раннемеловом, мел-раннепалеогеновом и палеогеновом времени их образования. В частности, В. И. Дронов [3], ссылаясь на присутствие остатков верхнемеловых рудистов в толще известняков, подстилающих породы баджударинской свиты, считает возраст пород бартагской серии палеогеновым. Х. С. Таджидинов [6] относит эти известняки к юрскому периоду, на основании чего им принимается меловой — нижнепалеогеновый возраст пород бартагской серии.

Сохчарвский комплекс объединяет несколько штокообразных интрузивных массивов (Сохчарвский, Бархуфский, Баджударинский, Риговдаринский), которые прорывают вулканы бартагской серии и сложены породами от габбро-диоритов до лейкократовых гранитов. Для них характерно проявление трех интрузивных фаз [7]. В первую образовались габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты и гранодиориты. Габбро-диориты и диориты сложены плагиоклазом (преобладает), пироксеном, редко амфиболом; в более кислых разностях пород появляется биотит и заметное количество кварца. Вторая (главная) интрузивная фаза представлена гранодиоритами и гранитами, минеральный состав которых следующий: плагиоклаз (преобладает), кварц, биотит, роговая обманка и калиевый полевой шпат; в гранитах с возрастом роли кварца уменьшается количество плагиоклаза. В третью фазу образовались плагиограниты и лейкократовые граниты. Для пород всех трех фаз характерны следующие акцессорные минералы: апатит, циркон, магнетит, рутил, ортит, турмалин, молибденит, пирит. Х. С. Таджидинов, исходя из близких особенностей минерального состава, химизма и геологического положения, объединяет вулканогенные образования бартагской серии и интрузивные породы сохчарвского комплекса в комагматическую ассоциацию.

Особое место среди магматических пород Икарского рудного района занимают «интрузивные» андезиты, которые почти всегда являются спутниками оруденения и связаны с андезито-базальтами баджударинской свиты постепенными переходами, отличаясь от них почти полной раскристаллизацией основной массы. Кроме того здесь развиты дайки крупнолещевых андезитов, прорывающие отложения бартагской серии. Состав их определяется крупными (до 2,5—3 см) вкрапленниками плагиоклаза и небольшим количеством пироксена и амфибола. Плагиоклаз представлен призматично-удлиненными зернами, серицитизирован и эпидотизирован. Пироксен и амфибол также разложены. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза и эпидотизированного стекла. Эти породы отличаются от андезито-базальтов баджударинской свиты гигантскими кристаллами плагиоклаза, занимающими почти половину их объема.

В рассматриваемом районе нами обнаружены дайки основного состава и выходы ультраосновных пород, возраст которых недостаточно ясен. Дайки развиты в верховьях сая Хушкдара (правого притока р. Хуф-Дара) среди выходов гранито-гнейсов. Они имеют широтное простирание и вертикальное падение, мощность около 2—3 м. Контакты их с гранито-гнейсами ровные, секущие. Дайки сложены массивными темносерыми андезито-базальтами, хорошо раскристаллизованными, сильно хлоритизированными и эпидотизированными. Относительно свежим минералом является плагиоклаз, представленный коротко-призматическими двойникованными зернами. Биотит частично или полностью замещен эпидот-хлоритовым агрегатом. Редкие зерна пироксена и амфибола замещены хлоритом. Отмечается рудный минерал.

Ультраосновные породы, установленные в верховьях р. Баджу-Дара, залегают среди гранито-гнейсов, контакты с которыми задернованы. Выход их имеет вид субмеридиональной гряды шириной около 100 м. Ультраосновные породы сложены преимущественно крупными (до 2 см) зернами амфибола и пироксеном. Амфибол по трещинкам спайности раздроблен на мелкие удлиненно-призматические зерна. Редкие зерна пироксена также частично раздроблены по трещинкам спайности, в результате чего имеют ромбовидную форму. В основной массе среди кристаллов амфибола и пироксена наблюдается равномернозернистый кварц-полевошпат-слюдистый агрегат, героятно, образовавшийся в результате вторичных процессов — грейзенизации и метаморфизма.

Из вышесказанного следует, что Икарский рудный район характеризуется большим разнообразием магматических проявлений как по составу, условиям образования, так и по возрасту. Здесь развиты вулканогенные, вулканогенно-осадочные, экструзивные, интрузивные и дайковые образования, состав которых варьирует от базальтов до риолитов и их туфов, а также от габбро-диоритов до лейкократовых гранитов.

Такое же разнообразие отмечается и в отношении рудопроявлений, находящихся в пределах Икарского района, которые отличаются полиформационностью и широким спектром рудных минералов. В частности на месторождении Икар минерализация пред-

ставлена пирротинном, пиритом, шеелитом, арсенопиритом, халькопиритом; подчиненное значение имеют сфалерит, галенит, молибденит, магнетит; редко встречаются леллингит, гематит, висмутин, а также арсениды кобальта. Образование их происходило в три сближенные во времени стадии: арсенопирит-шеелитовую, пирротин-халькопиритовую и полиметаллическую.

Таким образом, Икарский рудный район, расположенный в пределах выделенной Л. Н. Афиногеновой [1] Даршайской рудоконцентрирующей структуры, по особенностям магматизма и минерализации может быть отнесен к узлам повышенной эндогенной активности [8]. Одним из методов изучения подобных структур является анализ макротрещиноватости по космическим и высотным снимкам [4]. Этот метод и был применен нами при изучении Икарского рудного района. Исследования проводились с помощью аэрофотоснимков среднего масштаба. С целью выявления участков наибольшей тектонической проработки, перспективных для локализации оруденения, на аэрофотоснимках была отдешифрована макротрещиноватость по всей площади района. В качестве трещиноватости рассматривались линейные элементы разных направлений, которым соответствуют разломы, углубленные траншеи, гребни водораздельного масштаба, на которой трещины сгруппированы по их направлению, протяженности и частоте встречаемости на единицу площади (см. рисунок). Направления простирания выделенных на схеме линейных элементов самые различные (меридиональные, широтные, северо-западные, северо-восточные), однако преобладают меридиональные и широтные. Протяженность линейных элементов — от первых до первых десятков километров, при средней протяженности 8—12 км. Неравномерно также распределение трещин на единицу площади высокая, трещины имеют, как правило, небольшую протяженность, но направления простирания их весьма разнообразны. Это свидетельствует о наличии в них зон повышенной тектонической проработки. Особенно интересны места пересечений линейных элементов разных направлений.

Анализ указанных выше особенностей трещин позволил выделить (см. рисунок): одиночные разломы, под которыми понимаются протяженные линейные элементы, обособленные от трещин того же направления; парные разломы, состоящие из двух сближенных параллельных линейных элементов, а также зоны повышенной трещиноватости, характеризующиеся высокой частотой встречаемости трещин на единицу площади. Кроме того установлены системы трещин, состоящие из трех или более близко расположенных линейных элементов. Участки пересечения разнонаправленных линейных элементов выделены в узлы повышенной тектонической проработки. Таких узлов на схеме дешифрирования выделено десять. Они различаются по количеству пересечающихся в них разломов и составу магматических пород. Рудная минерализация, приуроченная к этим узлам, заслуживает особого внимания. Из числа выделенных узлов три с разной степенью точности совпали с уже известными рудопроявлениями Икар, Сохчарв и Хуф.

Сложный и ярко выраженный узел (см. рисунок, 1), в пределах которого расположено месторождение Икар, находится на пересечении парных разломов северо-западного и меридионального простирания, а также двух одиночных разломов субширотного простирания. Кроме того имеется участок повышенной трещиноватости, вытянутый в меридиональном направлении. Здесь распространены андезито-базальты и их агломератовые лавы, андезиты экструзивной фации («интрузивные» андезиты) и гранитоиды сохчарвского комплекса. В северной части рудного поля наблюдаются дайки крупнолещевых андезитов.

В центральной части рудного поля Икар находится небольшое линзовидное тело меридионального простирания, сложенное гранитами и гранодиоритами. Контакты с вмещающими их «интрузивными» андезитами на одних участках резкие, на других — постепенные. «Интрузивные» андезиты постепенно сменяются андезито-базальтами и их агломератовыми лавами. Рудное поле приурочено к Баджударинской антиклинали, ядро которой сложено одноименным интрузивным массивом. Антиклиналь осложнена серией субмеридиональных и субширотных разрывных нарушений, контролирующих размещение оруденения. Основными рудовмещающими структурами являются субпараллельные кулисообразно расположенные трещины, имеющие субмеридиональное простирание и крутое (60—80°) падение плоскостей к западу и востоку. Нередко наблюдается разветвление и сопряжение плоскостей к западу и востоку. Зональные в этих трещинах рудные тела имеют сложную форму и представлены жильными линзами, зонами прожилково-вкрапленной минерализации, образующими линейный штокверк. Зона субмеридиональных трещин, вмещающих оруденение, в основном совпадает с парным разломом меридионального простирания на схеме.

Рудопроявление Сохчарв расположено к юго-западу от месторождения Икар в юго-восточной периферии выделенного узла (см. рисунок, 2) повышенной тектонической проработки (см. рисунок, 2). Последний выражен пересечением парного разлома меридионального простирания с одиночными разломами северо-западного и широтного простирания. Здесь также присутствует зона повышенной трещиноватости, вытянутая на этом участке в меридиональном направлении.

На рудопроявлении распространены песчано-сланцевая вомарская свита, андезито-базальты баджударинской свиты и гранодиориты Сохчарвского массива, относящиеся к одноименному комплексу. Оруденение находится в андезито-базальтах и пред-

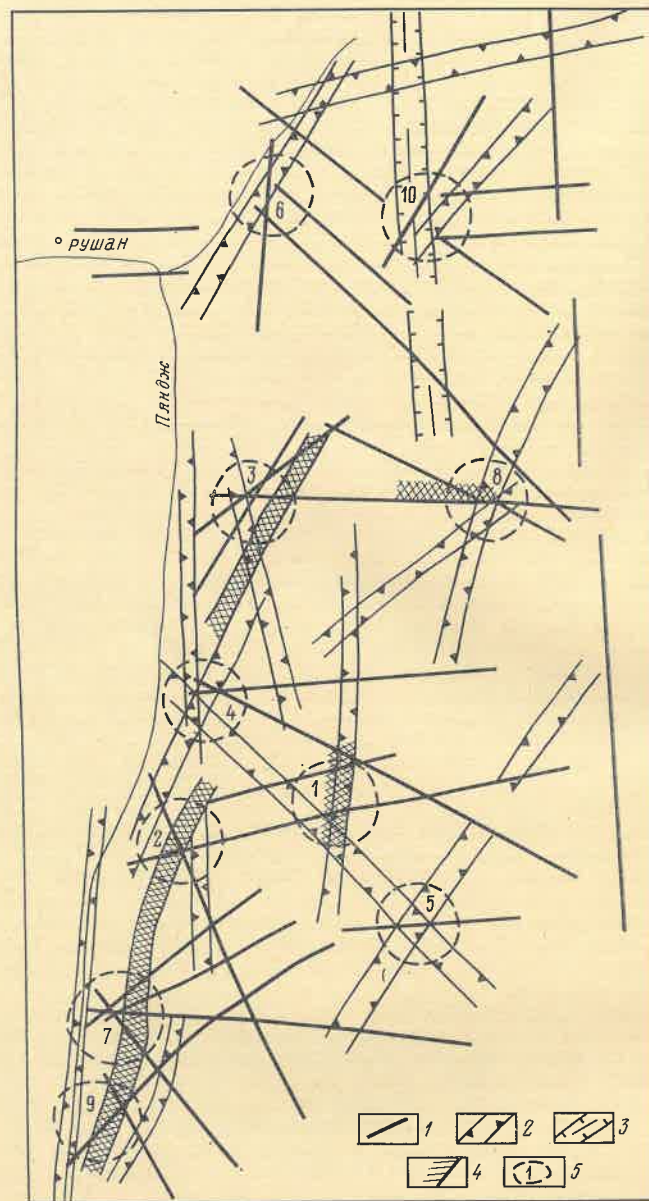


Схема расположения узлов повышенной тектонической нарушения

1 — одиночные разломы; 2 — парные разломы; 3 — системы разломов; 4 — зоны повышенной трещиноватости; 5 — узлы повышенной тектонической нарушения (1—10)

ставлено зоной гидротермально измененных пород с сульфидной минерализацией, аналогичной месторождению Икар. Непосредственно к одиночному разлому северо-западного простирания приурочено железорудное месторождение Барч, представленное мощной (до 120 м) жилой магнетит-гематитовых руд с повышенным содержанием олова. Оно расположено на контакте песчано-сланцевой толщи и вулканогенных пород баджударинской свиты.

Рудопроявление Хуф находится северо-западнее месторождения Икар. Оно совпадает с восточной частью выделенного узла повышенной тектонической проработки (см. рисунок, 3). Здесь пересекаются парный разлом север-северо-западного простирания, два одиночных разлома северо-восточного простирания различных румбов и одиночный широтный разлом. Кроме того параллельно одиночному разлому северо-восточного направления (на расстоянии 1 км к юго-востоку) проходит зона повышенной трещиноватости.

На территории выделенного узла развиты эффузивные образования баджударинской свиты и гранитоиды Бархуфского массива, относящиеся к сохчарвскому комплексу. На рудопроявлении Хуф выделены три рудные зоны мощностью от 0,5 до 10 м, с падением на юго-запад ($200-250^\circ$) под углами $20-40^\circ$. В пределах зон породы интенсивно карбонатизированы, окварцованы, турмалинизированы. Рудная минерализация прожилково-вкрапленного типа представлена магнетитом, пиритом (главными); шеелитом, халькопиритом, молибденитом и висмутином (второстепенными). Общая протяженность зон до 800 м. Учитывая недостаточную изученность этого рудопроявления и его нахождение на восточной окраине выделенного узла повышенной тектонической нарушения, можно предположить, что оно продолжается к северо-западу от известного рудного поля.

Из числа остальных узлов, выделенных на схеме макротрещиноватости, изучены шесть. При этом установлены следующие закономерности их геологического строения и минерализации.

Первый, расположенный в правом борту р. Пяндж (см. рисунок, 4) находится на пересечении северо-восточного, северо-западного и меридионального систем парных разломов, а также одиночных разломов широтного и северо-западного простираний. Зона повышенной трещиноватости прерывается, не достигая пределов узла. Породы представлены здесь андезито-базальтами баджударинской свиты и прорывающимися их гранитоидами сохчарвского комплекса; на восточной периферии встречаются эффузивные породы кислого состава верхов баджударинской свиты.

Через этот узел проходит зона интенсивно измененных и обохренных пород, приуроченных к Пянджскому разлому, имеющему дугообразную форму и выраженному зоной дробления мощностью от 20 до 250 м. Падение зоны на северо-восток и юго-запад под углами $60-75^\circ$. Эта зона в основном совпадает с парным разломом меридионального простирания. Все породы подверглись здесь интенсивной минерализации. В них наблюдаются кварц-карбонатные и кварц-карбонат-эпидотовые жилы с обильной вкрапленностью гематита, который образует также самостоятельные жилы. Кроме того в измененных породах встречаются пирит, магнетит, реже пирротин, галенит, молибденит, сфалерит и малахит. По характеру минерализации этот узел сходен с месторождением Икар.

Второй узел находится на правом берегу р. Баджу-Дара (см. рисунок, 5) на продолжении парного разлома северо-западного простирания, прослеживающегося в район месторождения Икар. Он образован пересечением этого разлома с одиночными разломами широтного и северо-восточного простирания, а также парного разлома северо-восточного простирания, который отвечает известному Рушанско-Пшартскому разлому, проходящему здесь по контакту песчано-сланцевых отложений вомарской свиты и разнообразных гнейсов. Непосредственный их контакт скрыт осыпью и выражен в рельефе в виде седловины. Простирание контакта северо-восточное 35° , падение крутое. На площади этого узла распространены гранито-гнейсы карбон-триасового (?) возраста, песчано-сланцевые отложения вомарской свиты, имеется небольшой выход ультраосновных пород. Заметной рудной минерализации не обнаружено, однако как в песчано-сланцевой толще, так и в метаморфических породах широко развиты окварцевание, грейзенизация и мелкие кварцевые жилы с рудной охрой.

На левом борту р. Бартанг устанавливается пересечение парного разлома северо-восточного простирания с одиночными разломами меридионального и северо-западного простирания, определяющих положение следующего узла (см. рисунок, 6). Судя по широтному колену р. Пяндж, через этот участок проходят также два параллельных одиночных широтных разлома, прерывающиеся к востоку от узла. Последний приурочен к выходам верхов баджударинской и низам шуджандской свит. Породы баджударинской свиты представлены андезито-дацитами, дацитами и липаритами; шуджандской — туфопесчаниками и туфоконгломератами. В юго-западном окончании узла наблюдаются небольшой штокообразный выход пород габбро-диоритового и диоритового состава, а также дайки крупнолещистых андезитов.

Породы шуджандской свиты здесь сильно осветлены и обохрены, в них развиты прожилки магнетита, реже кварца и эпидота. Прожилки магнетита, кварца и сидерита отмечены также в андезито-дацитах. Зоны измененных пород имеют мощность 120—130 м и протяженность около 1 км. Простирание зон северо-восточное, отвечающее направлению сдвоенного разлома. В интрузивных породах и дайках андезитов наблюдаются трещины широтного и субмеридионального простирания, по которым развивается турмалинизация и альбититизация. В зонах дробления отмечаются также борнит и халькопирит. Результаты штихового опробования и других анализов позволяют считать этот участок с месторождением Икар и считать его перспективным.

В приустьевой части р. Сохчарв выявлен узел (см. рисунок, 7), который находится на пересечении двух одиночных разломов северо-восточного и таких же разломов широтного и северо-западного простираний. Зона повышенной трещиноватости, имеющая на этом участке меридиональное простирание, проходит восточнее места пересечения этих разломов. Здесь обнажаются песчано-сланцевые отложения вомарской свиты и прорывающие их во многих местах апофизы Сохчарвского интрузивного массива, обнаружены кварцевые жилы и обохренные зоны. Спектральный анализ показал несколько повышенные содержания меди.

