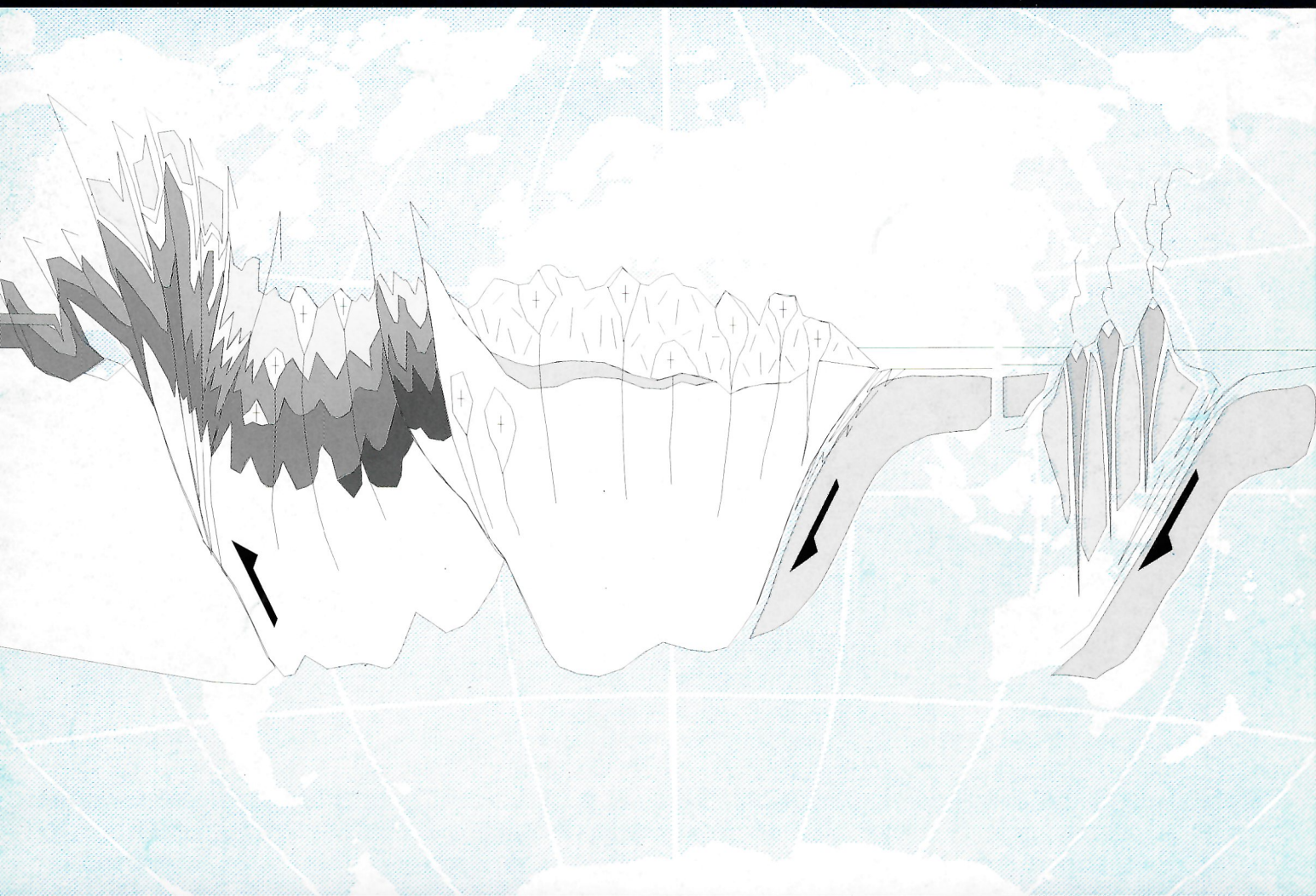


Отечественная ГЕОЛОГИЯ



3/2002

МИНЕРАГЕНИЯ ПРЕДУРАЛЬЯ

ТИТАНО-ЦИРКОНИЕВЫЕ РОССЫПИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

СТРУКТУРА ЮЖНОГО ВЕРХОЯНЬЯ

ПЕРВООТКРЫВАТЕЛИ ОТЕЧЕСТВЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

3/2002

Учредители:

Министерство природных
ресурсов РФ

Российское геологическое общество

Центральный

научно-исследовательский

геологоразведочный институт

цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. Кривцов

Бюро: *И.Ф.Глумов, Р.В.Добровольская* (зам. главного редактора), *В.А.Ерхов, В.И.Казанский, А.А.Кременецкий, Г.А.Машковцев, Н.В.Милетенко, Л.В.Оганесян* (зам. главного редактора), *М.В.Рогачева* (отв. секретарь), *А.Ю.Розанов, Г.В.Ручкин* (зам. главного редактора), *Б.А.Соколов, В.И.Старостин, А.А.Шпак*

Редсовет: *А.Н.Барышев, Э.К.Буренков, В.С.Быкадоров, Г.С.Вартанян* (председатель редсовета), *В.И.Ваганов, Н.Н.Ведерников, И.С.Грамберг, А.И.Жамойда, А.Н.Золотов, А.Б.Каждан, М.М.Константинов, Т.Н.Корень, Л.И.Красный, Н.К.Курбанов, Н.В.Межеловский, И.Ф.Мигачев, В.М.Питерский, В.Ф.Рогов, Е.И.Семенов, В.В.Семенович, В.С.Сурков, В.А.Ярмолюк*

МОСКВА

Содержание

РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Контарь Е.С.

Геологическое строение и минерагения Предуральского осадочного бассейна.

3

Патык-Кара Н.Г., Чижова И.А., Лапшин А.М., Федоров О.П., Шиятый И.Н., Шевелев А.Г.

Минералогическое обоснование нового района титано-циркониевых россыпей в центральной части Западно-Сибирской плиты.

15

Лихачев А.П.

О происхождении пегматоидных трубок Бушвельдского магматического комплекса.

21

Седых А.К.

Гидротермально-осадочные месторождения германия зон активизации и их поисковые критерии.

29

СТРАТИГРАФИЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА

Носовский М.Ф.

Асканийский горизонт: проблемы возраста и корреляции

34

Сагир А.В., Кропачев А.П., Бабич А.П.

Структура и эволюция Южного Верхоянья.

37

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

Казаков А.Н., Великославинский С.Д., Толмачева Е.В.

Исток-Ангарский норитовый массив: геология и петрология

42

Ковалевский А.Л.

Выбор объектов опробования растений при биогеохимических поисках серебра.

47

Соколов А.С.

Геохимия фосфора в геосферах Земли.

54

ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Седов Н.В.

Гидрогеологическая терминология. Состояние, проблемы, пути совершенствования.

58

Кузькин В.И.

Влияние сжимающих напряжений на изменение свойств пород при взаимодействии с кислыми растворами.

64

Шпак А.А., Плотникова Р.И.

Современное состояние минерально-сырьевой базы минеральных, теплоэнергетических и промышленных подземных вод и основные проблемы ее развития.

69

ГЕОЭКОЛОГИЯ

29

Павлов А.В.

Модель самовозгорания каменных углей в подземных выработках.

70

ХРОНИКА

34

Негруца В.З., Негруца Т.Ф.

У истоков единства стратиграфии докембрия и фанерозоя

76

ИЗ РЕДАКЦИОННОЙ ПОЧТЫ

Селиванов Е.И.

Как найти морену на Большом Балхане.

78

Первооткрыватели отечественных месторождений.

80

Редакция: *Р.В.Добровольская, М.В.Рогачева*
Верстка и оригинал-макет *Н.П.Кудрявцева*

Подписано в печать 15.05.2002. Формат 60 х 88/8. Бумага мелованная.
Печать офсетная. Тираж 900 экз. Зак. № 3855

Адрес редакции: 117545 Москва, Варшавское шоссе, 1296.
Телефон: 315-28-47. Факс: 313-18-18. E-mail: tsnigri@pol.ru

Отпечатано в ГУП Экспериментальная типография.
103051 Москва, Цветной бульвар, 30

Геологическое строение и минералогия Предуральского осадочного бассейна

Е.С.КОНТАРЬ (ОАО «Уральская геолого-съемочная экспедиция»)

Под Предуральским осадочным бассейном понимается крупный ареал осадочных пород широкого возрастного диапазона — от раннего рифея до перми включительно, расположенный к западу от Главного Уральского глубинного разлома. Этот осадочный бассейн принадлежит восточной окраине Восточно-Европейской платформы. Она относится к Лавразийской группе древних платформ, включающей также Северо-Американскую, Сибирскую и Китайскую платформы, и обнаруживает большое сходство с ними по строению и формационному выполнению их чехлов. Основные структуры восточной окраины Восточно-Европейской платформы (с востока на запад): Центрально-Уральское поднятие, Западно-Уральская зона линейной складчатости, Предуральский прогиб и собственно окраина платформы. Первая из этих структур сложена позднекембрийскими (рифейскими и вендскими) терригенными и терригенно-карбонатными образованиями, вмещающими небольшие количества магматических пород; в остальных структурах развиты палеозойские терригенные и карбонатные толщи и они практически амагматичны.