Узел, расположенный в верховьях сая Хушкдара (см. рисунок, 8) находится на пересечении двух систем парных разломов северо-восточных румбов и одиночных разломов северо-западного и широтного простираний. Кроме того с запада к узлу подходит и прерывается в его пределах зона повышенной трещиноватости широтного направления. Здесь преимущественно развиты осадочные отложения вомарской свиты: встречаются метаморфические породы, представленные гнейсами, и дайки основного состава. На этом участке отмечена зона изменения пород, выраженная в их окварцевании и ожелезнении, мощностью около 30 м, которая простирается в меридиональном направлении на 800 м. Северо-западнее наблюдается параллельная ей зона дробления и ожелезнения пород меньшей мощности и протяженности. В этих зонах рудных минералов наблюдать не удалось.

Узел, выделенный в приустьевой части р. Буни (см. рисунок, 9), приурочен к пересечению парного разлома север-северо-восточного простирания и двух одиночных разломов северо-западного и северо-восточного направлений. Через этот узел проходит зона повышенной трещиноватости, имеющая на этом отрезке северо-восточное простирание. Породы здесь представлены песчано-сланцевыми отложениями вомарской свиты и гранито-гнейсами. В осыпи обнаружены многочисленные обломки пород ультраосновного состава, сходные по своим макро- и микроскопическим особенностям с таковыми в узле 5.

Непосредственно с парным разломом север-северо-восточного простирания совпадает зона гидротермального изменения пород, выраженная развитием рудной охры, пирита, малахита, а также гематита и магнетита. Широкое распространение имеет графит, образующий мелкие прожилки, параллельные линиям гнейсирования пород. Мощность зоны около 120 м, протяженность свыше 1 км. Обломки ультраосновных пород содержат сульфидные минералы.

Последний из выделенных узлов расположен в приводораздельной части правого борта р. Пиш-Дара (см. рисунок, 10) на пересечении системы разломов меридионального простирания, состоящего из трех близко расположенных линейных элементов: парного разлома северо-восточного простирания и одиночных разломов северо-западного и северо-восточного направлений. Кроме того в его пределах прерываются два параллельных одиночных широтных разлома, развитые к востоку. Здесь распространены породы, слагающие верхи баджударинской свиты и надвинутые на них по Хуфскому надвику песчано-сланцевые отложения вомарской свиты. Недостаточная изученность не позволяет охарактеризовать этот узел с точки зрения его рудоносности.

Обобщая приведенные данные, можно отметить следующее.

Парные разломы обычно сопровождаются зонами измененных пород, с которыми местами связана рудная минерализация. Эти зоны наблюдаются либо непосредственно в упомянутых разломах (узлы 4, 8 и 9), либо протягиваются параллельно им (узел 6). В узле 5 один из них совпадает с Рушанско-Пшартским разломом. По-видимому, парные разломы отражают в геологических структурах ослабленные зоны и крупные нарушения.

Одиночные разломы обычно выражены нарушениями сбросового типа, по которым контактируют различные толщи (узел 8), а также зонами рассланцевания и тектонических брекчий (долина р. Бартанг). В одном случае такой разлом вмещает жилу магнетит-гематитовых руд (месторождение Барч).

Зоны повышенной трещиноватости, в отличие от этих разломов, как правило, не выражаются явными разломами или телами на местности и, по-видимому, относятся к скрытым структурам.

Из описанных узлов, как упоминалось выше, четыре приходятся на известные рудопроявления (Икар, Сохчарв) и перспективные участки (узлы 4 и 6). Опираясь на структурные особенности этих узлов, попробуем оценить рудолокализирующую роль участвующих в их строении разломов, а следовательно и самих узлов.

Из вышеизложенного можно видеть, что в составе всех четырех упомянутых участков присутствуют парные разломы преимущественно северо-западного и меридионального, реже северо-восточного простирания, а также одиночные широтные разломы (исключением является узел 6). Зоны повышенной трещиноватости участвуют в строении узлов, контролируемых наиболее крупные рудопроявления (Икар, Сохчарв), и отсутствуют в перспективных узлах 4 и 6. Для всех четырех узлов характерно присутствие тех или иных видов меридиональных разломов. В каждом из них пересекаются от четырех до шести разнонаправленных нарушений, среди которых особо следует выделить парные разломы, поскольку во всех четырех узлах с ними связаны

или рудоносные зоны, или зоны гидротермального изменения пород. В соответствии с этим интересными с точки зрения рудоносности представляются узлы 7, 8 и 9.

Для всех типовых узлов характерно проявление разнообразного магматизма как в интрузивной, так и эффузивной фазах. Учитывая эту особенность, можно говорить о том, что узлы 3 и 7 представляют больший интерес, чем узлы 8 и 9. Узел 5 привлекает внимание в связи с нахождением в его пределах пород ультраосновного состава, а узел 8 — дайками основного состава, о распространении которых на этих участках до сих пор ничего не было известно.

Результаты исследования позволяют заключить, что использованный метод изучения внутреннего строения рудных районов весьма перспективен при прогнозно-металлогенических исследованиях, и значение его выходит за рамки описанного региона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афиногенова Л. Н. Поперечные структуры Памира и их рудоконцентрирующее значение. — Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат. и геол.-химич. наук, 1973, № 3 (49), с. 85—93.
2. Бархатов Б. П. Тектоника Памира. Л., Изд-во ЛГУ, 1963.
3. Дронов В. И. Бартангский комплекс. — Сов. геология, 1963, № 3, с. 142—147.
4. Новые принципы металлогенических прогнозов на территории Приморья. Колл. авторов. Отв. ред. М. А. Фаворская. М., Наука, 1977.
5. Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. Колл. авторов. Под ред. М. А. Фаворской и И. Н. Томсона. М., Наука, 1969.
6. Таджикинов Х. С. О возрасте бартангской вулканогенной формации (Западный Памир). — Докл. АН ТаджССР, 1964, т. 7, № 2, с. 36—38.
7. Таджикинов Х. С. Магматизм и некоторые геохимические особенности магматических образований мезо-кайнозойской складчатой системы Центрального Памира. — В кн.: Магматизм и металлогения Таджикистана. Душанбе, «Дониш», 1968, с. 159—177.
8. Фаворская М. А. Об участках повышенной магматической активности на территории Приморья. — В кн.: Очерки геологической петрологии. М., Наука, 1976.

УДК 553.89 : 234.83 (470.1)

Е. В. НАСТАСИЕНКО (ВСЕГЕИ),
А. М. ПЛЯКИН (Ухтинское ТГУ)

Агаты в базальтах Тимана

Все известные на Тимане месторождения и проявления агата связаны с раннегерцинской вулканогенной формацией. При этом наиболее значительные месторождения — Иевское, Чаичье, Белореченское, а также ряд проявлений в обнажениях по рекам Черной и Мал. Черной, Бол. Светлой, Щучьей, Суле, Нижн. Каменке и Кумушке Волонге — локализованы в пределах Северного Тимана; на Среднем Тимане установлено лишь несколько мелких проявлений агатовой минерализации.

В разрезе вулканогенной формации Тимана прослеживаются от двух до четырех горизонтов базальтов, разобщенных прослоями или пачками туфогенно-осадочных и осадочных пород. Покровы базальтов имеют либо зональное, либо неоднородное (блоковое) строение. Их мощность изменяется от нескольких метров (р. Каменка) до 160—170 м (р. Бол. Светлая). Наиболее широко распространены зональные покровы; покровы сложного (блокового) строения встречаются значительно реже (исключение представляют верховые р. Лев. Иевки, бассейны верхнего течения рек Сулы и Бол. Светлой, а также р. Кумушки Волонги, где они заметно доминируют).

В вертикальном разрезе покрова зонального строения намечаются две зоны: нижняя — массивного базальта и верхняя — миндалекаменного базальта. Граница между ними характеризуется весьма постепенными переходами, причем мощность миндалекаменной зоны обычно не превышает половины общей мощности покрова.

Покровы базальтов блокового строения, как правило, состоят из базальтовых тел — мелких потоков, округлых блоков, а также обособленных шаровых лав, связанных между собой постепенными переходами (лишь в отдельных случаях они имеют четкие ограничения).

По типу сложения выделяются массивные, миндалекаменные и шлаковидные базальты, шаровая и глыбовая лавы и кластолава. Главную роль в сложении покровов играют массивные и миндалекаменные базальты. В состав основной массы последних входят (в %) андезин-лабрадор и лабрадор, а в порфировых выделениях лабрадор-битовнит и битовнит (12—25, иногда до 50), авгит (24—47), вулканическое стекло (5—27), магнетит и титаномагнетит (2—5), палагонит (до 10) и оливин (до 10).

Свежие, неизмененные базальты сравнительно редки, большей частью они в разной степени изменены в результате проявления постмагматических процессов — хлоритизации, альбитизации и карбонатизации.

По составу породообразующих минералов (в том числе по составу вкрапленников и содержанию стекла) и характеру вторичных изменений, кроме нормальных, можно выделить оливиновые, палагонитовые, плагиоклазовые, а также анальцимовые базальты [3].

Массивные базальты Тимана относятся к одному или, возможно, к двум близким петрохимическим типам. По составу они отвечают слабо насыщенной толеитовой магме (табл. 1). В базальтовых покровах развиты проявления гидротермальной минерализации двух типов — миндалекаменного и гнездово-жильного. Все известные здесь скопления поделочного агата связаны с первыми.

Таблица 1

Средний химический состав базальтов Тимана (в %)

Оксид	Тиман (73)*		Северный Тиман (36)		Средний Тиман (37)	
	Среднеарифметическое $\bar{x}$	Стандартное отклонение $\bar{S}$	Среднеарифметическое $\bar{x}$	Стандартное отклонение $\bar{S}$	Среднеарифметическое $\bar{x}$	Стандартное отклонение $\bar{S}$
SiO ₂	48,98	0,76	48,44	1,73	49,52	2,78
TiO ₂	1,54	0,17	1,66	0,32	1,41	0,46
Al ₂ O ₃	13,81	1,81	14,38	0,77	13,28	1,23
Fe ₂ O ₃	5,31	1,39	4,33	1,10	6,29	2,07
FeO	7,93	0,66	8,30	1,71	7,36	1,95
MnO	0,22	0,10	0,24	0,06	0,20	0,12
MgO	6,58	2,57	6,98	0,89	6,17	0,84
CaO	8,29	2,56	8,68	1,95	7,89	2,63
Na ₂ O	2,67	0,55	2,76	0,95	2,57	1,16
K ₂ O	0,50	0,38	0,37	0,25	0,62	0,53
П. п. п.	—	—	3,35	1,15	3,35	2,90

* В скобках — количество анализов.

Основная форма выделения агата — крупные секрции (миндалины), локализуемые в пределах миндалекаменных зон отдельных покровов, потоков и округлых блоков базальтов, имеющих зональное строение. Агатоносные тела — участки миндалекаменных зон, обогащенных миндалинами агата и халцедона, — обычно не имеют четких органичений; их общая форма приближается к линзовидной. Размеры агатоносных тел в плане достигают сотен, реже тысяч квадратных метров; мощность же их редко превышает 4—5 м.

Распределение миндалины в базальтах крайне неравномерно — от нескольких до 15—20 на 1 м² обнажения. Все миндалины приурочены к газовым полостям, образовавшимся в процессе становления покровов. Их форма преимущественно конусовидная, реже линзовидная, дисковидная или неправильная; размеры — от нескольких сантиметров до 0,3—0,4 м.

Состав миндалины мономинеральный (халцедон, агат) или полиминеральный. Для большей части месторождений и проявлений характерно преобладание полиминеральных миндалины. Эти миндалины обычно сложены двумя-тремя, редко четырьмя и более минералами: халцедоном или агатом, кварцем (бесцветным, дымчатым и т. д.) или амethystом, кальцитом и нередко хлоритом (делесситом). В отдельных случаях присутствуют также барит, гейландит, морденит, гетит, рутил, пирит, халькопирит и гематит.

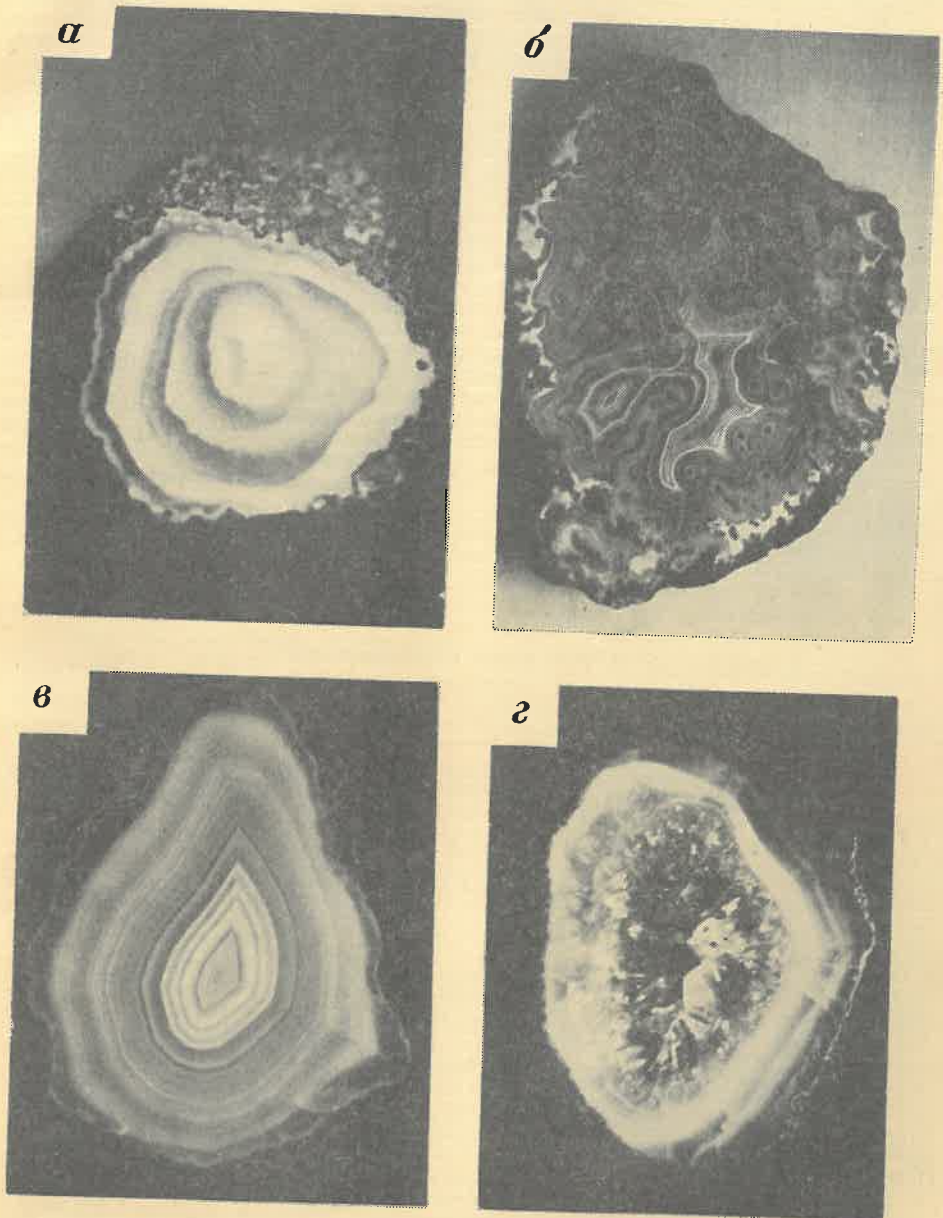
Мономинеральные миндалины по характеру внутреннего строения разделяются на неслоистые халцедоновые (технический агат) и агатовые с концентрически-зональным и плоско-параллельным расположением отчетливо выраженных слоев (или полос); кроме того, существуют переходные разновидности.

Зональное строение имеют также миндалины кварц-халцедонового состава, для которых характерно наличие слоев кварца, нередко с многократным их чередованием со слоями халцедона. При этом переход от одного минерала к другому постепенный, часто через кварцин.

Тиманские агаты отличаются высокими декоративными свойствами (рисунок): контрастностью и красотой рисунка, обусловленной чередованием довольно интенсивно окрашенных пород (слоев) серовато-голубых, голубых, реже темно-серых тонов, наличием муарового эффекта и т. д. По типу рисунка в срезах встречается несколько

разновидностей агата — бастионный, моховой, очковый, уругвайский и некоторые другие, не имеющие специальных названий.

Основными дефектами тиманских агатов являются так называемая скорлуповатость — способность распадаться на отдельные слои при обработке, трещиноватость



Некоторые разновидности агатовых миндалины Северного Тимана
а — кварцево-халцедоновая миндалины (уменьшено в 3 раза); б — очковый агат (уменьшено в 1,5 раза); в — тонкополосчатый агат (натуральная величина); г — халцедоново-аметистовая миндалины (нат. вел.)

(в том числе наведенная, образующаяся в результате разрешения напряжений при распиловке миндалины) и наличие включений кристаллов кальцита. Скорлуповатость особенно характерна для агатов Иевского, а включения кальцита — для агатов Чайчье месторождений. Среднее содержание сортового агата на промышленных

тиманских месторождениях, по данным М. А. Апенко (1970 г.), 0,5—1 кг/м³ продуктивной породы.

Условия образования тиманских агатов изучены пока еще недостаточно. Имеющиеся данные позволяют высказать по этому вопросу следующие соображения.

Агатовая минерализация миндалекаменного типа возникла до проявления в базальтовых покровах тектонического трещинообразования. Об этом свидетельствуют встреченные нами пересечения миндалин прожилками халцедона и кальцита поздней стадии минералообразования, а также разрушение их в пределах отдельных жильных тел, приуроченных к тектоническим трещинам. Кроме того, пока еще нигде не отмечены достоверные признаки, хотя бы косвенно указывающие на пространственную связь скоплений миндалин с постэффузивными тектоническими нарушениями разных порядков. Отсутствие влияния постэффузивной тектоники на размещение проявлений агатоносной минерализации, известная автономность процесса развития постмагматического минералообразования внутри базальтовых тел (покровов, потоков, блоков) может быть удовлетворительно объяснена связью последних с центрами вулканических извержений, из которых изливались агатоносные базальты. Это предположение подтверждается фактом обнаружения базальтов прижерловой фации (кластолавы, шлаколавы) в районах проявления интенсивной агатовой минерализации (реки Белая, Бол. Светлая, Вырей).

В связи с изложенным выше можно сделать предположение о том, что секрети агата и сопутствующих минералов сформировались за счет поровых и постмагматических растворов, выделявшихся в процессе поствулканической деятельности непосредственно после излияния агатоносного базальта.

По данным Б. Н. Шаронова [2], одним из источников кремнезема в растворах являлись вмещающие породы. Это подтверждается отчетливой зависимостью минерального состава миндалин от химического состава вмещающих пород. Так, в породах среднего состава миндалины сложены преимущественно минералами группы кварца (преобладает халцедон), а в основных породах резко увеличивается роль кальцита [3].

Агатоносные и неагатоносные базальты Тимана имеют некоторые различия по химическому составу (табл. 2). Первые несколько больше недосыщены кремнеземом,

Таблица 2

Средний химический состав базальтов из агатоносных и неагатоносных покровов и их пересчеты по методу А. Н. Заварицкого (в %)

Оксид	Средние содержания, %				Числовые характеристики А. Н. Заварицкого	Базальты неагатоносных покровов (10)	Базальты агатоносных покровов (15)
	Базальты неагатоносных покровов (10) ^a		Базальты агатоносных покровов (15)				
	$\bar{x}$	$\bar{s}$	$\bar{x}$	$\bar{s}$			
SiO ₂	48,60	2,38	47,96	1,26	<i>a</i>	6,8	6,5
TiO ₂	1,70	0,25	1,63	0,24	<i>c</i>	6,4	6,9
Al ₂ O ₃	14,29	0,78	14,66	0,69	<i>b</i>	28,6	29,1
Fe ₂ O ₃	4,44	1,08	4,62	1,21	<i>S</i>	58,1	57,5
FeO	8,55	1,81	7,92	1,74	<i>f'</i>	43,8	41,2
MnO	0,25	0,06	0,24	0,06	<i>m'</i>	40,3	42,6
MgO	6,66	1,13	7,12	0,83	<i>c'</i>	15,9	16,2
CaO	8,79	1,03	9,25	1,28	<i>n</i>	93,8	95,6
Na ₂ O	2,82	0,79	2,71	0,72	φ	13,7	14,0
K ₂ O	0,31	0,27	0,19	0,11	<i>t</i>	2,5	2,4
П. п. п	3,33	1,44	3,45	0,99	<i>Q</i>	—3,8	—4,8
					<i>a/c</i>	1,1	0,9
					<i>f'/m'</i>	1,1	1,0

* В скобках — число анализов.

характеризующимся более высокой степенью проявления карбонатизации и развитием пылеватых выделений вторичного магнетита по вулканическому стеклу.

Важнейшей особенностью агатоносных базальтов является наличие у них полостей — газовых пустот, образовавшихся в результате отделения и обособления газов в расплаве, о чем свидетельствуют следующие факты.

1. Поверхности, вмещающие миндалины полостей, иногда несут следы слабого обжига (закала); на стенках полостей подчас наблюдаются тонкие (десяти доли миллиметра) зонки слабо раскристаллизованного базальта.

2. Во многих случаях отмечаются конусовидные миндалины с формой, искаженной в результате некоторого продвижения еще пластичного покрова.

3. Многие агатовые миндалины расположены на густопористом базальтовом основании.

На основании данных Б. Н. Шаронова, изучавшего газовой-жидкие включения в кварце и кальците из собранных нами агатовых миндалин Иевского, Чаичьего и Белореченского месторождений, можно сделать вывод о том, что растворы, образовавшие упомянутые минералы, были истинными и слабоконцентрированными, причем кристаллизация кварца и кальцита происходила при низких температурах, вероятно, в интервале 165—70° (измерение температуры гомогенизации проводилось в термокамере конструкции проф. Н. П. Ермакова на кафедре геологии месторождений полезных ископаемых Ленинградского горного института). В пределах одного минерального слоя от начала его формирования до окончания падения температуры составило 50—60°. Это позволяет отнести агатовые миндалины к низкотемпературным гидротермальным образованиям.

Таким образом, агатовая минерализация на Тимане связана с мощными миндалекаменными зонами (до 1/3—1/2 общей мощности покрова) в базальтах, слагающих верхнюю часть покрова зонального строения. Общая мощность таких покровов достигает 15—25 м. Покровы малой мощности и со слабо развитыми, неясно выраженными миндалекаменными зонами обычно не содержат сколько-нибудь значительных скоплений агата. В покровах сложного блокового строения промышленные скопления агатов приурочены к крупным (протяженностью до десятков метров) линзам миндалекаменных базальтов и округлым, обычно уплощенным блокам базальтов, разобщенным густопористой, местами шлаковидной породой. Мощность линз и блоков обычно не превышает 3—4 м, иногда достигает 10 м и более. В большинстве случаев агатоносные участки в базальтах тяготеют к центрам вулканических извержений, фиксирующимся по распространению пород прижерловой фации (кластолавы, глыбовые лава), или к линейным подводящим каналам, проявленным породами дайковой фации.

В аналогичных покровах базальтов, сложенных маломощными (2—3 м) мелкими блоками со слабо развитыми миндалекаменными зонами, с участками многочисленных тонких потоков мелкопудушечных шаровых лав, встречаются только мелкие скопления и единичные миндалины, не представляющие практического интереса (реки Сула, Верхн. и Нижн. Каменка).

Базальты агатоносных покровов характеризуются некоторой недосыщенностью кремнеземом ($Q < 3-4$) по сравнению с неагатоносными; в наиболее богатых агатами базальтах содержание SiO₂ не превышает 42—45%, а с учетом кремнезема агатов (миндалин) достигает 48—49%. Неагатоносные базальты содержат 49—50% SiO₂; в них значительно меньше развиты карбонатизация и хлоритизация.

На агатоносных участках доминируют миндалины агатового, халцедонового и кварц-агатового состава. Обилие кварц-кальцитовых, кальцитовых и барит-кальцит-халцедоновых миндалин характерно для участков как со слабо проявленной, так и совсем отсутствующей агатовой минерализацией. Это следует учитывать при перспективной оценке, поскольку на Тимане нередки случаи, когда покров (участок покрова, линзы и т. д.), благоприятный по текстурно-структурным признакам и строению, оказывается неагатоносным.

Итак, в пределах Тимана могут быть использованы два основных поисковых критерия на агаты — литолого-стратиграфический и минералогический. Как отмечалось выше, особо благоприятным является наличие обоих этих признаков. Литолого-стратиграфический критерий заключается в приуроченности промышленно интересных скоплений агатов к миндалекаменным зонам раннефранских базальтов, слагающим верхние зоны покровов зонального и сложного блокового строения. В последних агатоносные участки ассоциируют с породами прижерловой фации.

Минералогический критерий заключается в том, что миндалины каждого участка имеют свои особенности, в свою очередь обусловленные особенностями гидротермальных растворов: на одних участках развиты халцедоновые разновидности, на других — кальцитовые. Уже первые находки миндалин могут дать общее представление о составе основной массы миндалин данного участка (линзы, блока).

На основании изложенного на Северном Тимане нами выделяются перспективные на агаты районы, рекомендуемые для постановки поисковых и поисково-разведочных работ. Это бассейн верхнего течения р. Лев. Иевки и междуречье рек Белой и Бол. Светлой. Менее перспективны районы мыса Чаичий (за пределами Чаичьего месторождения), среднего течения р. Мал. Черной, верхнего течения р. Щучей, нижнего течения рек Черной и Нижн. Каменки. Перспективы других районов распространения базальтов ввиду их слабой изученности пока неясны. Агатоносность базальтов на изученных участках Среднего Тимана оценивается как малоперспективная; на других участках рекомендуется продолжить исследования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сазонова З. А. Базальты Чешской губы. Труды петрографического института АН СССР, т. XII, 1938.
2. Шаронов Б. Н. Роль вмещающих пород при формировании некоторых месторождений технического агата. — Зап. Ленингр. горн. ин-та, т. XLIX, вып. 2, 1965.
3. Шаронов Б. Н., Аркадьев Н. А., Настасиенко Е. В. К геологии месторождений агата. — В кн.: Условия образования и закономерности размещения полезных ископаемых. Л., 1970.

УДК 551.497.1(26.03) : 551.370

С. М. КОРОТАЕВ, В. С. ШНЕЕР (ИЗМИРАН),
В. И. ГУРЕВИЧ (Кольский фил. АН СССР)

Оценка скоростей восходящего движения воды в субмаринных источниках по фильтрационному электрическому полю

Подземный сток — это составляющая водного баланса Мирового океана, наиболее трудно поддающаяся прямому определению. Поскольку скорость фильтрации подземных вод в море на несколько порядков ниже скорости морских течений, измерение фильтрации обычной гидрогеологической аппаратурой невозможно. Скорость подземного субаквального стока в прибрежных акваториях обычно оценивают путем экстраполяции интегральных данных о скорости движения подземных вод в пределах прилегающей суши, полученных при гидрогеологическом изучении буровых скважин [4]. Вопрос о количественных оценках скорости стока при разгрузке глубинных подземных вод в океане (например, в рифтовых долинах) остается открытым.

В настоящей работе рассматривается возможность количественного изучения зон разгрузки подземных вод в море (скорости субмаринной фильтрации) по данным измерения фильтрационного электрического поля в Японском и Баренцевом морях.

Рассмотрим теоретическую модель электромагнитной аномалии, создаваемой субмаринными источниками. В фильтрующей горной породе на границе раздела твердой и жидкой фаз (за счет преимущественной адсорбции ионов одного знака, обычно анионов) образуется двойной электрический слой с диффузной жидкой «обкладкой». Поэтому движение воды субмаринного источника вызывает конвекционный ток [2], который создает на дне конечную поверхностную плотность зарядов, т. е. определенный ток проводимости в морской воде, фильтрующем пласте и вмещающих породах. Для решения задачи необходимо связать напряженность электромагнитного поля в воде, создаваемую токами проводимости, со скоростью фильтрационного потока.

Прежде всего установим распределение свободных зарядов в диффузной части двойного слоя для отдельного фильтрационного канала (элементарной струи). Полагая, что канал плоский, шириной $2a$. Падение потенциала в диффузной части слоя обозначим, как принято, ξ (электрокинетический потенциал), а величину его будем считать известной из экспериментальных данных. Ось x направим с середины канала по нормали к стенкам канала. Равновесное распределение зарядов определяется балансом тока проводимости и тока диффузии, который приводит к уравнению:

$$lgE = -\frac{lkT}{e} \frac{dq}{dx}, \quad (1)$$

где l — эффективная подвижность ионов раствора, q — объемная плотность свободных зарядов, E — напряженность электрического поля, T — абсолютная температура, k — постоянная Больцмана, e — заряд главного иона диффузного слоя.

Выражая q через E , с помощью уравнения Максвелла для свободных зарядов и переходя далее к потенциалу U , получаем уравнение:

$$\frac{d^3U}{dx^3} + \frac{e}{kT} \frac{dU}{dx} \frac{d^2U}{dx^2} = 0. \quad (2)$$

Граничные условия:

$$\begin{aligned} x=0, \quad \frac{dU}{dx} &= 0, \quad U=0; \\ |x|=a, \quad U &= \zeta. \end{aligned} \quad (3)$$

Решение уравнения (2) при условиях (3) дает:

$$U = 2 \frac{kT}{e} \ln \cos \left(\frac{x}{2} \arccos \exp \frac{e\zeta}{2kT} \right). \quad (4)$$

Переходя обратно к плотности свободных зарядов, получаем:

$$q = \frac{2kT\epsilon \left(\arccos \exp \frac{e\zeta}{2kT} \right)^2}{a^2 e \cos^2 \left(\frac{x}{a} \arccos \exp \frac{e\zeta}{2kT} \right)}, \quad (5)$$

где ϵ — диэлектрическая проницаемость воды.

Далее получим выражение плотности конвекционного тока через фильтрующие породы:

$$\vec{j}_k = \frac{n}{a} \int_0^a q(x) \vec{V}(x) dx, \quad (6)$$

где $\vec{j}_k$ — локальная средняя плотность конвекционного потока, n — отношение суммарного сечения фильтрационных каналов к полному сечению породы, $\vec{V}$ — скорость, которая определяется из уравнения Навье — Стокса:

$$-\frac{\partial P}{\partial y} + \mu \frac{\partial^2 V_y}{\partial x^2} = 0, \quad (7)$$

где P — давление, μ — динамическая вязкость, ось y направлена вдоль направления фильтрации.

Граничные условия:

$$\begin{aligned} x=0, \quad \frac{\partial V_y}{\partial x} &= 0; \\ |x|=a, \quad V_y &= 0. \end{aligned} \quad (8)$$

Поскольку в итоге необходимо выявить связь электромагнитного поля с полным потоком через дно, уравнение (7) при условиях (8) следует выразить через среднюю скорость $\bar{V}_y$ в фильтрационном канале.

В результате получим:

$$V_y = \frac{3}{2} \bar{V}_y \left(1 - \frac{x^2}{a^2} \right). \quad (9)$$

Подставляя уравнения (5) и (9) в формулу (6), будем иметь:

$$\begin{aligned} \vec{j}_{ky} &= \frac{6n\bar{V}_y\epsilon \arccos \exp \frac{e\zeta}{2kT}}{a^2 e} \sum_{m=1}^{\infty} \frac{2^{2m}(2^{2m}-1) B_m (a \arccos \exp \frac{e\zeta}{2kT})^{2m}}{(2m+1)!} \approx \\ &\approx \frac{2n\bar{V}_y kT\epsilon \left(\arccos \exp \frac{e\zeta}{2kT} \right)^2}{a^2 e}, \end{aligned} \quad (10)$$

где B_m — числа Бернулли.

Вводя локальную среднюю скорость фильтрационного потока $\vec{V}$, получаем окончательно:

$$\vec{j}_{kz} = \frac{2\bar{V}kT\epsilon \left(\arccos \exp \frac{e\zeta}{2kT} \right)^2}{a^2 e}. \quad (11)$$

Остается определить компоненты электромагнитного поля субмаринного источника в воде (море считаем глубоким, т. е. воздушная граница не искажает поле вблизи дна). Наиболее типична субмаринная разгрузка из фильтрующего пласта или зоны разлома большой протяженности. Поэтому зададим модель источника в виде бесконечной полосы шириной L . Начало координат поместим на границе полосы, направив ось x по простиранию, ось y — вкrest простирания (по падению), а ось z — вертикально вверх. Удельные сопротивления морской воды и фильтрующих пород обозначим соответственно ρ_0 и ρ_1 . Непосредственно из уравнений Максвелла для стационарного

случая следует, что напряженность магнитного поля $\vec{H}$ определяется уравнением Лапласа:

$$\nabla^2 \vec{H} = 0. \quad (12)$$

Из геометрических особенностей модели источника следует, что $H_y = H_z = 0$. Конвекционный ток на границе раздела распределяется между током проводимости, текущим в воду и обратно в дно, соответствует коэффициенту пропускания и отражения границы. Следовательно, при $z = +0$ ток проводимости j_z равен

$$j_z = \bar{j}_{kz} \frac{2\rho_1}{\rho_0 + \rho_1}. \quad (13)$$

Из формулы (13), пользуясь теоремой Стокса, получаем граничное условие для уравнения (12):

$$y \leq 0, \quad H_x = 0;$$

$$0 \leq y \leq L, \quad H_x = -\bar{j}_{kz} \frac{\rho_1}{\rho_0 + \rho_1} y; \quad (14)$$

$$y \geq L, \quad H_x = -\bar{j}_{kz} \frac{\rho_1}{\rho_0 + \rho_1} L.$$

Решая уравнение (12) при условии (13), получаем:

$$H_x = -\frac{\bar{j}_{kz}\rho_1}{\pi(\rho_0 + \rho_1)} \left[L \left(\frac{\pi}{2} - \arctg \frac{L-y}{z} \right) + y \left(\arctg \frac{L-y}{z} + \arctg \frac{y}{z} \right) + \frac{z}{2} \ln \frac{(L-y)^2 + z^2}{y^2 + z^2} \right]. \quad (15)$$

Из уравнений Максвелла и закона Ома, дифференцируя по x и y , находим компоненты электрического поля:

$$E_x = 0; \quad (16)$$

$$E_y = -\frac{\bar{j}_{kz}\rho_0\rho_1}{2\pi(\rho_0 + \rho_1)} \ln \frac{(L-y)^2 + z^2}{y^2 + z^2}; \quad (17)$$

$$E_z = -\frac{\bar{j}_{kz}\rho_0\rho_1}{\pi(\rho_0 + \rho_1)} \left(\arctg \frac{L-y}{z} + \arctg \frac{y}{z} \right). \quad (18)$$

Практически наиболее удобно измерять электрическое поле, перемещая потенциальную или градиентальную установку по дну ($z = +0$). Разность потенциалов ΔU в точках y_1 и y_0 , измеренная такой установкой, определится интегралом от E_y ($z = +0$):

$$\Delta U = \frac{\bar{j}_{kz}\rho_0\rho_1}{\pi(\rho_0 + \rho_1)} (|y_0| \ln |y_0| + |L - y_0| \ln |L - y_0| - 2|y_1| \ln |y_1|). \quad (19)$$

Выражение (19) с подстановкой $\bar{j}_{kz}$ из формулы (11) позволяет находить скорость $\bar{V}_z$. Расчетные формулы для $\bar{V}_z$ удобно записать, используя разности потенциалов в характерных точках аномалии.

Для потенциальной установки:

$$\bar{V}_z = \frac{\pi e (\rho_0 + \rho_1) a^2 \Delta U}{4 \ln 2 k \varepsilon T \rho_0 \rho_1 \left(\arccos \exp \frac{e^z}{2kT} \right)^2}, \quad (20)$$

где ΔU — разность потенциалов середины и границы пласта.

Для градиентальной установки длиной MN :

$$\bar{V}_z = \frac{\pi e (\rho_0 + \rho_1) a^2 |\Delta U|}{4 k \varepsilon T \rho_0 \rho_1 \left(\arccos \exp \frac{e^z}{2kT} \right)^2 \left(\left| L - \frac{MN}{2} \right| \ln \left| L - \frac{MN}{2} \right| - \frac{MN}{2} \ln \frac{MN}{2} \right)}, \quad (21)$$

где ΔU — сигнал, снимаемый с установки при прохождении ее центра над границей пласта.