Рифейские и вендские отложения входят в состав бурзянской (R_1), юмартинской (R_2), каратауской и басегской (R_3), серебрянской (V_1), сыльвицкой и ашинской (V_2 или V_2-E_1) серий и их аналогов, которые формируют древний платформенный чехол. Расположенные стратиграфически ниже рифейских отложений глубокометаморфизованные образования архея и раннего протерозоя рассматриваются в качестве выступов платформенного субстрата.

Рифейские серии характеризуются принципиально однотипным внутренним строением, отвечающим трансгрессивным ритмам их накопления. В основаниях серий залегают отложения фалаховой формации (кварцевые, полимиктовые и аркозовые песчаники, конгломераты, кварцито-песчаники). Средние части серий сложены алевролито-аргиллитовой (сланцевой, черносланцевой, углеродисто-сланцевой) формацией, представленной графитосодержащими, филлитовидными углито-глинистыми сланцами, алевролитами с прослоями кварцевых и полимиктовых песчаников и известковистых сланцев. Верхние части разрезов серий образованы терригенно-карбостромовой формацией, представленной доломитами, доломитизированными и глинистыми известняками, известняками, сидеродоломитами, известковистыми сланцами, сидеритами и магнезитами. Рифейские отложения, по данным В.П.Парначева (1987), накапливались в эвапоритовом бассейне с высокой степенью осолонения. Вендские отложения относятся к спарагмитовой и терригенно-флишовой формациям.

После перерыва в осадконакоплении, длившегося большую часть кембрийского периода, началось формирование палеозойского платформенного чехла, строение которого принципиально близко позднекембрийскому. В основании палеозойского платформенного чехла залегают отложения фалаховой формации, выраженной в виде манитаньрдской серии E_3-O_1 и ее аналогов (тельпосская и грубеинская свиты). Стратиграфически выше залегают песчано-сланцевые отложения (алевролито-аргиллитовая формация) нижнего—среднего ордовика. Средне- и позднеордовикские отложения относятся к терригенно-карбон-

натной (терригенно-известняково-доломитовой) формации, литофонд которой образуют известняки, доломиты, сульфатизированные доломиты, глинистые известняки, известково-глинистые сланцы, мергели (шугорская серия и ее аналоги). В составе карбонатных толщ хорошо обособлены биогермы и рифовые массивы.

Ордовикские терригенно-карбонатные отложения согласно сменяются карбонатной формацией силура—раннего (включая лохковский и пражский ярусы) девона. На большей части Западного Урала эта формация представлена светло- и темно-серыми, иногда почти черными битуминозными органогенными известняками, доломитами, содержащими прослои мергелей, глинисто-известковистых сланцев и песчаников. В разрезах карбонатных пород также широко представлены рифовые массивы. Карбонатные отложения этого стратиграфического уровня — один из продуктивных комплексов в Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. В ряде районов Полярного Урала и Пай-Хоя породы карбонатной формации латерально замещаются углеродисто-сланцевыми (черносланцевыми) отложениями (глинистые, углито-глинистые, углито-кремнисто-глинистые сланцы с прослоями глинистых известняков харотской и оюской свит).

Более высокая часть разреза платформенного чехла снова начинается с отложений фалаховой формации (такатинская и ваяншинская свиты нижнего эмса). Эти отложения широко распространены по всему западному склону Урала и повсеместно имеют однообразный состав — преимущественно кварцевые песчаники, реже гравелиты и конгломераты, редкие прослои аргиллитов и алевролитов. Стратиграфически выше фалаховой формации залегает карбонатная формация, охватывающая возрастную диагональ от середины эмса до середины живета включительно. Карбонатные отложения этого возрастного диапазона выражены в виде хорошо известных, широко распространенных последовательно залегающих свит — вязовской, койвенской (средний и верхний эмс), бийской (эмс—нижний эйфель), афонинской (эйфель), чувовской и челявской (обе живет). Литофонд карбонатной формации представлен органогенными известняками, мергелями, доломитами, глинистыми известняками, глинистыми, глинисто-карбонатными и карбонатно-глинистыми сланцами. В карбонатных породах залегают прослои и линзы алевролитов, аргиллитов, кварцевых песчаников. Значительно распространены рифовые фации. В Лемвинской зоне на Приполярном Урале всему объему нижнего, среднего и части верхнего девона соответствуют преимущественно песчанисто-сланцевые, в т.ч. с углеродсодержащими породами толщи с подчиненным количеством карбонатов (надотомыльская и пагинская свиты), имеющие в основании кварцевые песчаники и отвечающие уровню такатинской свиты.

Девонский карбонатный седиментогенез в начале второй половины живета прерывался кратковременным перерывом, зафиксированным отложениями алевролито-аргиллитовой (с элементами фалаховой) формации пашийской свиты. Она сложена кварцевыми песчаниками на карбонатном цементе, песчанистыми глинами, глинистыми сланцами, алевролитами, аргиллитами, оолитовыми, сидеритовыми, сидерит-шамозитовыми рудами, бокситами, аллитами, сиаллитами.

Стратиграфически выше пашийской свиты снова залегают отложения карбонатной формации, относимые к кыновской (верхний живет), саргаевской (нижний фран), доманиковской (средний фран) и мендымской (верхний фран) свитам. Они представлены органогенными глинистыми, алевроитистыми, битуминозными известняками, мергелями, битуминозными, глинистыми и глинисто-кремнистыми сланцами, локально доломитами. При этом битуминозность пород возрастает вверх по разрезу — от кыновской к доманиковской свите, в которой достигает максимума, и понижается в мендымской. Тем самым отражается степень изменения окислительно-восстановительных условий в средне-позднедевонском бассейне.

Все стратоноты от такатинского до кыновского включительно в Волго-Уральской нефтегазоносной провинции выделяются в качестве нижнедевонско-кыновского терригенно-карбонатного нефтегазоносного комплекса, одного из высоко продуктивных; в Тимано-Печорской провинции примерно на этом же уровне находится среднедевонско-нижнефранский терригенный нефтегазоносный комплекс.

Позднему флану снова отвечают отложения алевролит-аргиллитовой (как и в случае пашийской свиты, с элементами фалаховой) формации орловской свиты. Для нее характерны алевролиты, аргиллиты, кварцевые песчаники, реже известняки, глинистые известняки, доломиты, а также бокситы, аллиты, сиаллиты, диаспор-шамозитовые руды. Накопление пород карбонатной формации происходило и в начале раннего карбона, по крайней мере, до конца турнейского времени. Девонско-раннекаменноугольному карбонатному седиментогенезу, как и ордовикско-силурийскому, было свойственно рифообразование. В Волго-Уральской нефтегазоносной провинции все стратоноты, охватывающие диапазон верхний фран—турне, отвечают саргаевско-киселовскому карбонатному нефтегазоносному комплексу, а в Тимано-Печорской провинции выделяется верхнедевонский карбонатный комплекс.

Очередной перерыв карбонатного осадконакопления относится к концу турне, раннему и частично позднему визе. Этому времени отвечает накопление паралической угленосной формации, наиболее широко проявленной на Среднем Урале и обеспечившей образование каменных углей Кизеловского и Чусовского бассейнов. Отложения угленосной формации представлены алевролитами и аргиллитами с пластами каменных углей, кварцевыми песчаниками, прослоями известняков.

Накопление пород карбонатной формации без существенных изменений в литологическом и фациальном составе слагающих ее пород продолжалось на большей части Урала в среднем и позднем карбоне. Как и на более низких возрастных уровнях, здесь также формировались рифовые постройки. В Пайхойско-Новоземельской провинции этому стратиграфическому интервалу соответствует накопление пород кремнисто-углеродисто-сланцевой формации, относимой к нижней части казаркинской свиты. Она сложена аргиллитами, кремнисто-углеродистыми аргиллитами с прослоями калькаренигов и пластами кремнисто-родохрозитовых пород.

Средне-позднекаменноугольные отложения полностью или частично входят в состав следующих нефтегазоносных комплексов: визейско-башкирский карбонатный, верейско-подольский терригенно-карбонатный, подольско-филипповский карбонатный, верхнекаменноугольно-соликамский карбонатно-глинисто-сульфатно-соленосный — в Волго-Уральской нефтегазоносной провинции; в Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции они объединены в составе верхневизейско-нижнепермского карбонатного комплекса.

Пермские отложения многообразны по своим формационным, фациальным, литологическим особенностям и

взаимоотношениям. Уровню ассельского, сакмарского и артинского ярусов нижней перми соответствует пестроцветная карбонатно-алевролитно-песчано-конгломератовая (молассоподобная) формация. Она образована ритмично и закономерно переслаивающимися разнозернистыми песчаниками, галечными и валунно-галечными конгломератами, гравелитами, алевролитами, аргиллитами, известняками, песчанистыми известняками, калькаренигами, мергелями, доломитами. Синхронно (доходя до верхов кунгура) накапливалась карбонатная (в т.ч. карбонатно-рифовая) формация и была образована система крупных рифовых массивов (Дуванский, Юрюзанский, Ишимбаевский, Сылвенский и др.), непрерывно протянувшихся вдоль Западного Урала на 600 км и более. Эта формация образована преимущественно светло-серыми массивными органогенными известняками, реже доломитизированными известняками и доломитами.