Можно также записать аналогичное выражение скорости через H_x и E_z . Практически, однако, исследовать субмаринные источники по магнитному эффекту сложнее, чем по электрическому, из-за более высокого уровня естественного «шума», кроме

того, измерения E_z технически неудобны. Поэтому в дальнейшем сосредоточим внимание на определении v_z согласно формулам (20) и (21).

В выражениях v_z соответственно, скорости, не вошли удельные сопротивления пород, вмещающих фильтрующий пласт. Это сделано исходя из допущения, что область питания фильтрующего пласта достаточно удалена, ее поле не сказывается в области разгрузки и проводимость вмещающих пород не влияет на поле в морской воде. Величина a определяется как половина характеристического размера зерен, слагающих породу [5] (в соответствии с результатами гранулометрического анализа). Видимая мощность пласта L снимается с кривой градиента потенциала как расстояние между антисимметричными всплесками на границах пласта.

Для практического опробования метода проведены экспериментальные исследования в Японском море (залив Петра Великого, бухта Алексеева) и в нескольких районах южной прибрежной части Баренцева моря.

В заливе Петра Великого (бухта Алексеева) работы проводились в октябре 1975 г. экспедицией ИЗМИРАН—ТОИ в районе морской экспериментальной станции ТОИ ДВНЦ АН СССР с целью потенциальной съемки всей кутовой части бухты и прилегающей территории. Опорный электрод (N) располагался в море непосредственно вблизи уреза воды. Подвижный электрод (M), который находился на дне шлюпки,

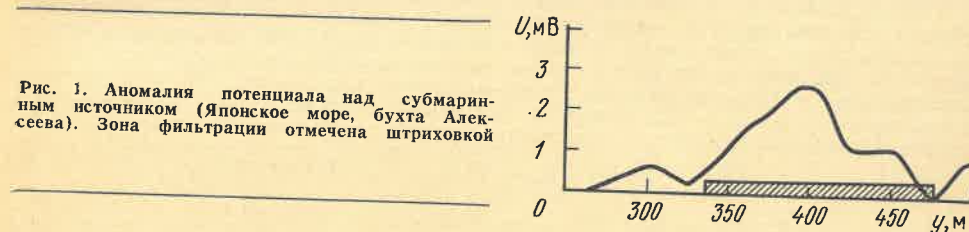


Рис. 1. Аномалия потенциала над субмаринным источником (Японское море, бухта Алексеева). Зона фильтрации отмечена штриховкой

перемещался по радиальным профилям длиной 500 м, отстоящим по азимуту на 30°. Измерения производились в точках профилей через 25 м. Электроды свинцовые—хлорсвинцовые, изготовленные по типу электродов ЭСН НИИГА [6]. Регистрация производилась потенциометром типа Н—39 с точностью измерений 0,1 мВ.

В акватории бухты обнаружены четыре положительные аномалии потенциала, предположительно связанные с субмаринными источниками. При выделении аномалий использованы известные качественные описания поведения потенциала над источником [3, 8 и др.]. Для проверки наличия субмаринной разгрузки измерены придонная температура и соленость по стандартной методике в центрах аномалий и в трех точках на расстоянии 40—50 м вокруг каждого из центров, а также выполнены визуальные подводные обследования дна в аномальных точках с помощью водолазной техники. В трех аномалиях из выделенных четырех наличие источников подтвердилось (понижением температуры до 0,3°, распреснением до 0,3‰); визуально источники проявились в виде своеобразного «парения» вблизи дна. Однако два из них расположены непосредственно близ уреза воды, поэтому для расчета скорости описанная выше модель становится неприменимой.

Центр источника, пригодного для количественной интерпретации, находится в 400 м на магнитный север от кута бухты на глубине 6 м. На рис. 1 приведено распределение потенциала над этим источником. В соответствии с температурой и соленостью морской воды, литологией осадков дна и ориентировочными параметрами подземной воды для расчета взяты следующие исходные данные: $\rho_0 = 2,6 \cdot 10^{-1}$ Ом·м, $\rho_1 = 10^2$ Ом·м, $T = 280^\circ$, $\varepsilon = 10^{-2}$ В, $a = 2 \cdot 10^{-6}$ м (среднезернистый песок [1]), $e = 7,08 \cdot 10^{-10}$ фм⁻¹, $k = 1,38 \cdot 10^{-23}$ Дж·°С⁻¹, $e = 1,60 \cdot 10^{-19}$ К. Наименее точным является значение ε , взятое как типичная величина для маломинерализованных подземных вод в песке типа кварцевого. Поэтому расчет в этом и последующих случаях не претендует на точность, а дает лишь оценку первого знака, что достаточно для выполнения поставленной в данной статье задачи — установить эффективность метода. Для получения точных гидрогеологических оценок субмаринной разгрузки следует определять все исходные данные для каждого источника инструментально. Это не представляет принципиальной трудности, так как соответствующая методика и аппаратура хорошо известны.

Согласно расчету по формуле (20), $\bar{V}_z = 0,3$ мм·с⁻¹. Эта оценка скорости согласуется с визуальными ее определениями (около 0,5 мм·с⁻¹).

В сентябре—октябре 1976 г. экспедицией ИЗМИРАН—ММБИ КФ АН СССР проводились работы в Баренцевом море. Профиль проходил от о-ва Типунковых до Дальне-Зеленечкой губы на северном побережье Кольского п-ова. С борта э/с «Торос» буксировалась по дну градиентальная установка MN длиной 20 м. Удаление от берега составляло 1—2 мили и более, глубины от 50 до 150 м. Для заглубления электродной установки использовалось специальное устройство (рама с двумя утяжеленными шарообразными траловыми катками), катящееся по дну за буксирным тросом. Для устра-

нения помех от заглубителя ближний электрод был отнесен на расстояние свыше 20 м. Электроды свинцовые — хлорсвинцовые, регистрация сигнала производилась на самопишущий потенциометр «Servogor» фирмы Goerz Electro. Точность измерений определялась временной нестабильностью электродов ($\sim 0,01$ мВ/мин по контрольным измерениям) и зависела, таким образом, от конкретных величин L и скоростей буксировки. Для более уверенного выделения сигнала от субмаринных источников (на фоне полей другого происхождения) измерения электрического поля комплексировались с записью модуля магнитного поля (квантовый буксируемый магнитометр типа БТМ) и с эхолотированием.

В результате работ обнаружены четыре аномалии, связанные с субмаринными источниками. Одна из них находилась в самом конце профиля и не была найдена полностью, а для трех других выполнены расчеты по формуле (21). Исходные данные для расчета были те же, что и в предыдущем случае, лишь $\rho_0 = 3,3 \cdot 10^{-1}$ Ом·м. Все источники оказались приуроченными к сравнительно крупным сбросам преимущественно северо-восточного простирания, опережающим линейament Карпинского. Получены следующие величины, которые являются вполне реальными: 1) $\bar{V}_z = 0,1$ мм·с⁻¹; 2) $\bar{V}_z = 0,02$ мм·с⁻¹; 3) $\bar{V}_z = 0,03$ мм·с⁻¹.

Исследования в сублиторали Дальне-Зеленецкой губы проводились путем буксировки вдоль всей береговой черты градиентальной установки MN-10 м с регистрацией на самопишущем потенциометре «Minigor» фирмы Goerz Electro. Обнаружены четыре источника, при этом по крайней мере три из них (исключая, возможно, источник 1) локализованы в пределах разлома северо-восточного простирания. Расчеты скорости выполнялись по формуле (21) с теми же исходными данными, что и для предыдущего случая. Измеренные величины и результаты расчетов следующие:

1. $|\Delta U| = 0,80$ мВ, $L = 22$ м, $\bar{V}_z = 0,2$ мм·с⁻¹;
2. $|\Delta U| = 0,15$ мВ, $L = 80$ м, $\bar{V}_z = 0,003$ мм·с⁻¹;
3. $|\Delta U| = 1,30$ мВ, $L = 19$ м, $\bar{V}_z = 0,3$ мм·с⁻¹;
4. $|\Delta U| = 0,28$ мВ, $L = 280$ м, $\bar{V}_z = 0,02$ мм·с⁻¹.

Исследования на литоральной отмели бухты Дальнего Пляжа (Дальне-Зеленецкая губа) велись с борта шлюпки той же установкой, что и в предыдущем случае. Замеры электрического поля комплексировались с измерением температуры буксируемым термозондом оригинальной конструкции (пороговая чувствительность $1 \cdot 10^{-3}^\circ\text{C}$). Здесь обнаружены три аномалии естественного поля, вызванные субмаринными источниками. Однако только два из них удовлетворительно аппроксимируются принятой моделью бесконечного пласта. Исходные параметры для расчета аналогичны приведенным выше. Измеренные величины и рассчитанные по формуле (21) скорости:

1. $|\Delta U| = 0,80$ мВ, $L = 45$ м, $\bar{V}_z = 0,4$ мм·с⁻¹;
2. $|\Delta U| = 0,15$ мВ, $L = 15$ м, $\bar{V}_z = 0,5$ мм·с⁻¹.

Исследования на оз. Могильном (о. Кильдин, Баренцево море). Реликтовое оз. Могильное — уникальный природный водоем, своеобразие которого в значительной мере определяется субкавальным водообменом через перемычку, отделяющую озеро от моря. Поэтому изучение количественных характеристик водообмена здесь представляет особый интерес, тем более что озеро весьма детально изучено традиционными приемами [7], а это немаловажно при апробации нового метода. К сожалению, чрезвычайно резкая химическая стратификация водной толщи создавала сильную помеху вследствие диффузионного эффекта.

На рис. 2 приведена каротажная кривая потенциала в озере относительно поверхности. Виден резкий скачок потенциала в области хемоклина. Скачок потенциала вблизи дна объясняется, по-видимому, «отравлением» электрода М в сероводородном иле. При буксировке электродов по дну, имеющему значительный уклон (до 35°), датчики зачастую оказываются по разные стороны границы хемоклина, что чрезвычайно затрудняет выделение полезного сигнала. Кроме того, сравнительно малые размеры озера (0,5 км) делают непригодной аппроксимацию отдельных источников как бесконечных пластов. Тем не менее исследования дали возможность получить некоторые количественные оценки. Работы велись методом градиента потенциала той же установкой, что и в предыдущих случаях, сопровождались измерениями температуры и относительного градиента температуры с помощью термозонда, буксируемого со шлюпки.

Кроме того, выполнена съемка профиля потенциала вдоль уреза воды по обе стороны от перемычки, отделяющей озеро от моря. Съемкой потенциала в озере обнаружена значительная положительная аномалия у юго-восточной части перемычки (около 60 мВ), что находится в полном соответствии с известными данными о преимущественной фильтрации в этой части озера [7]. Однако фильтрующее тело перемычки

не пересекалось профилем вкост простирания, что не позволило произвести количественную оценку скорости.

В фазу отлива выполнено также профилирование потенциала вдоль уреза воды в море. Простая по форме положительная аномалия у юго-восточной части перемычки может быть, вероятно, интерпретирована количественно. Исходные данные те же, что и в предыдущих случаях. Измеренные величины и результат расчета по формуле (20) следующие: $\Delta U = 4$ мВ, $L = 280$ м, $\bar{V}_z = 0,2$ мм·с⁻¹. Положительная аномалия потенциала в море отмечена также у северо-западной части перемычки, однако геометрия аномалии и направление профиля не позволяют использовать принятую модель. Попытки применить формулы (20) и (21) для профилей, близких к простиранию пласта, или для источников явно не линейной формы дали завышение оценок скорости.

Например, в случае последней отмеченной аномалии получается $\bar{V}_z = 1,5$ мм·с⁻¹, что втрое превышает величину, ожидаемую по известным данным [7].

Съемка градиента потенциала в озере обнаружила три локальных источника: два близ средней части перемычки (подтверждены также положительными температурными

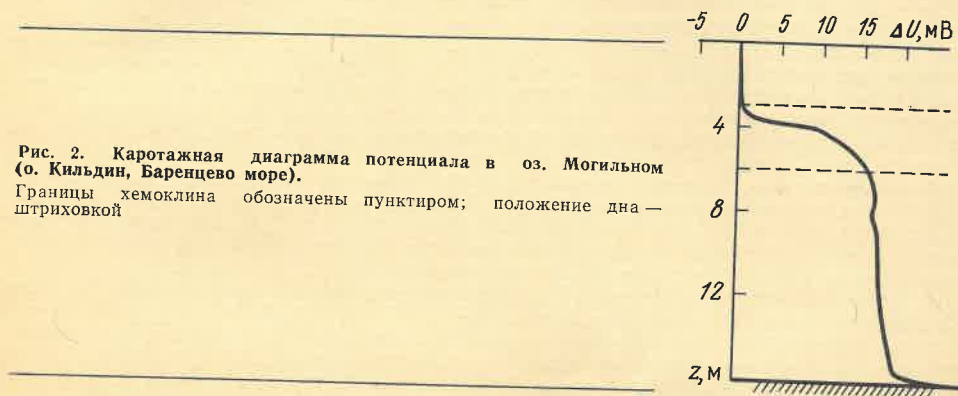


Рис. 2. Каротажная диаграмма потенциала в оз. Могильном (о. Кильдин, Баренцево море). Границы хемоклина обозначены пунктиром; положение дна — штриховой

ми аномалиями), а третий, связанный с фильтрацией пресных вод, со стороны северо-западного берега озера. К сожалению, наиболее интенсивные источники в юго-восточной части озера исследовать способом градиента потенциала не удалось из-за сильных диффузионных помех. Однако один источник близ юго-восточной оконечности перемычки ($L = 12$ м, $\Delta U = 0,8$ мВ) интерпретирован количественно. В соответствии с минерализацией фильтрующихся вод, озерной воды и составом донных осадков для расчета скорости источника было принято: $\zeta = 10^{-3}$ В, $\rho_0 = 2$ Ом·м, $\rho_1 = 4$ Ом·м. Расчет по формуле (21) дал $\bar{V} = 0,8$ мм·с⁻¹. Эта величина совпадает с визуально наблюдаемой в этом месте инфильтрацией во время отлива (около 1 мм·с⁻¹). Полученные оценки согласуются с известными данными о средних и максимальных скоростях [7].

Таким образом, измерение естественного электрического поля в придонной зоне представляется весьма эффективным при поисках и количественной оценке субмаринных источников. Погрешность определений ΔU зависит в основном от временной нестабильности электродов, которая для современных конструкций не превышает 0,01 мВ/мин. Не представляет принципиальных затруднений получить расчетные формулы и для источников другой формы (круг, пласт конечной длины и т. п.). Для повышения достоверности интерпретации в дальнейшем можно привлекать также измерения магнитного поля и вертикальной составляющей электрического поля.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аравин В. И., Носова О. Н. Натурные исследования фильтрации. Л., Энергия, 1969.
2. Григоров О. Н. Электрокинетические явления. Л., Изд. ЛГУ, 1973.
3. Заборовский А. И. Электроразведка. М., Гостехиздат, 1963.
4. Корценштейн В. Н. О механизме разгрузки глубинных подземных вод в Каспийскую впадину. — Докл. АН СССР, 1962, т. 142, № 3, с. 667—669.
5. Ле Меоте Б. Введение в гидродинамику и теорию волн на воде. Л., Гидрометеоиздат, 1974.
6. Литвинов Э. М., Подгорных Л. В. Устранение электродных помех при измерении естественных электрических полей. — Уч. зап. НИИГА. Региональная геология, Л., Недра, 1966, вып. 8, с. 230—236.
7. Реликтовое озеро Могильное. Под ред. В. И. Гуревича и Р. Я. Цееб. Л., Наука, 1975.
8. Якубовский Ю. В. Электроразведка. М., Недра, 1973.

УДК 551.263.036/.037 (234.421.1)

О. Р. КУЛИНЕНКО (ИМР, Днепропетровское отд-ние)

Осадочные формации восточной части Карпат

В Карпатах широко распространены слоистые осадочные образования, мощность которых в наиболее погруженных участках достигает 10 км и более. Состав их карбонатно-терригенный, присутствуют горизонты галогенных пород, лав и межпластовых тел пирокластолитов невыдержанного простираения. Общая мощность пород обычно несколько метров и первые десятки метров, иногда до 500—600 м. В них заключены гипабиссальные интрузии, а также штоки и лакколиты сравнительно небольших размеров. Весь этот комплекс интенсивно смят в системы линейных, местами опрокинутых на восток и надвинутых складок, образующих в целом сложно построенный Карпатский мегантиклинорий.

Рассматриваемые образования по геотектоническим особенностям объединены нами в две группы формаций [19]: геосинклинальную, отвечающую этапу погружения или собственно геосинклинальному, и орогенную, совпадающую с этапом поднятия (инверсионного и орогенного) территории. Каждая из них представлена в свою очередь последовательным рядом формаций и субформаций, отражающих полноту альпийского тектогенеза в данном регионе. Выделенные формации — это крупные геологические тела значительной мощности (сотни и тысячи метров) и широкого площадного распространения. Границы их по вертикали обычно совпадают с поверхностями угловых и стратиграфических несогласий, а по горизонтали — с зонами долгоживущих разломов. Стратиграфический объем формаций изменяется от нескольких ярусов или отдела до системы (рис. 1). В названии формации (субформации) мы старались отразить ее наиболее существенные особенности [17, 19] — вещественный состав (набор слагающих пород и количественные соотношения между ними) и взаимоотношения пород (сочетание их различных типов внутри формации).

Геосинклинальные формации. К формациям геосинклинального этапа отнесены слоистоизвестняковая, глинистая и флишевая.

Слоистоизвестняковая формация соответствует раннегеосинклинальной стадии развития складчатых областей. В Карпатах она обнажена лишь в Мармарошском кристаллическом массиве и Закарпатском внутреннем прогибе, а во Внешней зоне Предкарпатского передового прогиба вскрыта глубокими скважинами. О присутствии слоистоизвестняковой формации на остальной части Карпат свидетельствуют экзотические глыбы юрского возраста, широко распространенные в Мармарошской и Пенинской (Утесовой) зонах [4], а также слободские и другие конгломераты, содержащие гальку юрских известняков и доломитов.

Нижняя граница формации прослеживается по поверхности крупного структурного несогласия, отделяющего нижний структурный этаж альпийского складчатого комплекса от герцинид, верхняя — в основании меловых отложений, и только в Пенинской зоне и Предкарпатском передовом прогибе она смещена выше, в отложения мела. Контакт с вышележащими образованиями несогласный, но не так резко выражен как нижний.