Кунгурский ярус P_1 и соликамский горизонт уфимского яруса P_2 сложены отложениями пестроцветной эвапоритоносной песчано-глинисто-карбонатной (сульфатно-соленосной терригенно-карбонатной) формации. В ее составе: песчаники, алевролиты, аргиллиты, мергели, доломиты, известняки, гипсы, ангидриты, натриевые и калийно-магниево-соли. В Пайхойско-Новоземельской провинции в ранней перми (ассельское время) продолжалось накопление кремнисто-углеродисто-сланцевой формации (верхняя часть казаркинской свиты), породы которой представлены аргиллитами, в т.ч. углеродистыми, радиоляриевыми аргиллитами, прослоями калькаренигов и пластами карбонатных марганцевых руд.

В распределении осадочных отложений верхней перми отмечена своеобразная латеральная зональность. В северной части Западного Урала эти отложения входят в состав паралической терригенной угленосной формации, занимающей весь объем верхней перми. Эта формация, к которой приурочен Печорский (Воркутинский) угленосный бассейн, сложена сероцветными песчаниками, аргиллитами, алевролитами с прослоями конгломератов, гравелитов, известняков и пластами каменного угля различной мощности и протяженности. На остальном пространстве Западного Урала, до широт г.Актюбинск и Эмба, верхнепермские отложения представлены континентальной пестроцветной меденосной карбонатно-глинисто-песчаной формацией, в состав которой входят красные, красно-коричневые песчаники, алевролиты, аргиллиты, разногалечные конгломераты, чередующиеся с их сероцветными, иногда зеленоцветными разностями, мергелями, известняками, доломитами. Медная минерализация расположена, по существу, во всем разрезе верхнепермских отложений.

Большая часть нижнепермских и часть верхнепермских отложений входят в состав двух крупных нефтегазоносных комплексов — подольско-филипповского карбонатного и позднекаменноугольно-соликамского карбонатно-глинисто-сульфатно-соленосного (Волго-Уральская нефтегазоносная провинция); в Тимано-Печорской провинции известен терригенно-карбонатно-галогенный нижне-верхнепермский нефтегазоносный комплекс.

Современный минерагенический потенциал Предуральяского осадочного бассейна определяется крупными промышленными скоплениями углеводородного сырья упоминавшихся нефтегазоносных провинций, углей Воркутинского (Печорского), Кизеловского, Чусовского бассейнов, натровых и калийно-магневых солей Верхнекамского месторождения, магнетитов Саткинского месторождения. Из металлических полезных ископаемых следует отметить крупнейшее в мире Бакальское месторождение сидеритов, Сарановское месторождение высокоглиноземистых хромитов, ильменит-титаномагнетитовые руды Кузинско-Копанской группы месторождений, а также Си-

бирковское месторождение редкометалльно-редкоземельных (с молибденом) руд.

Наряду с этим, рассматриваемая структура обладает значительным ресурсным потенциалом и по ряду других видов минерального сырья, таких как марганцевые руды, медистые песчаники, стратиформные свинцово-цинковые руды в терригенно-карбонатных отложениях, бариты, флюорит, фосфориты. Положение этой минерализации и нефтегазоносных уровней в стратиграфическом разрезе Предуральского осадочного бассейна показаны на рис. 1.

Марганцевые руды. Разномасштабные скопления марганцевых руд, в т.ч. образующие объекты, имеющие промышленное значение, широко распространены в Предуральском осадочном бассейне. Они известны на следующих стратиграфических уровнях: верхнерифейском, средне-верхнеордовикском, верхнедевонском, турнейском, средне-верхнекаменноугольном, верхнекаменноугольно-нижнепермском, нижнепермском [14].

Марганцевое оруденение верхнерифейского уровня представлено *Бисерской группой мелких месторождений и рудопроявлений*. Они расположены в центральной части Кваркушко-Каменногорского антиклинория Центрально-Уральского поднятия и приурочены к отложениям терригенно-карбостромовой формации клыкчанской свиты. Эти объекты залегают в коре выветривания, развитой в виде глубоких (до 150 м) «карманов» на контактах карбонатных (мраморизованные известняки, доломиты, известковистые сланцы) и терригенных (сланцы, песчаники) пород, но преимущественно — на карбонатном субстрате. Содержание марганца в карбонатных породах составляет 1,7–3%, что обеспечило значительное его накопление в коре выветривания. По составу и текстурно-структурным особенностям среди этих руд выделены следующие разновидности: 1) землисто-сажистые железо-марганцевые (Mn 15–23%, Fe 14–19%, Mn:Fe 1:1–1,5:1); 2) конкреционные марганцевые и железо-марганцевые (Mn 41–61%, Fe не более 4%); 3) марганцовистые бурые железняки (Mn 2–46%, Fe 4–47%, Mn:Fe 1:3–1:1). В конкреционных рудах, сложенных преимущественно пиролюзитом, не исключено присутствие пероксидных разностей.

Марганцевое оруденение средне-верхнеордовикского уровня представлено *Парнокским, Верхне- и Нижне-Чувальским месторождениями*.

Парнокское месторождение марганцевых и железо-марганцевых руд, подробное, по существу, монографическое, описание которого приведено в ряде относительно недавних работ [14, 37], расположено на Приполярном Урале. Район месторождения расположен в Лемвинской структурно-фациальной зоне, где приурочен к области сочленения елецких (отложения мелководного шельфа) и лемвинских (отложения относительно глубоководного шельфа и склонов) фаций. Месторождение локализовано в отложениях терригенно-карбонатной формации O_2-3 (качамыльская свита). На месторождении выделены: карбонатные, богатые окисленные, бедные окисленные, полуокисленные марганцевые руды.

Карбонатные руды, содержащие 21–40% и в среднем по месторождению 24% Mn, образуют стратиформные залежи, согласные с вмещающими карбонатными породами. В этих рудах заключены около 97% запасов категорий C_1+C_2 и прогнозных ресурсов категории P_1 . Главный минерал руд — родохрозит при подчиненных количествах кутнагорита и манганкальцита; в небольших количествах присутствуют силикаты марганца. Богатые окисленные руды (MnO 35–78%) образованы по первичным карбонатным рудам. Среди них выделяются пероксидные разности с содержанием Mn свыше 42%. Бедные окисленные руды (Mn 10–15%, MnO₂ 8–25%) образованы за счет окисления марганцовистых известняков и алевролитов. Они расположены также среди богатых окисленных руд либо

окаймляют их на флангах. Главный минерал этих руд — псиломелан. Полуокисленные руды (Mn 20–42%, MnO₂ 10–50%) занимают промежуточное положение между первичными карбонатными и богатыми окисленными рудами, располагаясь в нижних частях зоны окисления. Минеральный состав этих руд такой же, как и у богатых окисленных руд, но с присутствием родохрозита и силикатов марганца. Общий ресурсный потенциал марганцевых руд Парнокского месторождения по категориям $C_1+C_2+P_1+P_2+P_3$ оценен примерно в 90 млн.т, из которых на долю окисленных руд приходится лишь 1,4%.

Геологическая позиция *Верхне- и Нижне-Чувальского железо-марганцевых месторождений* принципиально близка Парнокскому, хотя отличается от последнего гораздо меньшей изученностью [14].

Марганцевое оруденение турнейского уровня представлено *Шигрышской группой рудопроявлений*, расположенной на западном склоне Зилаирского плато, непосредственно к югу от южного замыкания Башкирского мегантиклинория [34, 35]. Продуктивные — отложения серегуловского марганцевого горизонта, залегающего в основании куруильской свиты верхнего турне. Этот горизонт сложен ритмично чередующимися прослоями в разной степени окремененных известняков, кремнисто-карбонатных руд и аргиллитов. Марганцевая минерализация приурочена к кремнисто-карбонатным породам (так называемым опоквидным силицитам), которые представляют собой, по существу, первичные кремнисто-карбонатные марганцевые руды. Они сложены кальциевым родохрозитом, манганкальцитом, реже марганцовистым кальцитом, кутнагоритом, сидеритом и содержат от 6 до 25% MnO (в среднем 15%). В зоне гипергенеза развиты окисленные руды, состоящие из тодорокита, псиломелана (криптомелана), рансьеита, вернадита, пиролюзита, гематита, гетита и содержащие от 13,9 до 52,8%, а в отдельных случаях до 60% MnO₂. Прогнозные ресурсы марганцевых руд этой группы рудопроявлений оценены в 25 млн.т по сумме категорий $P_1+P_2+P_3$.

Марганцевое оруденение верхнекаменноугольно-нижнепермского уровня представлено в *Пайхойско-Новоземельской провинции* общей протяженностью около 900 км [24, 29]. В этой провинции марганцевые руды установлены в четырех районах: Пайхойском, Колодкинском и Рогачевско-Северо-Тайнинском (на Южном острове Новой Земли), Сульменевском (на Северном острове Новой Земли). Рудоносны отложения кремнисто-углеродисто-сланцевой формации, представленной казаркинской свитой, которая охватывает общий стратиграфический диапазон от среднего карбона до ассельского яруса нижней перми включительно. Основные скопления марганцевых руд расположены в пределах верхнекаменноугольно-ассельской части разреза формации, выделяемой в объеме верхнеказаркинской подсвиты. Мощность отдельных прослоев кремнисто-родохрозитовых пород составляет 5–20 см, а аргиллитов — от первых сантиметров до первых метров. Суммарная мощность рудных прослоев 20–32 м. Наиболее насыщена рудными прослоями средняя часть верхнеказаркинской подсвиты. Карбонаты марганца представлены родохрозитом, манганкальцитом, кутнагоритом, манганосидеритом, марганцовистым кальцитом. По соотношениям марганца и кремнезема выделяются родохрозит-кремнистые (MnO+MnO₂ 14,33–22,21%; SiO₂ 37,2–57,3%) и кремнисто-родохрозитовые (MnO+MnO₂ 22–35%, SiO₂ 28,65–39,4%) руды. «Ресурсы марганца в этом гигантском, едва ли не крупнейшем в мире, бассейне составляют несколько десятков миллиардов тонн, однако все они представлены кремнисто-карбонатными породами, содержание MnO+MnO₂ в которых не превышает 25%, а обычно колеблется от 15 до 20%. Низкие содержания и трудная обогатимость руд привели к тому, что работы в бассейне прекраще-

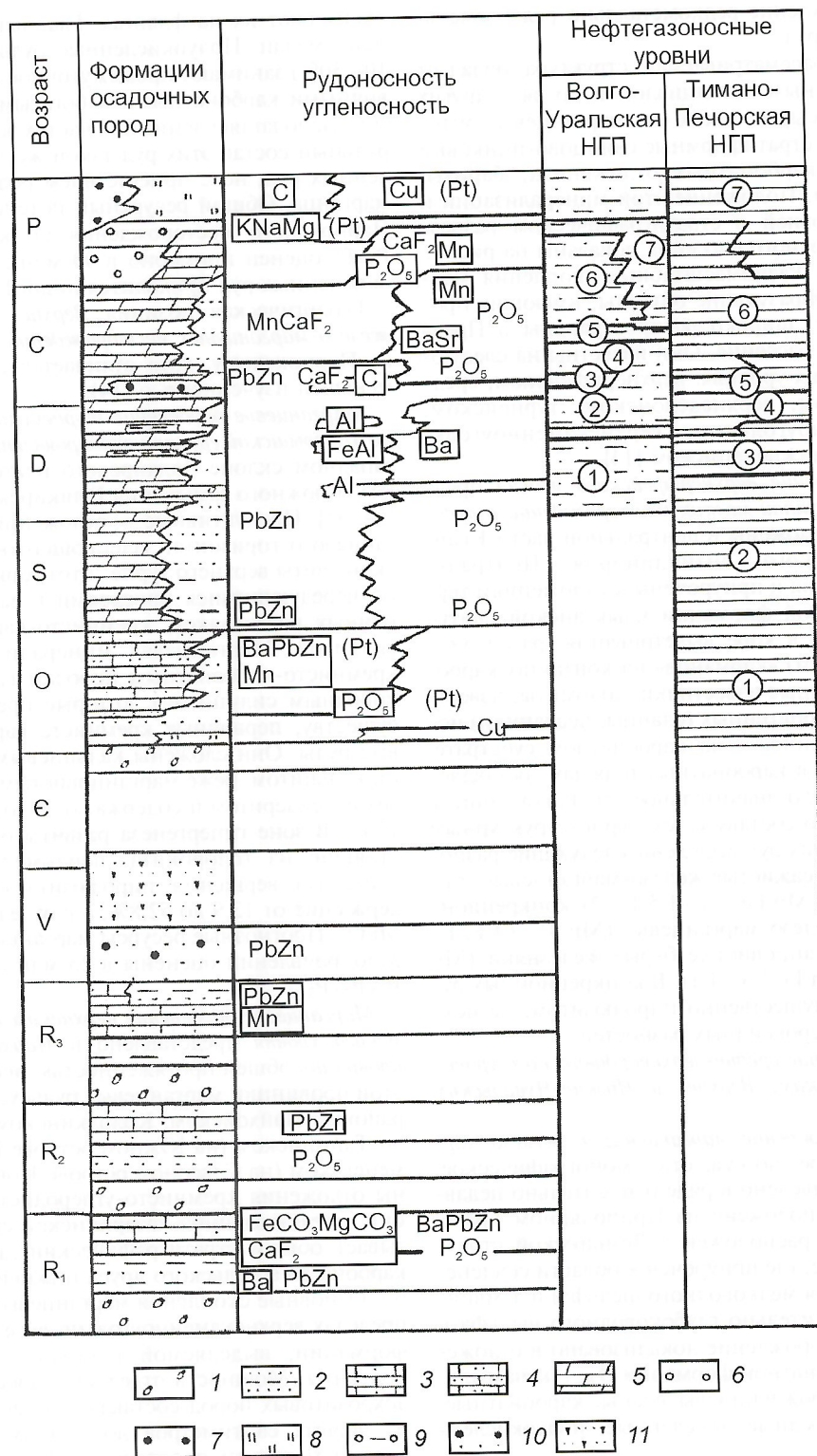


Рис. 1. Рудоносность, угленосность и нефтегазоносность в стратиграфическом разрезе Предуральского осадочного бассейна:

формации: 1 — фалаховая, 2 — алевролит-аргиллитовая (сланцевая, черносланцевая, углеродисто-сланцевая), 3 — терригенно-карбонатно-рифовая, 4 — терригенно-карбонатная (терригенно-известняково-доломитовая), 5 — карбонатная, в т.ч. карбонатно-рифовая, 6 — пестроцветная карбонатно-алевролит-песчано-конгломератовая (молассоподобная), 7 — пестроцветная эвапоритовая песчано-глинисто-карбонатная (сульфато-соленосная терригенно-карбонатная), 8 — пестроцветная меденосная карбонатно-глинисто-песчаная, 9 — сероцветная параличская угленосная, 10 — спарагмитовая, 11 — терригенно-флишоподобная; рудопроявления (элементы в квадратах — месторождения и рудопроявления): FeCO₃ — сидеритовые руды, Fe — солитовые сидерит-шамозитовые руды, Mn — карбонатные марганцевые руды, PbZn — свинцово-цинковые руды (+барит, флюорит), Cu — медистые песчаники, Al — бокситы, P₂O₅ — фосфориты, Ba(Sr) — баритовые руды (±целестин), CaF₂ — флюоритовые руды, K Na Mg — соли, MgCO₃ — магнезиты, C — уголь, (Pt) — присутствие платиноидов; **нефтегазоносные комплексы:** Волго-Уральская НГП: 1 — нижнедевонско-кыновский терригенно-карбонатный, 2 — саргавско-кизеловский карбонатный, 3 — визейский терригенный, 4 — визейско-башкирский карбонатный, 5 — верейско-подольский терригенно-карбонатный, 6 — подольско-филипповский карбонатный, 7 — верхнекаменноугольно-соликамский карбонатно-глинисто-сульфатно-соленосный; Тимано-Печорская НГП: 1 — ордовикский терригенный, 2 — силурийско-нижнедевонский карбонатный, 3 — среднедевонско-нижнефранский терригенный, 4 — верхнедевонский карбонатный, 5 — нижнекаменноугольный терригенный, 6 — верхневизейско-нижнепермский карбонатный, 7 — нижне-верхнепермский терригенно-карбонатно-галогенный

ны» [24, с. 76; курсив наш — Е.К.]. Наряду с бедными кремнисто-карбонатными рудами в Пайхойско-Новоземельской марганценозной провинции известно несколько миллионов тонн окисленных, в т.ч. первые сотни тысяч тонн пиролюзитовых пероксидных руд, содержащих 35—57% Mn, 65—90% MnO₂.

Марганцевое оруденение нижнепермского уровня представлено Улутелякским месторождением марганцовистых известняков, расположенным непосредственно к западу от Каратауского выступа Башкирского мегантиклинория. Продуктивна эвапоритоносная карбонатно-глинисто-сульфатно-соленосная формация кунгурско-соликамского возраста. Непосредственно марганцевое оруденение расположено в сульфатно-карбонатных отложениях филипповского горизонта кунгурского яруса, который на месторождении сложен чередующимися гипсами, ангидритами и марганцовистыми известняками, представляющими собой первичные марганцевые руды. Главный рудный минерал — марганцовистый кальцит. Разведанные запасы марганцовистых известняков по категориям C₁+C₂ составляют 11,3 млн.т при среднем содержании марганца 8,52%, прогнозные ресурсы категории P₁ 26,4 млн.т при тех же содержаниях [15]. Карбонатные марганценозные породы в различной степени битуминизированы и часто содержат флюоритовую минерализацию. В первичных рудах присутствует алабандин в виде густой вкрапленности, особенно в участках, обогащенных скоплениями битумов [6, 7]. Окисленные руды, развитые по марганцовистым карбонатам, сложены преимущественно вернадитом с присутствием рансьеита и псиломелана. Содержание марганца в них достигает 17—27,5%. Б.М.Михайлов [16] оценил прогнозные ресурсы всех категорий марганцовистых известняков района Улутелякского месторождения в 50 млн.т, прогнозные ресурсы окисленных руд на марганцовистых известняках в 5 млн.т, а металлогенический потенциал в 100 млн.т.