В Закарпатском внутреннем прогибе слоистоизвестняковая формация представлена отложениями триаса и юры, в Пенинской зоне — триаса, юры и мела, в складчатой области Карпат (Флишевые Карпаты) — предположительно породами триаса и юры, в Предкарпатском передовом прогибе (Внутренняя зона) — юры и нижнего мела (рис. 2).

Комплекс осадков, объединяемых нами в слоистоизвестняковую формацию, сложен преимущественно рифогенными известняками с подчиненными терригенными образованиями [1, 8, 12, 16]. Среди известняков преобладают серые, темно-серые, плитчатые и слоистые разновидности, реже пестрые криноидные, брахиоподовые, оолитовые, псевдоолитовые, органогенно-обломочные и др. По латерали и вертикали они нередко фациально замещаются доломитовыми известняками, доломитами и мергелями. Обломочные фации развиты главным образом в нижней части разреза, причем в крайних частях площади — пестроокрашенные грубообломочные, во внутренних — сероцветные песчано-глинистые. Вверх по разрезу заметно возрастает роль пелитов, которые еще выше сменяются карбонатными породами.

Слоистоизвестняковой формации подчинена субформация рифогенных известняков, выделенная в Мармарошской и Пенинской зонах, а также на их юго-восточном продолжении — в Мармарошском кристаллическом массиве. Нижняя ее граница проходит по поверхности структурного несогласия в основании мезозойских отложений,

* Интрузивно-эффузивные ассоциации пород в настоящей работе не рассматриваются. Наиболее полные схемы альпийского магматизма в восточной части Карпат с детальным петрографическим описанием приведены в работах В. С. Соболева и др. [13] и Э. А. Лазаренко и др. [11].

а верхняя без видимого несогласия — по подошве меловых пород. Таким образом, объем описываемой субформации отвечает юрской системе, однако не исключено участие в ее составе и отложений триаса. Субформация, имеющая мощность 500 м, представлена в нижней части пестроцветно-сероцветными известняками, аргиллитами, алевролитами, известковистыми песчаниками и фукоидными мергелями. В известняках присутствуют обломки фауны, кораллово-водорослевые биогермы, горизонты пирокластических пород и лав.

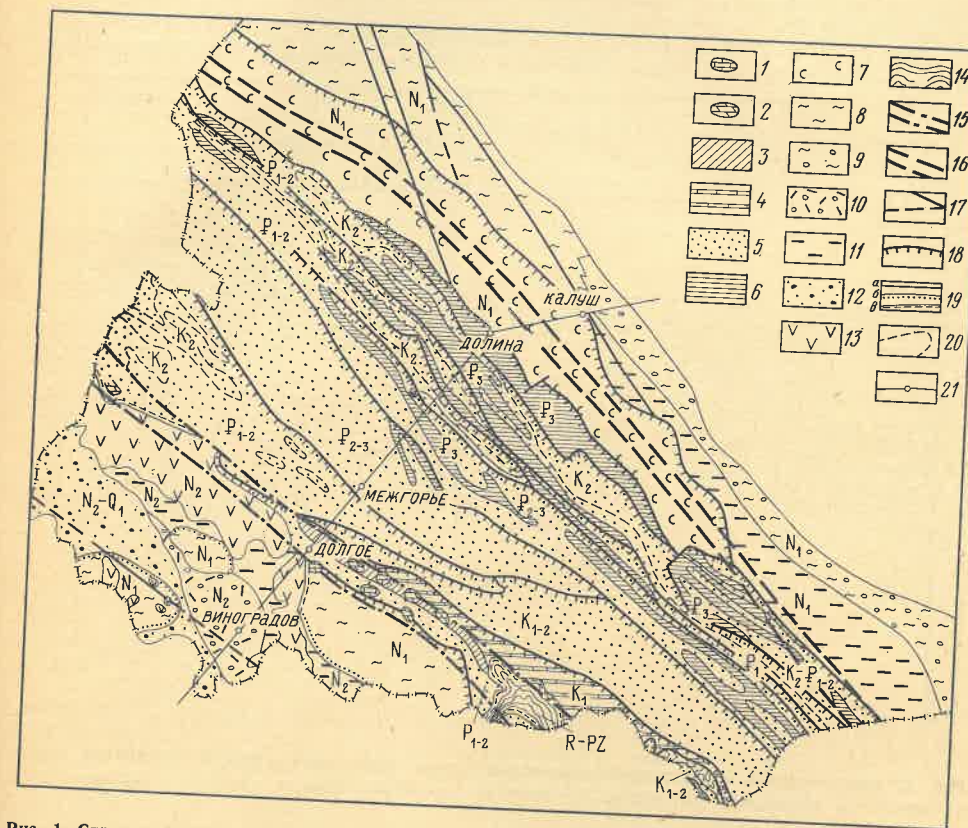


Рис. 1. Структурно-формационная карта восточной части Карпат

Формации и субформации: 1 — слоистоизвестняковая (отдельные глыбы в Утесовой зоне), 2 — рифогенных известняков, 3 — грубого флиша, 4 — карбонатного флиша, 5 — флишеидная, 6 — битуминозная, 7 — нижнемеловая (эвапоритовая), 8 — морская терригенная сероцветная, 9 — параллельная терригенная, 10 — вулканогенно-терригенная, 11 — лимническая угленосная, 12 — пестроцветная, 13 — магматический комплекс (базальты, спилиты, андезиты, кератофилы, липариты); 14 — рифей-палеозойский метаморфизованный складчатый комплекс; 15 — зона глубинного разлома; 16 — зона граничного разлома типа краевого шва; 17 — прочие разломы; 18 — надсогласием; 19 — формационные контакты без видимого несогласия (а), с незначительным угловым несогласием (б), со структурным несогласием (в); 20 — стратиграфические границы; 21 — линия разреза

Слоистоизвестняковая формация с субформацией рифогенных известняков приурочена к основанию альпийской складчатой системы. Мощность ее отложений в Закарпатском внутреннем прогибе 1000—1300 м, в складчатой области Карпат предположительно 500—800 м и в Предкарпатском передовом прогибе 1800—2000 м. Позднегеосинклинальная стадия развития данной территории нашла отражение в образовании глинистой и флишевой формаций.

Глинистая (аспидная) формация вскрыта глубокими скважинами в Закарпатском внутреннем прогибе. Нижний ее контакт проходит по поверхности структурного несогласия в основании мела, верхний — по незначительному угловому и стратиграфическому несогласию в основании палеогена. По мере приближения к Мармарошской и Пенинской зонам глинистая формация фациально замещается известняково-глинистой формацией, а к западу, в сторону Паннонской впадины, — татранским флишем [12]. Объем отложения верхнего отдела.

Формация сложена темно-серыми до черных известковыми аргиллитами с горизонтами серых разнотернистых песчаников, отдельными прослоями мергелей и известняков. Мощность отложений более 1000 м, в среднем 400—500 м.

Флишевая формация объединяет до 70—80% всех мезо-кайнозойских образований, сформировавшихся в условиях пульсирующего прогибания фундамента и компенсированного заполнения осадками геосинклинального трога. Флиш хорошо выделяется среди альпид Карпат, образуя средний структурный этаж, и включает субформации грубого флиша, карбонатного флиша, флишиондую и битуминозную субформации (см. рис. 2).

Субформация грубого флиша распространена в Закарпатском внутреннем прогибе (Мармарошская зона) и в складчатой области Карпат. Выходы ее на дневную

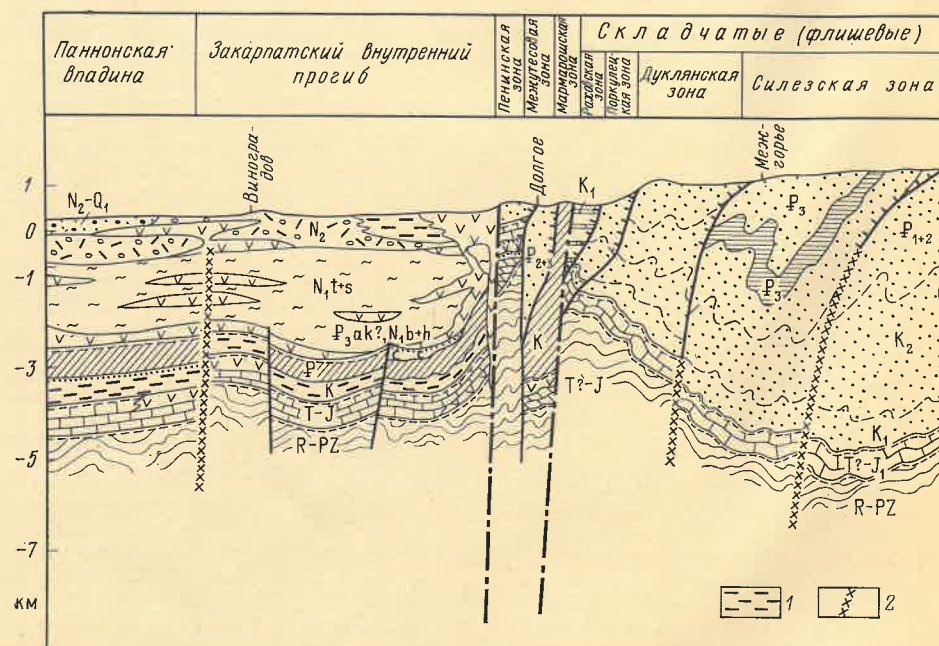


Рис. 2. Схематический структурно-формационный разрез Виноградов — Калуш (разломная тектоника). 1 — глинистая (аспидная) формация; 2 — разломы, по геофизическим данным; остальные усл.

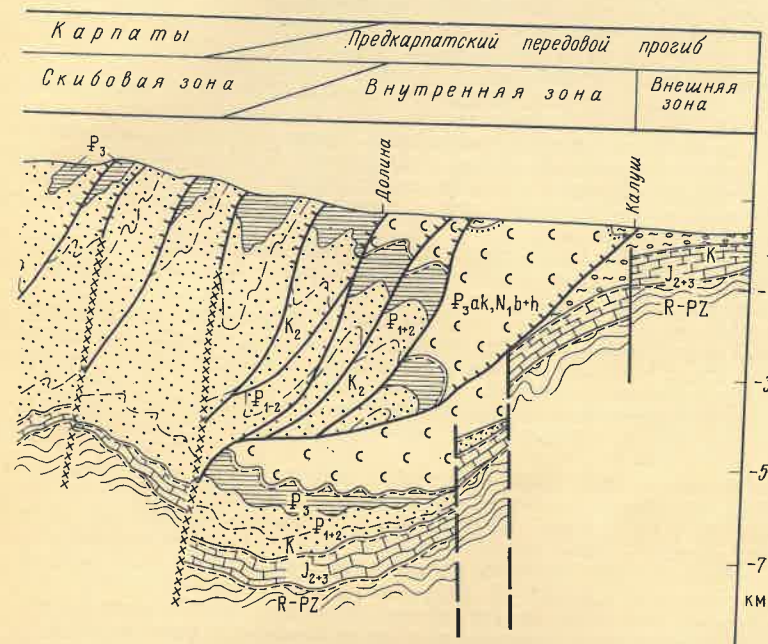
поверхность известны только в Мармарошской зоне и в ядрах антиклинальных складок вдоль юго-западной границы складчатой области Карпат. В Закарпатье грубый флиш вскрыт скважинами, а в складчатой области Карпат его наличие предполагается по ряду косвенных признаков. Нижняя граница этой субформации со структурным несогласием располагается на денудационной поверхности известняковой формации, верхняя менее отчетливо выражена и устанавливается по более упорядоченному распределению материала и появлению в разрезе типичного флиша. В таком понимании она является «скользящей» и на большей части территории Карпат проходит внутри альб-сеноманских образований, опускаясь в Раховской структурно-фациальной зоне до верхов титонского яруса [7].

В Закарпатском внутреннем прогибе к субформации грубого флиша условно отнесена песчано-глинистая преимущественно аритмичная толща эоцен-олигоценного возраста, переходящая по мере приближения к Пенинской зоне в грубоиритмичный песчаный (подгальский) флиш. В северо-западном и западном направлениях грубый флиш, вероятно, уходит в область Татранского бассейна, где соединяется с центрально-карпатским флишем Восточной Словакии. Обычно это темно-серые до черных аргиллиты, алевролиты и песчаники с характерной подводноползневой «закрученной» («курбикортикальной») текстурой [10, 12]. Встречаются тонкие прослои и линзы мергелей, мощные пакки массивнослоистых слюдястых песчаников, гравелитов и конгломератов. Роль грубообломочного материала на отдельных участках (Мармарошская зона) резко возрастает в нижней части разреза. Кверху сероцветные образования нередко замещаются пестроцветными.

Полный разрез субформации нигде не вскрыт, однако можно предполагать, что ее мощность значительна и изменяется от 300—1000 м в складчатой области Карпат до 1500—2000 м в Закарпатском внутреннем прогибе.

Субформация карбонатного флиша слагает Раховскую структурно-фациальную зону. Полоса ее выходов на дневную поверхность протягивается от Чивчинских гор до р. Боржавы, далее к западу срезается надвигом и уходит под грубый флиш Мармарошской зоны. Непосредственным продолжением карбонатного флиша к юго-востоку служат породы синайской свиты Румынии [9]. В восточной части Карпат он с вмещающими породами не представляется возможным.

К карбонатному флишу отнесены отложения нижнего мела в объеме валанжинского и готеривского ярусов, не исключено участие барремских осадков. Флиш сложен темноцветной терригенно-карбонатной толщей с более или менее четко выраженной ритмичностью. Зернистая, меньшая часть ритма состоит из песчаников и алевро-



ника дана по А. В. Чекунову [18])
обозн. см. рис. 1

литов, иногда с гравелитом в основании, пелитовая — из темно-серых до черных аргиллитов, переходящих в мергель и известняк. Вверх по разрезу ритма роль аргиллитов возрастает, а карбонатных и обломочных пород уменьшается, хотя в целом флиш сохраняет трехкомпонентный состав. Мощность его, по-видимому, превышает 1000 м.

Флишиондная субформация слагает большую часть складчатой области Карпат и Внутренней зоны Предкарпатского передового прогиба. Характер контактов со смежными субформациями различный. Нижний контакт в Пенинской зоне проходит по подошве палеогеновых образований, совпадая с нижней границей среднего структурного этажа. Далее на северо-восток, в Мармарошской зоне и в складчатой области Карпат, он без признаков несогласия устанавливается внутри альб-сеноманских отложений по появлению в разрезе ритмичных пород. На большей части территории Карпат флишиондные образования выходят на поверхность. Лишь на отдельных участках Скибовой структурно-фациальной зоны и в Предкарпатском передовом прогибе они перекрываются битуминозным субфлишем. Граница между ними согласная и проходит в основании олигоценных отложений по горизонту черных аргиллитов, содержащих значительное количество битуминизированного органического вещества.

Возраст флишиондной субформации в Пенинской и Мармарошской зонах эоцен-олигоценный, а в складчатой области Карпат — верхнемеловой — палеогеновый. Сложена она песчаниками, аргиллитами и алевролитами, иногда переслаивающимися с карбонатными породами [2, 5, 10, 12], серыми, зеленовато-серыми с редкими пестроокрашенными пакками. В отличие от типичного флиша ритмичность описываемых отложений крайне не выдержана (мезоритмы и микроритмы чередуются с неритмичными пакками песчаников мощностью до нескольких метров), а градиционная слоистость выражена слабо. В мезоритмах обычно преобладают зернистые породы, а в микроритмах — пелитовые. Мощность флишиондных отложений в наиболее погружен-

ной части складчатой области Карпат (Скибовая и Силезская структурно-фациальные зоны) превышает 5000 м, а к северо-востоку и юго-западу закономерно уменьшается.

Субформация битуминозного субфлиша распространена в складчатой области Карпат и Предкарпатском передовом прогибе. До орогенеза она представляла собой единое геологическое тело линзообразной в поперечном сечении формы с максимальным утолщением в Скибовой зоне. В процессе замыкания геосинклинали оно было интенсивно смято в складки и разделено на блоки, смещенные друг относительно друга по крупным сбросам и надвигам. На юго-западе субфлишевые отложения выклиниваются в Дуклянской структурно-фациальной зоне, на северо-востоке срезаются Предкарпатским глубинным разломом.

Нижняя граница битуминозных субфлишевых образований приурочена к основанию олигоценных отложений, совпадая с выдержанным кремневым горизонтом, разделяющим существенно различные по составу и фациальному типу осадки, верхняя является скользящей: в центральной части складчатой области Карпат она проходит внутри олигоценных образований, в северо-восточной части (Скибовая структурно-фациальная зона) и Бориславо-Покутском покрове Внутренней зоны Предкарпатского передового прогиба смещается кверху, и битуминозный субфлиш на значительной площади выходит на дневную поверхность. Далее к востоку, в наиболее погруженной зоне прогиба, указанный субфлиш по системе надвигов опущен на большую глубину и перекрыт молассой верхнего структурного этажа. В этом объеме он включает на юго-западе отложения нижнего олигоцена, а на северо-востоке — всего олигоцена, т. е. менилитовую серию.

Битуминозный субфлиш сложен темными до черных аргиллитами; на обломочные породы, главным образом песчаники, приходится всего лишь несколько процентов от общей мощности осадков. Распределены они в разрезе неравномерно: или в виде тонких прослоев, образующих с аргиллитами характерный среднеритмичный двухкомпонентный флиш, или в виде горизонтов массивных и сближенных толстослоистых песчаников среди аргиллитов. Последние обычно некарбонатные, с битуминозным запахом, обусловленным наличием тонкорассеянного бурого органического вещества. Мощность битуминозного субфлиша изменяется от 0—100 м в краевых частях территории до 1500 м в центральной ее части (Скибовая структурно-фациальная зона).

Орогенные формации. Коренная перестройка структурного плана территории Карпат произошла, по мнению многих исследователей, на рубеже палеогена и неогена под воздействием общекарпатской (савской) фазы складчатости [14, 18]. К этому времени большая часть флишевой геосинклинали вышла из-под уровня моря, а на ее флангах в бурдигальский век (возможно, уже в позднем олигоцене) заложились Предкарпатский передовой прогиб на северо-востоке и Закарпатский внутренний прогиб на юго-западе. В них на ранней стадии орогенного этапа развития накапливались осадки нижнемолассовой формации, а на поздней — верхнемолассовой.