Ареал марганценозных отложений, в которых установлены рудопроявления, содержащие 12—18% Mn, охватывает обширные районы Западного Урала — от широты Улутелякского месторождения на юге до широты г.Пермь — на севере, т.е. примерно на 350 км по меридиану. Это может свидетельствовать о широкой региональной марганценозности нижнепермских (а местами и подстилающих их верхне- и среднекаменноугольных) отложений, которая при благоприятных условиях может приобрести промышленное значение.

Наряду с охарактеризованными, в Предуральском осадочном бассейне имеются и другие стратоноты с многочисленными проявлениями марганцевого оруденения, которые расположены преимущественно в районах Полярного Урала. По данным изучавших эти объекты авторов [5, 26], а также данные В.А.Лычакова и Т.Ф.Королевой (1991), ресурсный потенциал этих стратиграфических уровней представляется значительным. Так, в Карско-Силовской зоне известны проявления окисленных браунит-гаусманит-родохрозитовых руд, залегающих в глинисто-карбонатно-кремнистой толще позднедевонского возраста. Среднее содержание MnO в этих рудах составляет 19,2%, а прогнозные ресурсы по сумме категорий P₂+P₃ оценены в 250 млн.т. Близкое по геологической позиции, составу и масштабам оруденение установлено на Карско-Усинской площади с прогнозными ресурсами категории P₃ 150 млн.т. На Тарасовейской площади в Няремско-Пайпудинской зоне развиты средне-верхнедевонские терригенно-сланцевые толщи с окисленной браунит-гаусманитовой (MnO 15—20%) минерализацией, прогнозные ресурсы которой оценены по категории P₃ в количестве 75 млн.т. Севернее и северо-западнее ультрамафитового массива Рай-Из на Собской площади в кремнисто-черносланцевых отложениях няньворгинской свиты фамена известны проявления окисленных браунитовых, браунит-гаусманитовых, родохрозит-манганкальцитовых руд с присутствием гидросиликатов марганца. Содержание MnO в среднем составляет 25—27%, а прогнозные ресурсы по сумме категорий P₁+P₂+P₃ оценены в 60 млн.т. Южнее, на Харотской площади, в этих же отложениях окисленная кутнагорит-родонитовая и родонит-манганкальцитовая минерализация содержит 6,6—8,5% MnO (редко достигает 9,63—32,5%). Прогнозные ресурсы этой площади В.А.Лычаков и Т.Ф.Королева (1991) оценили по категории P₃ в 30 млн.т.

Общий ресурсный потенциал марганцевых руд Предуральского осадочного бассейна (без учета Пайхойско-Новоземельской провинции) приближается к 800 млн.т. Причем весь этот потенциал относится к карбонатным рудам, в которых содержание MnO не превышает 25%. Из этого количества ресурсы категории P₁ не превышают 7%. Соответственно остальное количество прогнозных ресурсов относится к категориям P₂ и P₃. Учитывая сложившуюся в России напряженную ситуацию с марганцевыми рудами, представляется целесообразной реализация этого достаточно значительного ресурсного потенциала как при поисковых и оценочных работах, так и при региональном геологическом изучении недр.

Медистые песчаники. Мелкие месторождения и значительное количество рудопроявлений медистых песчаников в Предуральском осадочном бассейне расположены на нижнеордовикском и пермском стратиграфических уровнях.

Медистые песчаники нижнеордовикского уровня на современном уровне изученности известны на флангах Малокарского антиклинория и Кожимского выступа. Меденосные индусейские слои аренига, залегающие в средней части разреза манитаньрдской серии [20]. Они представлены красно- и зеленоцветными песчаниками и сланцами, для которых характерна косая и линзовидная слоистость. Рудная минерализация борнита, халькопирита, ковеллина, куприта, азурита, малахита, самородной меди образует примазки, вкрапленность, налеты и небольшие линзовидные скопления, расположенные как в области перехода от красноцветных песчаников к зеленоцветным, так и в последних.

Наиболее изучены рудопроявления *Саурипейское* на западном фланге Малокарского антиклинория и *Падьягамусюрское (Падьягинское)* — на его южном фланге. Минерализованные слои прослеживаются на первые километры при мощности от долей до 30 м. На Падьягамусюрском (Падьягинском) рудопроявлении содержания меди составляют 0,1—9%, свинца 0,23%, серебра до 40 г/т. Авторские оценки меди категории C₂ по этим объектам составляют: по Падьягамусюрскому (Падьягинскому) рудопроявлению 25 тыс.т, Саурипейскому 2,4 тыс.т. Общий ресурсный потенциал этих объектов по категории P₂ оценен в 450 тыс.т меди [26].

Рудопроявления Капкановское и Куйс-Тэла расположены на северном фланге Малокарского антиклинория. На Капкановском рудопроявлении содержания меди 0,21—0,97%, серебра до 5 г/т. Минерализованная зона рудопроявления Куйс-Тэла прослежена в субширотном направлении на 100 м при мощности около 20 м при среднем содержании меди 0,65% (0,29—0,94%) и серебра 3,3—3,8 г/т.

На северном фланге Кожимского выступа расположены рудопроявления *Косьюнское* и *участок Серебряный* с параметрами и содержаниями, близкими Падьягамусюрскому (Падьягинскому) рудопроявлению. Прогнозные ресурсы меди по этой территории оценены по категории P₃ в 500 тыс.т. Таким образом, общий ресурсный потенциал меди в медистых песчаниках нижнеордовикского уровня приближается к 1 млн.т.

Медистые песчаники пермского уровня распространены на обширной территории Предуралья [3, 4, 10, 11, 17 и

др.]. Меденосны в Предуралье надсоленосные верхнепермские отложения. Оруденение расположено на различных стратиграфических уровнях и обладает определенной латеральной зональностью с постепенным омоложением к югу. Так, в Пермском Предуралье меденосны отложения шешминского горизонта (верхнеуфимский подъярус), в Башкирском — нижнеказанские отложения; Оренбургском — верхнеказанские и татарские отложения, Актюбинском — также и нижнетриасовые отложения.

Продуктивны пестроцветные породы, представленные сложно переслаивающимися красно- и сероцветными песчаниками, конгломератами, аргиллитами, алевролитами, мергелями, известняками. Сероцветным образованиям свойственны примеси как диспергированного, так и углефицированного органического вещества, прослои бурых углей, загипсованность, особенно при переходе к красноцветам. Накопление этих осадков проходило в разнообразных фациальных обстановках — прибрежно-морских, русловых, дельтовых.

Рудные тела имеют форму лент, плоских линз или лепешек — в условиях прибрежно-морской седиментации, или роллов — в русловых и дельтовых фациях. Размеры их варьируют в широких пределах: длина — от первых десятков метров до 1,5 км, ширина — от первых до 150 м, редко 400 м, мощность — от 0,1 до 8 м. Они залегают до изученных глубин 60–80 м, часто расположены на нескольких гипсометрических уровнях и разделены безрудными или слабо минерализованными породами. На некоторых участках присутствуют 2–6 рудных горизонтов.

Интенсивность оруденения определяется литологическим составом рудовмещающих пород. Наиболее высокие содержания меди (до 12%) свойственны конгломератам; в песчаниках они составляют 2–2,5%, в мергелях, глинистых сланцах 2–4%, в известняках до 1,5%. Средние содержания меди, как правило, не превышают 2%. Помимо меди медистые песчаники содержат до 1% ванадия, до 100 г/т серебра, до 2 г/т золота, до 3% свинца и цинка, а также кадмий, германий, селен, теллур, кобальт, рений в количествах, допускающих их попутное извлечение.

Основные рудные минералы — халькозин, борнит, халькопирит, пирит; в зонах окисления развиты ковеллин, куприт, тенорит, малахит, азурит, самородные медь и сера, фольбортит. Минералы меди пропитывают конгломераты и песчаники в виде цемента, в известняках, мергелях и сланцах они расположены по плоскостям наложения, по трещинам и концентрируются вблизи участков, обогащенных органическими остатками и углефицированным веществом.

Типовой объект медистых песчаников пермского уровня — *Каргалинское месторождение* (Оренбургская область), приуроченное к нижней части разреза татарского яруса. В XVIII–XIX вв. это месторождение отрабатывалось мелкими карьерами и неглубокими шахтами, отвалы которых доступны для изучения. Оруденение распространено на площади около 300 км². Руды представлены медистыми песчаниками, медистыми конгломератами и медистыми мергелями. Рудные тела месторождения имеют ленто-, линзо-, лепешковидную формы протяженностью 50–1500 м при ширине 4–150 м и мощности 0,2–4,5 м и залегают на глубинах до 60 м. Главные минералы руд — малахит и азурит, редко присутствуют куприт и халькозин. Неравномерность распределения рудных минералов отражена в широком диапазоне содержания меди от 0,5 до 15%. Оцененные В.Л.Малютиным в конце 30-х—начале 40-х годов XX в. запасы меди на этом объекте составляют по категориям В+С₁+С₂ 153,3 тыс. т при среднем содержании меди 1,68% [3].

В последние годы в рудах Каргалинского месторождения установлены высокие содержания благородных металлов [18, 25]. Средние содержания этих металлов в объе-

диненной валовой технологической пробе, отобранной из отвалов, составляют (в г/т): платина 18,3; палладий 13,8; родий 0,27; рутений 0,46; иридий 20,5; золото 2,37; серебро 22,4. В штучных пробах мелко- и среднезернистого песчаника определены (в г/т): платина 20–75; палладий 2,93–23; родий 0,76–6,65; рутений 1–7,73; иридий 1,3–7,42; золото 7,7–25,8; серебро 57–267; в углефицированной древесине соответственно до 18; 7,5; 1; 1; 2,8; 16,8; 267. Приведенные данные свидетельствуют о том, что концентрации благородных металлов в медистых песчаниках Предуралья сопоставимы с таковыми в месторождениях польского цехштейна (в г/т): платина 10–370, палладий 10–120, иногда до 1000, золото 5–3000, серебро 20–5780 [39].

Медистые песчаники Предуралья одновозрастны крупным рудным скоплениям Предсудетско-Мансфельдского региона Центральной Европы. Меденосны здесь отложения красного лежания и цехштейна [17, 39]. Отложения красного лежания (нижняя пермь) представлены конгломератами, аркозовыми песчаниками, сланцами, а также небольшими количествами щелочных вулканитов. Залегающие выше отложения цехштейна (верхняя пермь) — это чередующиеся конгломераты, песчаники, глинистые сланцы, мергели, доломиты, известняки, соли, ангидриты. Литология и фации этих отложений идентичны развитым в Предуралье. Зона промышленных руд с содержанием меди свыше 1% и средней мощности около 2 м (0,3–11,2 м) приурочена к стратиграфическому уровню, отвечающему контакту красного лежания и цехштейна. Выше, в отложениях цехштейна, расположены надрудная забалансовая зона (содержания меди 0,3–0,9%) и верхняя зона малых концентраций (меди до 0,3%). Аналогичные подрудные зоны развиты локально. Главный рудоносный уровень залегает ниже соленосных отложений. Поэтому представляется вероятным, что меденосные горизонты Предуралья, которые расположены выше эвапоритовых толщ кунгурского яруса и соликамского горизонта, могут быть сопоставлены с надрудной забалансовой зоной нижнего цехштейна. Зоне промышленных руд Предсудетско-Мансфельдской меденосной области в Предуралье может отвечать нижняя часть уфимского яруса Р₂, кунгурского и артинского ярусы Р₁. Здесь развиты известняки, доломиты, мергели, песчаники, алевролиты, аргиллиты и мощные толщи солей. Поскольку продуктивный уровень в Предсудетско-Мансфельдской области расположен под солями, то можно допустить, что и в Предуралье благоприятными могут быть подсоленосные или флангово-соленосные отложения [10].

Ресурсный потенциал пермского уровня на всем западе Урала может быть сопоставлен с общими запасами меди в медистых песчаниках Предсудетско-Мансфельдской меденосной области Центральной Европы, которые приведены в работах [9, 17, 39].

Однако подготовленные для поисковых или оценочных работ объекты отсутствуют. Это связано с тем, что на протяжении многих десятилетий основные направления геолого-съемочных, поисковых, оценочных, разведочных, тематических и научно-исследовательских работ были ориентированы на колчеданные месторождения. Концентрация усилий и средств привела к созданию на основе этих объектов такой минерально-сырьевой базы, которая выдвинула Урал в число крупнейших колчеданосных провинций мира. В то же время, проводившиеся в небольших объемах поисково-ревизионные и тематические работы на медистых песчаниках, идеологом которых был А.В.Пуркин (1961), были сосредоточены главным образом на оценке рудоносности верхнепермских отложений, но и они были прекращены в 60-х годах XX в. В настоящее время единственный вид геологоразведочных работ, который может привести к реализации металлогенического потенциала

медистых песчаников в Предуральском осадочном бассейне, — ГДП-200. Оно должно проводиться с учетом материалов геологоразведочных работ на нефть и газ, что позволит оценить вероятную рудоносность подсолонных и флангово-соленосных стратиграфических уровней. Кроме того, медистые песчаники, как это показано на примере Каргалинского месторождения, Au- и МПГ-содержащие, что существенным образом повышает их геолого-экономическую значимость.

Стратиформные свинцово-цинковые руды. Месторождения и рудопроявления стратиформных свинцово-цинковых ($\pm$ барит и флюорит) руд в Предуральском осадочном бассейне распространены в широком возрастном диапазоне — от раннего рифея до раннего карбона включительно.

Свинцово-цинковые объекты нижнерифейского уровня распространены только в Башкирском мегантиклинории. Они представлены рудопроявлениями Медведевское, Кувашиинские I и II, Бакальские, Злоказовское и рядом других.

Медведевское рудопроявление приурочено к отложениям алевролитно-аргиллитовой формации, представленной сунгурской подсвитой айской свиты (кварц-серицитовые, серицит-глинистые, углисто-серицит-глинистые филлитовидные сланцы). Барит-свинцово-цинковая пластообразная залежь, согласная с вмещающими породами, прослежена по простиранию на 3,2 км при мощности 0,2—6 м; по падению она изучена до 200—250 м, на отдельных участках до 500 м. Главные минералы руд — барит, сфалерит и галенит. Содержания $BaSO_4$ составляют 10—49%, цинка 0,08—2,61%, свинца до 0,16%. Остальные рудопроявления этого стратиграфического уровня залегают в отложениях терригенно-карбонатной формации (доломитизированные известняки, доломиты филлитовидные сланцы бакальской и саткинской свит).

Рудопроявления Кувашиинское I и II вмещаются доломитизированными известняками и доломитами. Они представлены бурыми железняками с обломками барита, которые ниже уровня грунтовых вод переходят во вкрапленность и тонкие просечки пирита, пирротина, галенита и сфалерита. На глубине 55—70 м установлено несколько прослоев сплошных сульфидов мощностью от 0,1 до 1,1 м, в которых определены: Cu до 0,97%, Pb до 1,04%, Zn до 0,26%.

На Южно-Злоказовском проявлении в коре выветривания по окремненным доломитам присутствуют обломки сфалерита, галенита, смитсонита и церуссита. Содержания Zn достигают 1,2—2,4%. Кроме того, в карьерах, отрабатывающих сидеритовые руды Бакальского месторождения, среди доломитов давно известны крупные, от 20 см до 3 м в поперечнике, «куфтыри» сплошного галенита.

Свинцово-цинковые объекты среднерифейского уровня представлены Кужинским, Верхне-Аршинским месторождениями, Злоказовским, Андреевским, Осиновским, Мойвинским рудопроявлениями. Первые пять объектов находятся в Башкирском мегантиклинории, Мойвинское рудопроявление — в Верхнепечорско-Косвинском антиклинории.

Кужинское месторождение барит-свинцово-цинковых руд залегает в терригенно-карбонатных отложениях авянской свиты [30, 31, 36]. В разрезе свиты на месторождении выделены четыре пачки (снизу вверх): подрудная (переслаивание аргиллитов, мергелей, известковистых алевролитов и известняков с углистым веществом); рудоносная (доломиты, мергели, аргиллиты, алевролиты; в ее основании расположен 4—12-метровый пласт серых доломитов, вмещающих барит-свинцово-цинковые руды нижнего сульфидного горизонта); надрудная (переслаивание красных, лиловых алевролитов и аргиллитов с зеленоватыми мергелями, серыми доломитами с прослоями седиментационных брекчий); верхняя (переслаивание доломитов, известняков с прослоями аргиллитов; в основании пачки отмечена бедная сульфидная вкрапленность верхнего сульфидного горизонта).

Согласная пластовая залежь нижнего сульфидного горизонта прослежена по простиранию на 4,5 км, по падению на 400 м при мощности до 15 м; она наклонена на восток под углами 45—50°. Прожилково-вкрапленные, кокардовые, массивные руды сложены баритом, клейофаном, галенитом, реже марматитом, халькопиритом.

На месторождении оценено по категориям C_2+P_1 : 5,9 млн.т баритовой руды со средним содержанием $BaSO_4$ 52%, 4 млн.т барит-свинцово-цинковой руды, содержащей свинца 1,95%, цинка 2,05%, барита 8,6%, серебра 12,7 г/т. В барит-свинцово-цинковых рудах содержится 80 г/т кадмия. С учетом забалансовых руд общий ресурсный потенциал Кужинского месторождения составляет около 200 тыс.т суммы металлов.

Верхне-Аршинское месторождение известно с 1913 и до 1927 г., когда на нем были обнаружены свинцово-цинковые руды, разрабатывалось как бурожелезняковое. Месторождение расположено вблизи контакта доломитов и филлитовых сланцев авянской свиты. Оно состоит из трех линзообразных рудных тел, согласных с вмещающими породами. По простиранию они прослежены на 80—320 м, по падению на 100—290 м при мощности до 35 м. На месторождении установлены первичные сульфидные и окисленные руды. Минеральный состав первичных руд — сфалерит, галенит, пирит, пирротин; окисленных руд — церуссит, англезит, плюмбозит, смитсонит, лимонит, гидрогетит, гетит, редко халькозин. Средние содержания по месторождению: в первичных рудах Pb 1,27%, Zn 5,5%; в окисленных рудах Pb 5% (до 17% в так называемой церусситовой жиле второго рудного тела). Запасы по категориям $B+C_1+C_2$ (+забалансовые) 61,9 тыс.т свинца, 79,3 тыс.т цинка, 15,6 т серебра (при его содержаниях 13—20 г/т) и 153,7 кг кадмия.