Молассы Закарпатья и Предкарпатья, несмотря на общие черты (пестрый состав, соленосность и угленосность отложений), обнаруживают существенные различия. В Закарпатском внутреннем прогибе они характеризуются сравнительно спокойным залеганием, более пестрым составом и широким развитием вулканогенных пород. Это свидетельствует о том, что прогиб был теснее связан с Центрально-Карпатским (Венгерским) срединным массивом, которому свойственны глыбовые движения и магматизм центрально-трещинного типа, чем со складчатой областью Карпат, где доминировали колебательные движения с горизонтальным перемещением значительных масс пород вдоль шарьяжей. Описания формации Закарпатского внутреннего прогиба в статье не приводятся.

Нижнемолассовая (эвапоритовая) формация распространена во Внутренней зоне Предкарпатского передового прогиба. Нижняя ее граница проходит в основании неогена, являясь одновременно границей между средним и верхним структурными этажами, верхняя — в основании тортонского яруса. На отдельных участках отмечены базальные конгломераты (добромилские, радычские), свидетельствующие о трансгрессивном характере накопления осадков.

Наряду с различием литолого-фациальных типов пород, слагающих нижнемолассовую формацию, устанавливается характерная для нее засоленность осадков. В типичном разрезе это серые, сверху пестроцветные терригенные, соленосные и гипсоносные образования, в нижней части, согласно данным В. С. Букова, В. В. Глушко, Л. С. Пишвановой [3] и И. Д. Гофштейна [6], серые песчано-глинистые, с пластами каменной и калийной солей, а также линзами «экзотических» (некарпатских) гравелитов и конгломератов. В северо-западных разрезах обычно преобладают пелитовый материал, замещающийся к юго-востоку псаммито-псефитовым. И. Д. Гофштейн [6] связывает появление в разрезе экзотических конгломератов с размывом древней островной дуги, располагавшейся на месте Предкарпатского граничного разлома. В. С. Буков, В. В. Глушко и Л. С. Пишванова [3] допускают возможность сноса обломочного материала также с отдельных приподнятых блоков края платформы.

Пестрый состав пород в верхней части формации обусловлен чередованием розовых, красновато-коричневых, зеленовато-серых и серых слюдястых известковых

глин, содержащих отдельные прослои и мощные пакки алевролитов, песчаников, реже гравелитов и конгломератов. В конгломератах (баличская свита) уже заметно преобладание карпатских пород над некарпатскими. Количество красноцветных прослоев сокращается, однако пестрая окраска в сочетании с известковистостью довольно четко отличает эту толщу от подстилающей. Мощность нижнемолассовой формации изменяется от 3000 до 7000 м.

Верхнемолассовая формация ввиду широкой вариации парагенезов входящих в нее пород подразделена на несколько субформаций. Морская терригенная сероцветная субформация в объеме среднего и низов верхнего миоцена слагает верхний структурный этаж. Наиболее широко она развита во Внешней зоне Предкарпатского передового прогиба, где прослеживается от государственной границы СССР до г. Калуш (см. рис. 1). Южнее морская моласса постепенно переходит в параличскую терригенную субформацию, во Внутренней зоне распространена ограниченно — лишь в ядрах синклинальных складок, сохранившихся от денудации. Контакты рассматриваемой субформации с нижележащими резкие: во Внутренней зоне она с угловым несогласием ложится на нижнемолассовую формацию, а во Внешней — с угловым и стратиграфическим несогласием на карбонатные породы верхнего мела.

В нижней части субформации (богородчанская свита) преобладают серые, зеленовато-серые известковистые глины и мергели с подчиненными пластами и прослоями песчаников, литотамниевых известняков, туфов и туффитов. Вверх по разрезу и в юго-восточном направлении закономерно возрастает роль песчаников, литотамниевых известняков, появляются горизонты гипсов и каменной соли. Верхняя ее часть (косовская и дашавская свиты) представлена сероцветной толщей глин, алевролитов и песчаников, мощность и количество которых увеличиваются к юго-западу, в направлении к Внутренней зоне прогиба и складчатой области Карпат, а также к юго-востоку. Встречаются также тонкие прослои туфов, туффитов и редкие горизонты конгломератов. Мощность описываемой молассы в Предкарпатье изменяется от 200—500 м на северо-западе до 2000—3000 м на юго-востоке.

Параличская терригенная субформация широко распространена во Внешней зоне Предкарпатского передового прогиба на границе с Русской платформой, протягиваясь от г. Калуш на северо-западе до г. Сторожинец на юго-востоке (см. рис. 1). Во Внутренней зоне она присутствует в виде останков среди образований нижнемолассовой формации. Контакт с нижележащими отложениями резко трансгрессивный. Во Внутренней зоне прогиба данная субформация с угловым несогласием, а на отдельных участках с базальным конгломератом карпатских пород в основании залегает на соленосных осадках нижнего миоцена, во Внешней — с угловым и стратиграфическим несогласием на размытой поверхности верхнего мела.

Параличская терригенная моласса сложена песчаниками, алевролитами и глинами с подчиненными прослоями конгломератов, туфов и туффитов тортонского и сарматского ярусов. Мощность и количество в ней песчаных пачек возрастают к юго-западу, в направлении к Внутренней зоне прогиба и складчатой области Карпат [3]. Конгломераты особенно широко представлены в средней части разреза (пистынские конгломераты). В составе их гальки доминируют метаморфических и изверженных пород; характерны включения ископаемой древесины. Мощность субформации изменяется от 100—200 м во Внутренней зоне Предкарпатского передового прогиба до 3000 м — во Внешней.

Лимническая угленосная субформация развита в юго-западной части Внешней зоны Предкарпатского передового прогиба, где она образует полосу протяженностью около 130 км, шириной 15—25 км, непосредственно примыкающую к Внутренней зоне (см. рис. 1). Положение субформации на площади и в разрезе устанавливается по смене лагунно-морских фаций озерно-болотными с признаками угленосности. Нижняя их граница проходит в тортонских отложениях, постепенно смещаясь кверху по мере продвижения на северо-восток, верхняя — в отложениях сарматского яруса.

Представлена лимническая угленосная субформация сероцветной песчано-глинистой толщей с пакками конгломератов, прослоями туфов, туффитов и пластами бурого угля [15]. Общая мощность отложений изменяется от 200 до 800 м.

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. Мезо-кайнозойские осадочные образования восточной части Карпат и Закарпатья по структурно-вещественным признакам расчленены на пять формаций: слоистовыветняковую, глинистую (аспидную) и флишевую, образующие геосинклинальную группу формаций; нижнемолассовую (эвапоритовую) и верхнемолассовую, являющиеся типичными представителями орогенных формаций.

2. Границы формаций совпадают с поверхностями несогласий и нередко являются скользящими по разрезу, что обусловлено направленно-волновым прогибанием земной коры.

3. Выделенные формации слагают три структурных этажа: нижний (триас и юра), средний (мел и палеоген) и верхний (неоген).

4. Установлены десять субформаций, характеризующихся меньшим разнообразием и сочетанием слагающих их пород, чем формации: рифогенных известняков,

грубого флиша, карбонатного флиша, флишоидная, битуминозного субфлиша, морская терригенная сероцветная, паралическая терригенная, вулканогенно-терригенная, лимническая угленосная и пестроцветная (см. рис. 1).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буров В. С., Сандлер Я. М., Шакин В. А. Донеогеновые отложения Внешней зоны. — В кн.: Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат. М., Недра, 1971, с. 23—34. (Тр. УкрНИГРИ, вып. 25).
2. Буров В. С., Глушко В. В., Мыкита Б. В. Меловые и палеогеновые отложения Внутренней зоны. — В кн.: Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат. М., Недра, 1971, с. 34—42. (Тр. УкрНИГРИ, вып. 25).
3. Буров В. С., Глушко В. В., Пишванова Л. С. Неогеновые отложения Предкарпатского прогиба. — В кн.: Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат. М., Недра, 1971, с. 42—54. (Тр. УкрНИГРИ, вып. 25).
4. Вялов О. С. Основные черты геологического строения. — В кн.: Геология СССР, т. XLVIII, Карпаты. М., Недра, 1966, с. 40—51.
5. Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат. Палеогеновая система. Г. Д. Досин, П. Ю. Лозыняк, Ф. П. Темнюк и др. М., Недра, 1971, с. 141—175. (Тр. УкрНИГРИ, вып. 25).
6. Гофштейн И. Д. Неотектоника Карпат. Киев, Наукова думка, 1964.
7. Досин Г. Д., Смирнов С. Е., Шакин В. А. Основные этапы геологического развития Украинских Карпат. Флишевый этап. — В кн.: Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат. М., Недра, 1971, с. 299—304. (Тр. УкрНИГРИ, вып. 25).
8. Круглов С. С. Триасовая и юрская системы. — В кн.: Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат. М., Недра, 1971, с. 96—111. (Тр. УкрНИГРИ, вып. 25).
9. Круглов С. С. Основные черты структуры флишевого комплекса Украинских Карпат. — В кн.: Перспективы нефтегазоносности и направление региональных и поисковых работ на нефть и газ в Украинских Карпатах. Львов, 1973, с. 19—27.
10. Круглов С. С., Лозыняк П. Ю., Жураковский А. Г. Меловая система. — В кн.: Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат. М., Недра, 1971, с. 111—141. (Тр. УкрНИГРИ, вып. 25).
11. Лазаренко Э. А., Гнилко М. А., Зайцева В. Н. Металлогения Закарпатья. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1968.
12. Петрашкевич М. И. Донеогеновые образования. — В кн.: Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат. М., Недра, 1971, с. 216—226. (Тр. УкрНИГРИ, вып. 25).
13. Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат. В. С. Соболев, В. П. Косюк, А. П. Бобриевич и др. Киев, Наукова думка, 1955.
14. Свириденко В. Г., Смирнов С. Е. Основные этапы геологического развития Украинских Карпат. — В кн.: Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат. М., Недра, 1971, с. 296—299. (Тр. УкрНИГРИ, вып. 25).
15. Свириденко В. Г. Бурые угли. — В кн.: Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат. М., Недра, 1971, с. 348—350. (Тр. УкрНИГРИ, вып. 25).
16. Славин В. И. Триасовые и юрские отложения Восточных Карпат и Паннонского срединного массива. М., Госгеолтехиздат, 1963.
17. Херасков Н. П. Тектоника и формации. Избр. труды. М., Наука, 1967.
18. Чекунов А. В. Структура земной коры и тектоника юга европейской части СССР. Киев, Наукова думка, 1972.
19. Шатский Н. С. Осадочные формации. — В кн.: Геологические формации и осадочные полезные ископаемые. Избр. труды, т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1965, с. 175—184.

ХРОНИКА НАУЧНОЙ ЖИЗНИ

УДК 551.4

Е. Ф. СТАНКЕВИЧ (ВНИИгеолнеруд)

Климат, рельеф и деятельность человека

С 11 по 15 сентября 1978 г. на географическом факультете Казанского государственного университета состоялось Всесоюзное совещание по теме «Климат, рельеф и деятельность человека» (XV пленум Геоморфологической комиссии АН СССР), в котором приняло участие около 200 специалистов — геоморфологов, географов и геологов. К совещанию были подготовлены 202 доклада, содержащие анализ влияния климатического и антропогенного факторов на рельефообразование и климата и рельефа — на формирование и сохранение месторождений полезных ископаемых.

На пленарных заседаниях были прочитаны и обсуждены восемь докладов, остальные на пяти секциях.

В докладе А. А. Асеева, И. Э. Веденской, С. С. Коружева, Д. А. Тимофеева (Ин-т географии АН СССР) «Современные проблемы зональности экзогенного рельефа» было отмечено, что сейчас наиболее важным является не составление глобальных схем морфоклиматической зональности, а анализ самого рельефа и рельефообразующих процессов как результата взаимодействия с климатом и ландшафтными условиями в целом. Указывалось, что границы морфоклиматических зон могут не совпадать с границами тех или иных природных (ландшафтных) зон. Морфоклиматические зоны предложено подразделять на экстремальные (нивалые, криогенные, аридные) и нормальные (гумидные), в зависимости от режимов развития экзогенных процессов. Большое внимание, по мнению авторов, должно уделяться оценке рельефа как экологического фактора, т. е. условиям обитания человека при непрерывном возращении нагрузок на рельеф.

А. П. Дедков (Казанский ун-т), автор доклада «Климатические типы экзогенного морфогенеза и их антропогенные модификации», отметил, что климат и зависимость от него элементы ландшафта (растительный покров) определяют характер и интенсивность выветривания и склоновой денудации. Это предопределяет пять самостоятельных климатически обусловленных путей развития рельефа (типов экзогенного морфогенеза): перигляциальный, гумидный умеренный, семиаридный, семигумидный тропический и гумидный тропический морфогенез. Каждому типу морфогенеза присущи свой тип рельефа и своя характерная континентальная, осадочная формация с типичным для нее комплексом полезных ископаемых. При хозяйственном освоении территории усиливаются процессы, типичные для аридных условий, и ослабевают процессы, характерные для гумидных обстановок.

А. П. Сигов и В. С. Шуб (Уральское ГУ), представившие доклад «Рельеф, континентальные формации и полезные ископаемые горных стран как отражение смен климатов», показали на примере Урала связь поверхностей выравнивания, кор выветривания, типов отложений континентальных перерывов, тяжелых аксессуаров и набора полезных ископаемых с палеоклиматами. Учет рельефообразующих факторов, в том числе палеоклиматических условий, помогает прогнозированию месторождений полезных ископаемых.

Доклад А. И. Спиридонова (МГУ) был посвящен классификации антропогенного рельефа. По мнению докладчика, к антропогенным не следует относить формы, создающиеся в результате действия естественных (природных) рельефообразующихся агентов при косвенном воздействии человека. Такие процессы следует называть антропогенными природными (антропогенный рельеф: 1) созданный в процессе производства; 2) созданный в процессе строительства; 3) созданный в результате прочих видов деятельности человека.

З. А. Сваричевская (ЛГУ) в докладе «Техногенный морфогенез» отметила, что в настоящее время отдается предпочтение термину «антропогенный морфогенез», в то время как правильное термин «техногенный морфогенез». Техногенный морфогенез, в свою очередь, следует подразделять на: 1) собственно техногенный; 2) техногенно-природный — целенаправленный и стихийный.

В докладе Ю. Г. Симонова и И. М. Зейдиса (МГУ) «Теория и методы прогнозирования экзогенных процессов, имеющих климатическую и антропогенную обусловленность» было отмечено, что прогнозно-геоморфологические исследования проводятся преимущественно по процессам, протекающим активно и быстро. Для прогнозирования медленно протекающих процессов недостаточно времени наблюдений. Одним из требований к построению теории геоморфологического прогнозирования является необходимость учета разнопорядковости элементов. Ко второму требованию относится учет времени, необходимого для возникновения экзогенной формы рельефа

каждого таксономического ранга. Методы прогнозирования могут быть качественными и количественными. В последнем случае прогноз опирается на разные виды моделирования.

Доклад А. П. Рождественского (Ин-т геологии БФ АН СССР) «О климатической и структурной геоморфологии» посвящался вопросам соотношения экзогенного и эндогенного геоморфогенеза. Было отмечено, что роль эндогенного и экзогенного факторов в рельефообразовании сопоставима и соизмерима.

Доклад «Показ деятельности экзогенных рельефообразующих агентов, отражающих разные морфоклиматические условия на геоморфологической карте Мира» представили Н. В. Башенина, О. К. Леонтьев и др. (МГУ). Было отмечено, что на геоморфологической карте Мира масштаба 1:15 000 000, составленной сотрудниками географического факультета МГУ, показаны строение рельефа и формирующие его агенты на поверхности суши и на дне морей и океанов, типы денудации и аккумуляции в настоящее время и в недавнем прошлом, типы экзогенных факторов в батимальной и абиссальной зонах Мирового океана.

На секционных заседаниях на основании опубликованных тезисов докладов были сделаны обобщающие доклады кураторов секций и предложены вопросы для дискуссии. Кураторский доклад на секции «Современные экзогенные процессы в различных климатических условиях» представили А. В. Ступишин и Д. А. Тимофеев, на секции «Антропогенные изменения экзогенных процессов и антропогенный рельеф» — Б. Ф. Косов, М. М. Жандаев и А. С. Кесъ, на секции «Смена климатов и развитие рельефа» — А. А. Асеев и А. П. Дедков, на секции «Климат, рельеф и полезные ископаемые» — А. П. Сигов, Е. Ф. Станкевич и В. С. Шуб, на секции «Теория и методы прогнозирования экзогенных процессов» — Ю. Г. Симонов и А. М. Трофимов.

В обобщающих кураторских докладах и в прениях, прошедших на пленарных и секционных заседаниях, подчеркивалось, что советские геоморфологи, географы и геологи внесли большой вклад в изучение рельефообразующей роли климатического и антропогенного факторов, значение которых постоянно недооценивалось.

Анализ климатических факторов рельефообразования и палеоклиматические исследования могут явиться основой для прогнозных и поисковых работ на различные полезные ископаемые (бокситы, россыпи, нефть и природный газ, минеральные соли и др.), особенно континентального происхождения. Одной из насущных проблем в настоящее время является поиск и разработка путей и методов прогнозирования, регулирования и управления экзогенных рельефообразующих процессов в различных ландшафтно-климатических условиях, в частности, при антропогенном воздействии. При изучении антропогенного морфогенеза следует обращать внимание не только на макро- и мезоформы, но и на микро- и наноформы, постоянно возникающие на больших площадях, например, при сельскохозяйственном освоении целинных земель и других территорий (при создании орошаемых полей в пустынях и полупустынях и т. д.).

В решении совещания было рекомендовано Геоморфологической комиссии АН СССР предусмотреть в своем плане совещания по проблемам антропогенного рельефообразования и по вопросам влияния рельефообразования на формирование и сохранение месторождений экзогенных полезных ископаемых.