Свинцово-цинковые объекты верхнерифейского уровня широко распространены в Предуральском осадочном бассейне — от Северного Пай-Хоя до Башкирского мегантиклинория. Наиболее известные из них — месторождения Амдерма, рудопроявления Гассельское, Тальменевское, Зилимское, Балтаюртовское и некоторые другие.

Месторождение свинцово-цинково-флюоритовых руд Амдерма расположено на Северном Пай-Хое, в 1,5 км от берега Карского моря. Рудовмещающие — кристаллические доломитизированные известняки амдерминской свиты R_3 , перекрытые конгломератами, песчаниками, глинистыми сланцами и известняками O_1 . На месторождении известны около 100 разномасштабных рудных тел, близосогласных контакту рифейских и ордовикских отложений. Рудные тела имеют форму линз с раздудами, пережимами и ответвлениями, реже гнезд. Их размеры колеблются от нескольких до нескольких сотен метров по простиранию и от первых до десятков метров по мощности. Руды сложены тонкозернистым, реже крупнокристаллическим и массивным флюоритом, кварц-кальцит-флюоритовыми залежами и флюоритизированными известняками, несущими сульфидную (сфалерит, галенит, пирит) вкрапленность. Содержание CaF_2 составляет 10—90% при преобладающем 15—25%, цинка 0,33—1,11%, свинца 0,2%; на глубине 100 м содержания свинца и цинка в сумме достигают 1,5%. Разведочными работами был охвачен лишь 3-километровый отрезок из перспективной полосы 20 км. Прогнозные ресурсы флюорита на месторождении оценены в 2 млн.т, а всей перспективной полосы — в 15 млн.т [38]. Ресурсы свинца и цинка не оценивались, хотя все исследователи этого объекта относят его к полиметаллически-флюоритовому типу в карбонатных отложениях.

Балтаюртовское, Зилимское и Тальменевское рудопроявления расположены в южной части Башкирского мегантиклинория. Они представлены минерализованными галенитом жильными зонами кальцита в известняках и доломитах катавской (Балтаюртовское), миньярской (Таль-

меневское), укской (Зилимское) свит. Судя по единичным анализам, содержание свинца на этих проявлениях не превышает 1%. На всех объектах, поисковая изученность которых недостаточна, установлены бурые железняки, интерпретируемые как «железные шляпы».

Свинцово-цинковые объекты средне-верхнеордовикского уровня представлены Саурейским месторождением и несколькими рядом с ним расположенными рудопоявлениями на Полярном Урале, а также рудопоявлениями Кожимское, Качамыльское — на Приполярном Урале, Бойцовское — на Среднем Урале.

Саурейское месторождение залегает в терригенно-карбонатных отложениях верхней части шугорской свиты [26, 33]. Рудовмещающая толща мощностью 300—400 м сложена в различной степени рассланцованными карбонатными алевролитами и песчанистыми известняками, переслаивающимися с карбонатными алевросланцами и филлитами. В средней части рудовмещающей толщи залегает пачка (мощностью 10—140 м) темно-серых карбонатных алевролитов и песчанистых известняков с полосчатыми, линзовидно-полосчатыми текстурами, обусловленными неравномерным распределением углеродистого вещества, а также послойными и гнездовыми выделениями пирита. К этой пачке приурочены рудные тела месторождения. Рудная зона месторождения прослежена по простиранию на 1400 м, по падению на 200—700 м при ширине около 100 м. Она согласна с залеганием вмещающих пород и наклонена к западу и юго-западу под углами 65—85°. На месторождении установлены 13 рудных тел, расположенных в Главной и Восточной рудных зонах. Первая находится в центральной части месторождения, вторая — в ее лежачем боку. Главная рудная зона — линза протяженностью 500 м максимальной мощностью 20 м, прослеженная по падению на 600 м. В ней расположено Главное рудное тело, в котором сосредоточены около 65% запасов месторождения. На месторождении присутствуют руды двух морфологических типов. Один из них — прожилково-вкрапленная и струйчатая существенно галенитовая минерализация, согласная слоистости вмещающих пород. Другой морфологический тип представлен рудными телами Главной рудной зоны, приуроченными к согласно-секущему тектоническому нарушению. В его зоне проявлены окварцевание, вторичная доломитизация и наиболее интенсивно баритизация и произошло перераспределение бедной послойной минерализации первого морфологического типа с образованием богатых барит-галенитовых руд. Таким образом, Главная рудная зона представляет собой, по существу, рудный столб жилообразной формы. Главные минералы руд месторождения — галенит, барит, сфалерит, тетраэдрит, второстепенные — пирит, халькопирит, арсенопирит, бурнонит; в зоне окисления присутствуют церуссит, англезит, смитсонит, медная зелень.

На месторождении по категориям C_1+C_2 подсчитаны 6,1 млн.т руды, содержащей 5,86% свинца, 9,8% барита, около 0,5% цинка, 30,1 г/т серебра. В согласно-секущих рудных телах установлены повышенные содержания платиноидов (г/т): Pt 0,01—0,06; Pd 0,2—3,7; Ir 0,01—0,05; Rh 0,06—0,13; Ru 0,03—0,2 [8].

В рудном поле Саурейского месторождения расположены недостаточно опоискованные рудопоявления *Новое, Южное и Орангское*. Содержание свинца на этих объектах составляют 0,5—12,5%, цинка 0,5—23,8%, барита до 40%. На Орангском рудопоявлении присутствуют в г/т: Pt 0,05; Pd 0,87; Ir 0,02; Rh 0,05; Ru 0,03 [8]. Общий ресурсный потенциал свинца Саурейского рудного района по сумме категорий $C_1+C_2+P_1+P_2+P_3$ оценен в 2,1 млн.т. При примерных соотношениях свинца и цинка 10:1 в целом это составит около 2,3 млн.т суммы металлов.

В позиции, близкой Саурейскому рудному полю, расположены рудопоявления Кожимское (свинец до 11%,

цинк до 5,8%, серебро 12 г/т), Качамыльское (свинец 0,6—1%, цинк 0,6—5,7%), Бойцовское (свинец до 0,8%, цинк 1,5—17,8%).

К средне-верхнеордовикскому стратиграфическому уровню отнесены также некоторые свинцово-цинковые объекты о.Вайгач (рудопоявления Пайго-То, Талата-Селе и др.).

Свинцово-цинковые объекты нижнесилурийского уровня. На этом стратиграфическом уровне расположена *Ильчская группа мелких месторождений*, приуроченная к области сочленения структур Западно-Уральской внешней зоны складчатости и южного окончания Ляпинского антиклинория. К этой группе отнесены месторождения *Шантым-Прилукское (Шантымское), Закола-Йоль и Сотчем-Йоль*, находящиеся в одном рудном поле и залегающие в сланцево-доломит-известняковой толще. В ее разрезе выделяются три пачки (снизу вверх): 1) подрудная (мощность 240 м) — темно-серые углисто-известковые сланцы, переслаивающиеся с тонко рассланцованными известняками; 2) рудовмещающая (мощность 200—400 м) — черные массивные и слоистые доломиты, сменяющиеся вверх по разрезу светло-серыми и желтоватыми доломитами, доломитовыми брекчиями и доломитизированными известняками; 3) надрудная (мощность 250—400 м) — углисто-известковые сланцы с маломощными прослойками известняков. Подрудная и рудовмещающая пачки имеют лlandoверийский возраст, надрудная — венлокский.

Шантым-Прилукское месторождение залегает в средней части рудовмещающей пачки. Рудная зона месторождения протяженностью 350 м и мощностью 40 м имеет северо-западное простирание, приурочена к пластовым доломитовым брекчиям. Падение рудной зоны северо-восточное под углами 20—30°, согласное с залеганием вмещающих пород, и она не оконтурена ни в северо-западном, ни в юго-восточном направлениях. На месторождении установлены три рудных тела протяженностью 30—170 м при средних мощностях 3,8—7 м. По падению рудные тела прослежены на 45—50 м и они не оконтурены. Содержание свинца по рудным телам составляют 0,1—26%, цинка 0,5—6%. Рудные тела связаны слабо минерализованными участками. Оруденение представлено вкрапленностью и гнездами галенита и сфалерита в цементе доломитовых брекчий и слабо измененных доломитах, а также кварц-кальцит-доломит-сульфидными жилами неправильной формы, сменяющимися по простиранию гнездами массивных галенит-сфалеритовых руд. Минеральный состав руд: галенит и сфалерит с небольшой примесью пирита; нерудные минералы — кальцит, вторичный доломит, кварц, реже барит и флюорит. В разведанном контуре (0,2 км²) по категории C_1 подсчитаны 13 тыс.т свинца и 67,4 тыс.т цинка.

Рудная зона *месторождения Закола-Йоль* прослежена в доломитовых брекчиях почти на 2 км при средней мощности 7 м, не будучи оконтуренной ни по простиранию, ни по падению. Содержания свинца составляют от следов до 11,3%, цинка от следов до 6,2%. Запасы центральной части месторождения, изученной до глубины 140 м на протяжении 460 м, по категории C_2 оценены в 6,5 тыс. т свинца и 2,4 тыс. т цинка.