КРИТИКА И РЕЦЕНЗИИ

УДК 553.93/.97(47+57)(049.3)

П. П. ТИМОФЕЕВ (ГИН АН СССР)

К выходу монографии „Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР“*

Современное состояние топливно-энергетических ресурсов в мире, как никогда прежде, ставит вопрос о необходимости концентрации усилий на дальнейшем комплексном изучении твердых горючих полезных ископаемых — угля, горючих сланцев и даже торфа. Это обусловлено прежде всего тем, что их доля, в частности угля, из-за некоторого отставания в выявлении запасов нефти и газа будет существенно возрастать не только в топливно-энергетическом балансе, но и в коксохимической, химической и других отраслях промышленности большинства стран мира, в том числе и СССР. Этому способствует и то, что уже сейчас геологические запасы различных по качеству углей позволяют увеличить их добычу в больших масштабах. В свою очередь, разведанные запасы могут обеспечить необходимую потребность в угле на дальнюю перспективу.

Советское государство с первых дней своего существования придавало первостепенное значение созданию собственной топливно-энергетической базы. В результате проведения значительного объема научных и поисково-разведочных работ были расширены ранее известные бассейны (Донецкий, Кузнецкий, Карагандинский и др.) и выявлены новые (особенно в Сибири и на Дальнем Востоке), в области угольной геологии накопились огромные фактические материалы, которые периодически требовали осмысливания. На II Всесоюзном угольном геологическом совещании (1955 г.) было решено начать коллективные исследования по теме «История угленакопления на территории СССР». Они проводились под научным руководством члена-корр. АН СССР И. И. Горского и были закончены к концу 1965 г. Результаты их опубликованы в виде монографий по отдельным регионам и этапам угленакопления, атласов, карт углеобразования на территории СССР, атласов генетических типов углей по отдельным бассейнам и месторождениям и др.

Почти одновременно по линии Министерства угольной промышленности СССР и Министерства геологии СССР было принято решение об издании 12-томной монографии «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР» с целью систематического геологического описания угольных и сланцевых бассейнов и месторождений СССР. Первые тома ее (2 и 10-й) появились в 1962 г., а издание всех томов завершилось в конце 1978 г. До 1967 г. главным редактором ее был С. А. Скробов, а затем Н. И. Погребнов. Прделана огромная организационная и научно-методическая работа при подготовке к изданию этого капитального научного труда.

Материалы монографии по угольным и сланцевым бассейнам и месторождениям распределены следующим образом.

Том 1. Угольные бассейны и месторождения юга европейской части СССР — Донецкий бассейн, Днепровский бассейн, Львовско-Волынский бассейн, месторождения западных областей Украины и Молдавии, Белоруссии, Северного Кавказа и Закавказья (1963 г.). Редактор тома И. А. Кузнецов.

Том 2. Подмосковный бассейн и другие месторождения угля центральных и восточных областей европейской части РСФСР (1962 г.). Редактор В. А. Катлуков.

Том 3. Печорский угольный бассейн и другие месторождения угля Коми АССР и Ненецкого национального округа (1965 г.). Редактор Г. М. Ярославцев.

Том 4. Угольные бассейны и месторождения Урала (1967 г.). Редактор К. В. Миронов.

Том 5. Угольные бассейны и месторождения Казахстана (1973 г.). Редактор И. В. Орлов.

Том 6. Угольные бассейны и месторождения Средней Азии (1968 г.). Редактор И. А. Кузнецов.

Том 7. Кузнецкий, Горловский бассейны и другие угольные месторождения Западной Сибири (1969 г.). Редактор В. И. Яворский.

Том 8. Канско-Ачинский, Тунгусский, Иркутский и другие бассейны Красноярского края, Иркутской области и Тувинской АССР (1964 г.). Редактор Н. Ф. Рябоконь.

Том 9. Угольные бассейны и месторождения Забайкалья, Якутской АССР, Дальнего Востока, о. Сахалин и островов Ледовитого океана (в 2-х книгах). 1973 г. Редактор Г. Д. Петровский.

* М., Недра, 1962—1978.

Том. 10. Угольные бассейны и месторождения Северо-Востока СССР и Камчатки (1962 г.). Редактор Г. Г. Попов.

Том. 11. Горючие сланцы СССР (1968 г.). Редактор В. А. Катлуков.

Том. 12. Общие данные по угольным бассейнам и месторождениям СССР (1978 г.).

Таким образом, в основу распределения материалов первых десяти томов, посвященных углям, положено скорее не геолого-экономическое, а территориально-экономическое районирование. Материалы по горючим сланцам сведены в одном 11-м томе, что сделано впервые для всей территории СССР. В последнем 12 томе подведены некоторые общие данные по угольным бассейнам и месторождениям СССР.

Все тома, исключая последний, построены по единому принципу. В каждом, как правило, приводятся краткий обзор исследований, данные по стратиграфии (общей и детальной, непосредственно по угленосным отложениям), по тектонике, угленосности, петрографическая и качественная характеристики углей, описываются гидрогеологические, горнотехнические и геотермические условия, оцениваются запасы углей и других полезных ископаемых, дается геолого-экономическая оценка бассейнов в целом, а также угленосных районов и месторождений в пределах бассейнов (это описание, как правило, занимает не менее половины каждого тома). Кроме того, во всех томах имеются разделы по общей истории геологического развития регионов. В отдельных томах (1, 3, 6) имеются небольшие разделы с краткими сведениями по литологии и палеогеографии, которые носят формальный характер; в зависимости от положения бассейна или месторождения в общей геологической структуре освещаются также вулканизм, газоносность, многолетняя мерзлота и другие сопутствующие явления, оказывающие в ряде случаев влияние на качество углей или на их разработку.

Оценивая монографию в целом, можно сказать, что она представляет собой уникальный труд, не имеющий себе равных в мировой угольной литературе. В создании монографии участвовал большой (свыше 500 специалистов) коллектив геологов-угольщиков, посвятивших свою трудовую деятельность изучению того или иного бассейна или месторождения. Поэтому каждый том и его разделы написаны с большим знанием, насыщены огромным фактическим материалом.

Вместе с тем надо иметь в виду, что со времени создания некоторых томов (1, 2, 3, 8) прошло 15—17 лет. За это время получены многочисленные новые материалы, выполнены научные разработки, которые повысили уровень наших знаний по геологии углей, их качеству, истории формирования бассейнов и месторождений. Кроме того, к сожалению, 12-й том носит больше описательный характер. Он не стал теоретическим, обобщающим основы учения об угленосных и сланцевосных формациях, как было задумано. Это связано прежде всего с тем, что недостаточно использовались материалы по истории угленакопления на территории СССР, а также многочисленные работы по отдельным угольным бассейнам и месторождениям. Вследствие этого в монографии практически отсутствует анализ проблемы образования и изменения угленосных и сланцевосных формаций. По нашему мнению, в 12 томе монографии следовало хотя бы в кратком виде изложить современные теоретические представления в области угольной геологии.

Монография имеет несомненное значение для поисково-разведочных и эксплуатационных работ. Установленные в ряде бассейнов эмпирические закономерности распространения угленосных отложений и их угленасыщенности, положение в современной структуре земной коры, тектоническое строение, особенно глубоких горизонтов, газоносность и другие их особенности позволяют научно обоснованно подходить к составлению планов поисковых и разведочных работ, к проектированию шахт и карьеров. Недостаточное знание теоретических закономерностей торфонакопления и углеобразования ведет к завышению объемов буровых работ. Если в полной мере использовать то, что уже сделано в области разработки фундаментальных проблем угольной геологии, наша страна получит большую экономию как в денежных средствах, так и в объемах буровых работ, которые могли бы быть использованы для других целей.

В заключительной главе 12-го тома авторы очень кратко останавливаются на тех задачах, которые стоят перед угольной геологией, в частности из шести страниц только одна посвящена фундаментальным проблемам. Надо отдать должное авторам в том, что они считают необходимым возобновление работ по геологической истории угленакопления. Кстати, ЮНЕСКО в феврале 1978 г. одобрило инициативу Советского Союза о разработке программы работ по международному проекту «Глобальная корреляция геологических процессов образования и изменения угленосных, сланцевосных и торфяносных формаций континентов и их океанических окраин» (КУФ), рассчитанной на 10 лет. Эти исследования уже начаты; они отвечают более высокому уровню организации и базируются на комплексном подходе к изучению геологических процессов.

Известно, что угленосные и сланцевосные формации фанерозоя, а также современные торфяносные формации в земной коре чрезвычайно разнообразны по палеоструктурно-тектонической принадлежности, генезису, литолого-фациальному и вещественному составу осадков и пород, мощности, маркам, метаморфизму и т. п. Одна-

ко все они по разным причинам исследованы крайне неравномерно, особенно в генетическом отношении, хотя в то же время изучены намного лучше, чем какие-либо другие формации.

Недостаточно изучены процессы современного и древнего торфонакопления, а также последующего преобразования торфа в уголь. Последнее очень важно для познания физико-химических и технологических свойств углей, которые в значительной мере определяются изначальной природой накопления органического вещества. Весьма важно знать соотношения между угленосными формациями и образующими на их основе угольными бассейнами и месторождениями, которые, как известно, являются теми или иными частями угленосных формаций в современной структуре земной коры. В этих работах несомненно будут использоваться и материалы рецензируемой монографии.

В заключение следует подчеркнуть, что несмотря на отдельные отмеченные недостатки монография «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР» представляет ценный вклад как в угольную геологию, так и в практику геологоразведочных работ. Ее материалы широко используются и способствуют повышению эффективности научных исследований и геологоразведочных работ.

УДК 55/001.83(103)

Ерофеев Б. Н., Долгополов В. М., Лузин Г. П. Сотрудничество стран—членов СЭВ в области разработки долгосрочных геологических прогнозов.— Сов. геология, 1979, № 6, с. 3—9.

Совету Экономической Взаимопомощи исполнилось 30 лет. За минувшее тридцатилетие страны, входящие в состав СЭВ, добились выдающихся успехов—возрос их экономический потенциал, успешно развивается научно-технический прогресс, неуклонно поднимается народное благосостояние и культура. Важным этапом в развитии сотрудничества братских стран явилась разработка долгосрочных целевых программ сотрудничества (ДЦПС). На основе этой программы страны—члены СЭВ осуществляют анализ состояния минерально-сырьевой базы по отдельным полезным ископаемым и комплексную геолого-экономическую оценку состояния ресурсов основных видов минерального сырья, разрабатывают прогноз обеспеченности разведанными запасами. Большое внимание уделяется топливно-энергетической проблеме.

Активное сотрудничество специалистов стран—членов СЭВ позволяет целенаправленно и научно обоснованно направлять деятельность геологических организаций братских стран по обеспечению опережающего роста разведанных запасов минерального сырья по сравнению с темпами развития добывающих отраслей промышленности.

УДК 550.8 : 622.83

Мелик-Пашаев В. С. Геологические причины аномально высоких пластовых давлений.— Сов. геология, 1979, № 6, с. 9—18.

В статье рассматриваются геологические факторы, обуславливающие возникновение аномально высоких пластовых давлений (АВПД) в нефтяных и газовых месторождениях. Подчеркивается ведущая роль геотектонических процессов в структурах, осложненных грязевыми вулканами, диапиризмом, соляной тектоникой. Большое значение имеет присутствие в разрезе мощных глинистых и галогенных толщ, а также дегидратация пород на больших глубинах как в геосинклинальных, так и в платформенных областях. По мере дальнейшего погружения толщ и уплотнения пород-коллекторов существенное значение приобретает их трещиноватость, а в сверхглубоких частях разреза возможно проявление пластических свойств пород. Излагаются взгляды автора на механизм передачи горного давления непосредственно залежи нефти или газа.

Список лит.— 22 назв.

УДК 550.361.4 : 001.18

Прогнозирование температурных условий на больших глубинах/Е. А. Любимова, А. Н. Резников, Ю. А. Ганиев и др.— Сов. геология, 1979, № 6, с. 19—25.

Исследовано влияние температуры и давления на теплопроводность сухих, водо- и нефтенасыщенных горных пород, составляющих верхнюю часть земной коры: карбонатов, сульфатов, обломочных пород (алевролитов), а также гранитов и андезитов-базальтов. С использованием данных по плотности теплового потока и изменении теплопроводности горных пород с глубиной на примере Передовых хребтов Восточного Предкавказья рассчитаны прогнозные температуры по разрезу нефтяных месторождений и построена схематическая карта распределения температур по кровле юрских подсолесных отложений. Установлено, что неучет влияния давления и температуры на теплопроводность горных пород приводит к искажению теплового потока, для рассматриваемых конкретных условий—к завышению его на 20—25%. При определении плотности теплового потока учитывались также искажающие его факторы, как поверхностный, гидрогеологический и осадконакопления.

Табл. 2, ил. 3, список лит.— 14 назв.

УДК 552.313.8+551.263.23 : 553.3

Власов Г. М. Туфовый флиш как индикатор рудоносных структур.— Сов. геология, 1979, № 6, с. 25—32.

На ряде примеров показано, что позднеорогенный туфовый флиш распространен на периферии вулканоплатонических поднятий, которые обычно являются перспективными рудоносными структурами. Особенно рельефно по туфовому флишу выделяются внутренние вулканические палеодуги (рудные ресурсы их выявлены еще в малой степени). Отмечаются особенности туфового флиша, установленные в современных вулканических областях. Изучение туфового флиша поможет в решении практических задач, а также в выяснении генезиса позднегеосинклинального терригенного флиша.

Список лит.— 29 назв.

УДК 553.41 : 553.061.12

Основные черты процесса формирования субвулканических золото-серебряных месторождений/П. Ф. Иванкин, Г. П. Варламов, П. В. Иншин, В. В. Потапов.— Сов. геология, 1979, № 6, с. 32—44.

На примере изучения рудоносности континентальных вулканических поясов показывается связь золото-серебряного оруденения с кислыми субвулканическими интрузиями.

Рудоносный флюид зарождался в глубоких (до 3—5 км) частях интрузивов и представлял собой надкритическую щелочно-водную жидкость, характеризующуюся высокой экстрагирующей и миграционной способностью. Газово-жидкостная дифференциация флюида по мере движения к поверхности и взаимодействия с вмещающей средой приводила к окончательному формированию рудоносного раствора.

Условием концентрированного отложения металлов и образования рудных жил является дальнейшая дифференциация рудоносного раствора внутри полостей трещин, что связывается с эффектом дросселирования и вызывается фазовыми переходами первого рода (жидкость — пар) с удалением из системы паровой фазы и повышением щелочности раствора. Многостадийность отложения руд объясняется пульсационным характером процесса кристаллизации обогащенного металлами остаточного высококонцентрированного щелочно-кремневого раствора.

Ил. 4, список лит.— 36 назв.

УДК 551.71/73(235.223-11)

Буты Ю. П., Далматов Б. А., Воронцова Г. А. К стратиграфии верхнего докембрия — кембрия Восточного Саяна. — Сов. геология, 1979, № 6, с. 44—56.

На основных площадях развития известняков боксонской надсвиты, а также в карбонатных породах бассейнов рек Улзыты, Урика, Бол. Белой, Хайт и Шумак, до этого относившихся к монгошинской свите верхнего протерозоя, впервые обнаружены трилобиты и брахиоподы ленского и амгинского ярусов кембрия, выделены две новые свиты — нюртинская и хютенская. Забитская и табинзуртинская свиты боксонской надсвиты охарактеризованы комплексами микрофитолитов венда, а в нижней части забитской свиты Боксонского месторождения отмечены микрофитолиты и строматолиты верхнего рифея.

Однозначная интерпретация микрофитолитового материала пока невозможна. В разрезах по рекам Бол. Белой и Хайт в венд-кембрийской карбонатной толще отмечено уменьшение роли доломитов, появление в заметном количестве глинистых сланцев и линз вулканических пород. Уточнение стратиграфии и расширение перспектив рудоносности района привели к обнаружению Харанурского месторождения высококачественных фосфоритов и ряда фосфоритопроявлений.

Ил. 2, список лит.— 19 назв.

УДК 551.248.1-(924.72)

Масляев Г. А. Палеоструктура осадочного чехла Предкавказья. — Сов. геология, 1979, № 6, с. 56—67.

Описаны палеоструктурные элементы подошвы осадочного чехла, сформировавшиеся к концу региональных перерывов осадконакопления (к поздней юре, к началу кайнозоя), а также в периоды относительной стабилизации тектонических движений (в туронское, лабинское, керестинское и мамайское время). Выявлены унаследованные и инверсионные палеоструктурные элементы. Унаследованные палеоструктурные элементы подошвы чехла соответствуют блокам фундамента, отвечающим выступам «гранитного» слоя. Приводятся данные о морфологических различиях, выражающих особенности в перестройке земной коры во время формирования краевых прогибов. Для отдельных частей территории Предкавказья установлено время завершения основных морфологических черт структуры чехла.

Ил. 4, список лит.— 19 назв.

УДК 553.611.6(571.17)

Туркин В. А., Миртов Ю. В. Щелочные бентониты в угленосных отложениях балахонской серии Кузбасса. — Сов. геология, 1979, № 6, с. 68—80.

В угленосных отложениях балахонской (C₂—P₁) серии выявлено шесть пластов монтмориллонитовых аргиллитов (бентонитов) мощностью 1—19 м, характеризующихся высокими дисперсностью (59,6—73,8%), коллоидальностью (80—100), бентонитовым числом (85—100) и пластичностью (49—169). Они отмечаются щелочным составом обменных катионов при резком преобладании натрия и высокой обменной емкости (72—99 мг-экв на 100 г). Установлено большое сходство их физико-химических свойств и состава с бентонитами известных промышленных месторождений. Лабораторными испытаниями показана пригодность их для приготовления качественных буровых растворов и глинопопорошков. Сделано заключение о перспективах выявления достаточно крупных промышленных месторождений.

Табл. 9, ил. 4, список лит.— 10 назв.

УДК 549.07 : 549.321.13

Некрасов И. Я., Сорокин В. И., Осадчий Е. Г. Причины повышенной оловоносности сфалерита. — Сов. геология, 1979, № 6, с. 81—86.

На основании изучения природных оловосодержащих сфалеритов установлено, что максимальные содержания олова отмечаются в случаях ассоциации сфалерита со станныном (до 2%). Экспериментально изучено вхождение олова в сфалерит в равновесии со станныном при 300, 400 и 500° и P_{общ.} равном 1 кбар. Содержание олова в сфалерите в этих условиях возрастает с увеличением температуры и железистости сфалерита и при температуре 500° и железистости сфалерита 15% Fe достигает 1,8%. В случае быстрого охлаждения станнын-сфалеритовый твердый раствор может сохраняться. Вхождение олова в сфалерит в виде станныновой молекулы — основная причина оловоносности сфалерита.

Табл. 4, ил. 4, список лит.— 10 назв.

УДК 551.734 : 564.391.001.33(477.52)

Ляшенко Г. П. Зональное расчленение девона Днепровско-Донецкой впадины по кониконам. — Сов. геология, 1979, № 6, с. 86—90.

Дается корреляция свит живетского и франского ярусов Днепровско-Донецкой впадины, выделенных В. А. Хоменко и А. И. Ляшенко, с кониконховыми (тентакулитовыми) зонами. Произведена их увязка с горизонтами центральных областей Русской платформы. Вишняковская свита соответствует в основном староскольскому горизонту живетского яруса, верхняя часть останков свиты — тиманскому, а степановская свита — хворостанскому горизонту нижнефранского подъяруса, ловеская — рудкинско-семилукским отложениям среднефранского подъяруса, голтвинская — алатырскому и руднянской — нижневоронежскому горизонтам верхнефранского подъяруса.

Табл. 1, список лит.— 4 назв.

УДК 550.8.072 : 553.435

Стоппнер М. Н. Моделирование колчеданных месторождений при геофизических поисках. — Сов. геология, 1979, № 6, с. 90—95.

Предложена физико-геологическая модель колчеданного месторождения как объекта поисков, аппроксимирующая совокупность рудных масс, околорудных метасоматитов, рудовмещающих и перекрывающих пород. На модели и эмпирических данных по Южному Уралу показана зависимость эффективности геофизических поисков от мощности покровных осадочных отложений, степени эродированности и глубины залегания месторождений. Наибольшую эффективность имеет комплекс методов ВП, МПП и гравиметрии; поиски колчеданных месторождений рекомендуется вести в масштабах 1:10 000—1:25 000.

Табл. 1, ил. 3, список лит.— 12 назв.

УДК 551.243(235.211-15)

Алиев А., Дышук Ю. И. Структурные особенности Икарского рудного района (Западный Памир). — Сов. геология, 1979, № 6, с. 95—101.

При дешифрировании высотных аэрофотоснимков выделены узлы повышенной тектонической проработки, расположенные на пересечении разнонаправленных нарушений. Эти узлы характеризуются разнообразными по составу, условиям формирования и возрасту проявлениями магматических образований. С учетом данных геологии, магматизма и оруденения, а также анализа структурной позиции известных рудопоявлений района, оценивается перспективность выделенных узлов в отношении оруденения.

Ил. 1, список лит.— 8 назв.

УДК 553.89.234.83(470.1)

Настасиенко Е. В., Плякин А. М. Агаты в базальтах Тимана. — Сов. геология, 1979, № 6, с. 101—106.

Месторождения и проявления агатов на Тимане связаны с миндалекаменными зонами в раннефранских базальтах. Миндалины агатов приурочены к газовым полостям, они имеют конусовидную, дисковидную или неправильную форму. По составу отличаются мономинеральными агатовыми или халцедоновыми и полиминеральными, сложенными агатом или халцедоном, кварцем и кальцитом. Тиманские агаты отличаются контрастными, красивым рисунком, часто наличием муарового эффекта.

Тиманские агаты являются продуктом низкотемпературных растворов, образовавшихся в результате поствулканической деятельности. Выделены литолого-стратиграфический и минералогический поисково-оценочные критерии на агаты в пределах Тимана. Положительно оцениваются перспективы Северного Тимана, для оценки перспектив Среднего Тимана рекомендуется проведение дополнительных исследований.

Табл. 2, список лит.— 3 назв.

УДК 551.497.1(26.03) : 551.370

Коротав С. М., Шнеер В. С., Гуревич В. И. Оценка скоростей восходящего движения воды в субмаринных источниках по фильтрационному электрическому полю. — Сов. геология, 1979, № 6, с. 106—111.

Дается теоретическое обоснование и приводятся результаты полевых исследований в Японском и Баренцевом морях областей стока подземных вод в море (субмаринных источников) по их электрическому эффекту. Предлагаемый метод дает возможность количественно оценить подземный сток при весьма низких скоростях (до ~0,01 мм/с).

Ил. 2, список лит.— 8 назв.

УДК 551.263.036/037(234.421.1)

Кулиненко О. Р. Осадочные формации восточной части Карпат. — Сов. геология, 1979, № 6, с. 112—118.

В мезозойских и кайнозойских осадочных образованиях рассматриваемой территории по вещественному составу и генетическим признакам выделены пять формаций и десять субформаций. Это крупные геологические тела объемом от нескольких ярусов или отдела до системы, последовательно сменяющие друг друга в разрезе и по площади. Они отнесены нами к двум группам (сообществам, по Н. С. Шатскому) формаций — геосинклинальной и орогенной. Первая представлена слоистоизвестняковой, глинистой (аспидной) и флишевой формациями с подчиненными им субформациями рифогенных известняков, грубого флиша, карбонатного флиша, флишеидной, битуминозного субфлиша; вторая — нижнемолассовой (эвапоритовой) и верхнемолассовой (эвапоритовой), которые в свою очередь делятся на морскую терригенную сероцветную, паралическую терригенную и лимническую угленосную субформации. Описываемые формации образуют три структурных этажа: нижний, включающий отложения триаса и юры, средний — в объеме мела и палеогена и верхний, сложенный породами неогена.

Ил. 2, список лит.— 19 назв.

Издательство «Недра» обращается к руководителям предприятий, организаций, учреждений, учебных заведений и работникам технических библиотек с просьбой ознакомить специалистов с перечнем ниже указанных книг по геологии, выпускаемых издательством в 1980 г.

Заранее благодарим за содействие в распространении литературы для специалистов Вашей организации.

УЧЕБНИКИ И УЧЕБНЫЕ ПОСОБИЯ

ДЛЯ ВУЗОВ

Аристов В. В. Геологические методы поисков месторождений твердых полезных ископаемых. Учебн. пособие для вузов. 20 л. Цена 1 р. 10 к.

Заридзе Г. М. Петрография магматических и метаморфических пород. Учебн. пособие для вузов. 30 л. Цена 1 р. 60 к.

Логвиненко Н. В. Морская геология. Учебник для вузов. 26 л. Цена 1 р. 20 к.

ДЛЯ ТЕХНИКУМОВ

Бахчисарайцев А. Н., Синягин Г. П. Экономика, организация и планирование геологоразведочных работ. Учебник для техникумов. Изд. 2-е, перераб. и доп. 28 л. Цена 1 р. 30 к.

Гаттенбергер Ю. П. Гидрогеология и гидродинамика подземных вод с основами гидравлики. Учебник для техникумов. Изд. 2-е, перераб. и доп. 12 л. Цена 40 к.

Колесникова М. В., Ощепков С. М. Основы техники вычислений. Учебник для техникумов. 12 л. Цена 40 к.

Кузьменко Е. Е. Историческая геология и геология СССР. Учебник для техникумов. Изд. 2-е, перераб. и доп. 24 л. Цена 1 р. 30 к.

Лучицкая А. А. Основы гидравлики и гидрометрии. Учебник для техникумов. 10 л. Цена 35 к.

Сапфиров Г. Н. Структурная геология и геологическое картирование. Учебник для техникумов. Изд. 3-е, перераб. и доп. 18 л. Цена 80 к.

Скабалланович И. А., Седенко М. В. Гидрогеология, инженерная геология и осушение месторождений. Учебник для техникумов. Изд. 4-е, перераб. и доп. 13 л. Цена 45 к.

СПРАВОЧНАЯ ЛИТЕРАТУРА

Вертушков Г. Н., Авдонин В. Н. Таблицы для определения минералов по физическим и химическим свойствам. Справочник. 25 л. Цена 1 р. 80 к.

Желдаков М. Г., Иванова Э. И. Справочник по качеству антрацитов Советского Союза. 20 л. Цена 1 р. 40 к.

Залищак Б. Л., Бурилина Л. В., Кипаренко Р. И. Определение породообразующих минералов в шлифах и иммерсионных препаратах. Изд. 2-е, перераб. и доп. 15 л. Цена 95 к.

Малеев Е. Ф. Вулканы. Справочник. 20 л. Цена 1 р. 40 к.

Правила безопасности при геологоразведочных работах. 20 л. Цена 1 р. 40 к.

Треггер В. Е. Оптическое определение породообразующих минералов. Справочник. Пер. с нем. 20 л. Цена 1 р. 40 к.

Энциклопедия региональной геологии мира. Часть 1. Западное полушарие (включая Антарктиду и Австралию). Пер. с англ. 90 л. Цена 5 р. 50 к.

ПРОИЗВОДСТВЕННО-ТЕХНИЧЕСКАЯ ЛИТЕРАТУРА

Агошков М. И., Астафьева М. П., Маутина А. А. Экономическая оценка эффективности геологоразведочных работ. 15 л. Цена 95 к.

Архангельский И. В. Морское бурение инженерно-геологических скважин. Изд. 2-е, перераб. и доп. 16 л. Цена 1 р. 20 к.

Бонд Б. Технология кристаллов. Пер. с англ. 25 л. Цена 2 р. 10 к.

Борзунов В. М. Поиски и разведка месторождений нерудного металлургического сырья. 24 л. Цена 1 р. 60 к.

Булгаков А. Д., Моссур П. М., Тищенко В. Е. Планирование производственной деятельности геологоразведочных экспедиций. 15 л. Цена 75 к.

Гавришин А. И. Оценка и контроль качества геохимической информации. 15 л. Цена 95 к.

Газоносность угольных бассейнов и месторождений СССР. (Под ред. А. И. Кравцова). Том 3. Генезис и закономерности распределения природных газов угольных бассейнов и месторождений СССР. 20 л. Цена 1 р. 60 к.

Геологическая съемка карбонатных отложений с органогенными постройками. Методическое пособие по геологической съемке масштаба 1:50 000, вып. 2. 20 л. Цена 1 р. 40 к.

Геологическая съемка сложно дислоцированных комплексов. Методическое пособие по геологической съемке масштаба 1:50 000, вып. 6. 20 л. Цена 1 р. 40 к.

Горючие сланцы. (Под ред. Т. Ф., Дж. В. Чилингаряна). Пер. с англ. 25 л. Цена 2 р.

Гречищев С. Е., Чистотинов Л. В., Шур Ю. Л. Криогенные физико-геологические процессы и их прогноз. 20 л. Цена 1 р. 20 к.

Гроховский Л. М., Гроховская М. А. Поиски и разведка месторождений минеральных солей. 16 л. Цена 80 к.

Донских В. В., Зеленин В. Н., Кронидов И. И. Методика геологической съемки древних вулканов. 20 л. Цена 1 р. 40 к.

Дубровинский Д. Л. Комплексная система хозрасчета в геологоразведочном производстве. 11 л. Цена 55 к.

Дэвид М. Геоэкономические методы при оценке запасов руд. Пер. с англ. 30 л. Цена 2 р. 40 к.

Егорин П. Г. Статистика геологоразведочных работ. 18 л. Цена 1 р. 10 к.

Иереско К. Г., Клован Дж. Н., Реймент Р. А. Геологический факторный анализ. Пер. с англ. 22 л. Цена 1 р. 80 к.

Каганович С. Я., Кузнецова Г. А. Основные производственные фонды геологоразведочных организаций. 12 л. Цена 60 к.

Киевченко Е. Я. Поиски и оценка месторождений драгоценных и поделочных камней. 13 л. Цена 70 к.

Кош Г. А., Чернопятков С. Ф., Шманенков И. В. Технологическое опробование и картирование месторождений. 20 л. Цена 1 р. 60 к.

Крайнов С. Р., Швец В. М. Основы геохимии подземных вод. 20 л. Цена 1 р. 40 к.

Крайнов Я. Газы в подземных водах. Пер. с чешск. 30 л. Цена 2 р. 40 к.

Лавров В. В., Теплова Л. С., Кумпан А. С. Геологическая съемка в районах развития красноцветных толщ. 20 л. Цена 1 р. 40 к.

Лысенко М. П. Состав и физико-механические свойства грунтов. Изд. 2-е, перераб. и доп. 20 л. Цена 1 р. 20 к.

Ляхович В. В. Методы сепарации акцессорных минералов. 6 л. Цена 30 к.

Мирошников В. А., Румянцев В. Г., Ушаев В. К. Охрана подземных вод в горнодобывающих районах. 20 л. Цена 1 р. 40 к.

Рейнхарт Г. Е., Синх И. Б. Обстановка терригенного осадконакопления. Пер. с англ. 53 л. Цена 4 р. 30 к.

Рейснер Г. И. Геологические методы оценки сейсмической опасности. 15 л. Цена 90 к.

ПРОИЗВОДСТВЕННО-МАССОВАЯ ЛИТЕРАТУРА

Козловский Е. А. Геологи открывают богатства недр. 7 л. Цена 25 к.

НАУЧНАЯ ЛИТЕРАТУРА

Архангельский В. В., Гинзбург А. И. Закономерности размещения эндогенных редкометаллических месторождений. 20 л. Цена 3 р. 30 к.

Бабюшкин В. Д., Лебедева З. П., Плотицкий И. И. Гидрогеологические исследования и прогнозы на месторождениях с закарстованными породами. 20 л. Цена 3 р. 40 к.

Балицкий В. С., Лисицина Е. Е. Синтетические аналоги и имитации природных драгоценных камней. 20 л. Цена 1 р. 90 к.

Вернон Р. Х. Метаморфические процессы (реакции и развитие микроструктуры). Пер. с англ. 20 л. Цена 3 р. 40 к.

Гатов Т. А. Рациональное использование месторождений цветных металлов. 20 л. Цена 3 р. 30 к.

Ицксон М. И. Металлогеническая зональность Тихоокеанского сегмента Земли. 20 л. Цена 3 р. 10 к.

Красный Л. И. Геология региона Байкало-Амурской магистрали. 12 л. Цена 1 р. 80 к.

Ларин В. В. Гипотеза изначально гидридной Земли. Изд. 2-е, перераб. и доп. 16 л. Цена 1 р. 80 к.

Лебедев А. В. Формирование баланса грунтовых вод на территории СССР. 20 л. Цена 3 р. 30 к.

Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. 20 л. Цена 3 р. 40 к.

Попов В. В. Геологические условия экзогенно-гидротермального рудообразования. 16 л. Цена 2 р. 50 к.

Резанов И. А. Геологическая интерпретация сейсмических зондирований земной коры. 20 л. Цена 3 р. 10 к.

Семинский Ж. В. Вулканизм и гидротермальное оруденение в активизированных областях. 10 л. Цена 1 р. 50 к.

- Синицын В. М. Введение в палеоклиматологию. Изд. 2-е, перераб. и доп. 20 л. Цена 3 р. 30 к.
 Трофимов В. С. Геология месторождений природных алмазов. 20 л. Цена 3 р. 30 к.
 Уилсон Дж. Д. Карбонатные фации в геологической истории. Пер. с англ. 45 л. Цена 7 р.
 Чумаченко Б. А., Власов Е. П., Марченко В. В. Системный анализ при геологической оценке перспектив рудоносности территории. 20 л. Цена 3 р. 50 к.
 Щеглов А. Д. Основы металлогенического анализа. Изд. 2-е, доп. 30 л. Цена 4 р. 90 к.
 Ярошевский В. Тектоника разрывов и складок. Пер. с польск. 30 л. Цена 4 р. 90 к.

С подробными аннотациями на эти книги Вы можете ознакомиться в аннотированном плане выпуска литературы издательства «Недра» на 1980 г., который имеется во всех книжных магазинах.

Предварительные заказы принимаются местными магазинами «Книготорга» и фирменными магазинами «Недра», которые высылают книги наложенным платежом.

Адреса магазинов:

- № 17—199178. Ленинград., В. О., Средний проспект, 61;
 № 59—127412. Москва, Коровинское шоссе, 20.

Contents

Erofejev B. N., Dolgoplov V. M.,
 Luzin G. P.

Cooperation of the CMEA members
 in elaboration of long-term geological
 prognoses 3

Melik-Pashayev V. S.

Geological causes of the anomalous
 high formation pressure 9

Lubimova E. A., Reznikov A. N.,
 Ganiyev Yu. A., Maslennikov A. I.,
 Golozubova N. V.

Prognosis of temperature conditions
 at great depths 19

Vlasov G. M.

Tuff flysch as an indicator of ore-bearing
 structures 25

Ivankin P. F., Volarovich G. P.,
 Inshin P. V., Potapjev V. V.

Main features of the formation process
 of subvolcanic gold-silver deposits 32

Butov Yu. P., Dalmatov B. A.,
 Vorontsova G. A.

Contribution to the Upper Precambrian—
 Cambrian stratigraphy of the Eastern
 Sayan 44

Maslayev G. A.

Paleostructure of the sedimentary cover
 in the Near-Caucasus area 56

Turkin V. A., Mirtov Yu. V.

Alkaline bentonite in coal measures
 of the Balakhon Series in Kuzbas 68

BRIEF REPORTS

Nekrasov I. Ya., Sorokin V. I.,
 Osadchiy E. G.

Causes of high tin content in sphalerite 81

Lyashenko G. P.

Zoning of the Devonian of the Dnieper-
 Donets trough, based upon conodont
 determination 86

Stolpner M. N.

Modelling of pyrite deposits in geophysical
 prospecting 90

Aliyev A., Dyshuk Yu. I.

Structural features of the Ikar ore
 district (the Western Pamirs) 95

Nastasiyenko E. V., Plyakin A. M.

Agates of the basalts in Timan 101

Korotayev S. M., Shneyer V. S.,
 Gurevich V. I.

Evaluation of velocities of upward
 water migration in submarine sources
 using filtration electrical field 106

Kulinenko O. P.

Sedimentary formations of the
 Eastern Carpathians 112

SCIENTIFIC CHRONICLE

Stankevich E. F.

Climate, relief and man's activities 119

CRITIQUE AND BOOK REVIEW

Timofeyev P. P.

On the monograph „Geology of coals
 and combustible shales in the USSR“ 121

Цена 1руб.

70824

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ 1979. №6. 1-128