Месторождение Сотчем-Йоль представлено минерализованной зоной дробления в черных и темно-серых доломитах, чередующихся с углистыми сланцами. Оно залегает в низах рудовмещающей пачки, находясь стратиграфически ниже двух предыдущих объектов. Простирание минерализованной зоны субширотное, падение юго-западное под углами 20—30°, согласное с залеганием вмещающих пород, истинная мощность 15 м, прослеженная длина 120 м (с запада и востока она перекрыта четвертичными отложениями). Сульфидная минерализация реализована в виде вкрапленности и гнезд пирита, сфалерита и халько-

пирита, в меньшей степени — галенита и блеклых руд, а также приурочена к кварц-кальцит-доломитовым прожилкам, секущим обломки и цемент доломитовых брекчий. Наиболее богатое оруденение расположено в средней части минерализованной зоны, где средневзвешенные содержания свинца составляют 0,15%, цинка 1,08%, меди 1,18%. В отдельных обогащенных участках (гнездах, «куфтырях») мощностью 1—10 м содержание суммы металлов достигает 8—10%. На месторождении развита «железная шляпа» средней мощностью до 10 м, представленная ячеистыми, кавернозными и рыхлыми бурыми железняками. Запасы месторождения на опойскованном участке площадью 0,01 км² до глубины 50 м по категории С₂ составляют: медь 7,7 тыс.т, цинк 7 тыс.т, свинец 1 тыс. т.

Все объекты Ильичской группы месторождений характеризуются: сходной морфологией рудных зон — сочетание пласто- и линзообразных залежей, согласных с напластованием вмещающих пород и секущих и согласно-секущих карбонатных и кварц-карбонатных жил; общностью текстурно-структурных особенностей руд — брекчиевидные, вкрапленные, гнездово-вкрапленные, прожилково-вкрапленные; близостью минерального состава и стратиграфической приуроченности; низким уровнем изученности. В районе известны также рудопроявления свинцово-цинковых руд, находящихся на том же стратиграфическом уровне (Алешин ручей, Восточная Закола-Йоль, Геофизическое и др.).

На нижнесилурийском уровне находятся также стратиформные свинцово-цинковые объекты о.Вайгач (*месторождение Раздельное*: руда 2,2 млн.т, свинец 4,6 тыс.т, цинк 41,4 тыс.т, серебро до 10 г/т; *рудопроявление Красное* и др.), известные по работам Первой (1930—1935 гг.) и Второй (1940—1945 гг.) Вайгачских экспедиций под руководством проф. П.В.Виттенбурга.

Свинцово-цинковые объекты других стратиграфических уровней. Помимо охарактеризованных в Предуральском осадочном бассейне распространены многочисленные пункты свинцово-цинковой минерализации. Они известны, в частности, в Печорско-Косвинском антиклинории на Северном Урале в углеродистых карбонатсодержащих песчано-сланцевых отложениях верхнего рифея; в центральной части Кваркушско-Каменногорского антиклинория, на Среднем Урале, где их вмещают нижневендские спаргмитовые отложения, и по приуроченности они могут быть сопоставлены с месторождением Лайсвалль в Скандинавии; в силурийско-нижнедевонских, верхнедевонских и нижнекаменноугольных окварцованных и доломитизированных известняках и доломитах. Такое многоуровневое размещение свинцово-цинковых руд в Предуральском осадочном бассейне весьма сходно с позициями месторождений в чехлах Северо-Американской, Сибирской, Китайской платформ, а также в зарубежной части Восточно-Европейской платформы, что отмечалось в работах Д.И.Горжевского и Г.В.Ручкина.

Оценка ресурсного потенциала стратиформных свинцово-цинковых руд Предуральского осадочного бассейна в настоящее время достаточно неопределенна. Если суммировать все имеющиеся в настоящее время оценки, то получим следующую картину: Саурейский рудный район — 2,3 млн.т суммы металлов, Кожимский и Ильичский районы — 1,5 млн.т, Кужинское месторождение — 0,2 млн.т, а в целом 4 млн.т. Вероятно, что эта величина не отражает всего ресурсного потенциала стратиформных свинцово-цинковых руд Предуральского осадочного бассейна. Наличие средних и мелких месторождений с промышленными содержаниями и запасами металлов, значительного количества рудопроявлений, недостаточный уровень изученности всех известных объектов, в т.ч. разведанных месторождений, позволяет предполагать наличие более значительных скоплений свинцово-цинковых руд. Об этом, в

частности, могут также свидетельствовать данные об изотопном составе свинцов этих месторождений и рудопроявлений. Нанесенные на диаграмму точки, иллюстрирующие соотношения изотопов ²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb, ²⁰⁸Pb месторождений и рудопроявлений Урала, расположены вблизи полей, оконтуренных для свинцов крупных месторождений (рис. 2), к которым Р.С.Кэннон с соавторами [13] относят объекты, содержащие 100 тыс.т и более суммы металлов. С учетом всего изложенного представляется вероятным сопоставить ресурсный потенциал Западного Урала с запасами свинцово-цинковых руд чехла Северо-Американской платформы.

Бариты. Помимо баритов свинцово-цинковых месторождений, в Предуральском осадочном бассейне известны самостоятельные баритовые месторождения стратиформного типа. Они расположены в Лемвинской зоне на Полярном Урале и размещены на двух стратиграфических уровнях — средне-верхнедевонском и ниже-среднекаменноугольном.

Баритовые месторождения средне-верхнедевонского уровня. На этом уровне расположены *месторождения Пальникско-Хойлинской группы* (Хойлинское, Мало-Хойлинское, Пальникское).

Наиболее крупное в этой группе *Хойлинское месторождение* [1, 5]. Оно представлено серией стратиформных рудных тел, приуроченных к верхней — песчано-алевролитовой — толще пагинской свиты. Рудовмещающие отложения смяты в изоклинальные складки, осложнены серией разрывов северо-восточного простирания и находятся в запрокинутом залегании. Первичная пластовая залежь, имеющая общую протяженность около 7,5 км в широтном направлении, разделена разрывами на три рудных тела протяженностью от 400 до 1500 м, прослеженных по падению от 350 до 500 м при переменных мощностях (0,3—40 м). Главные минералы руд Хойлинского месторождения — барит, кварц и кальцит. Постоянно в рудах присутствуют фосфаты и антракосолит. На месторождении выделены четыре природных типа руд, различающиеся содержаниями основных компонентов (в %): 1) существенно баритовые (BaSO₄ 92; SiO₂ 3,13; CaO 0,76), 2) кальцит-ба-

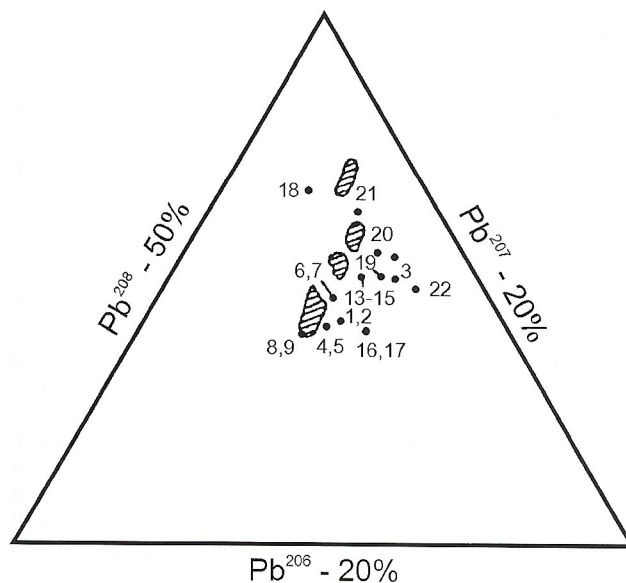


Рис. 2. Соотношение изотопного состава свинца руд стратиформных свинцово-цинковых месторождений и рудопроявлений Урала:

месторождения: 1—9 — Кужинское, 10—12 — Саурейское, 13—15 — проявления галенитовой минерализации на Бакальском сидеритовом, 16, 17 — Верхне-Аршинское; рудопроявления: 18 — Злоказовское, 19, 20 — Балтауртовское, 21 — Зилимское, 22 — Бойцовское; заштрихованные поля отвечают составам свинцов крупных свинцово-цинковых месторождений

ритовые (BaSO_4 67,4; SiO_2 5,88; CaO 13,37), 3) кварц-баритовые (BaSO_4 68,76; SiO_2 21,58; CaO 1,5); 4) смешанные (BaSO_4 56,69; SiO_2 15,9; CaO 13,70). Средние содержания по месторождению составляют (в %): BaSO_4 82,34; SiO_2 6,57; CaO 3,28. До глубины 200 м по категориям В+С₁+С₂ разведаны 9,2 млн.т руды (в т.ч. 2,2 млн.т существенно баритовой, содержащей 1,9 млн.т барита); прогнозные ресурсы категории Р₁ оценены в 4,7 млн.т руды, категории Р₂ 4,6 млн.т [1, 5].

Малохойлинское месторождение, по существу, продолжение Хойлинского месторождения. Оно представлено пластами и линзами преимущественно кремнисто-баритовых руд, слагающих четыре рудных тела протяженностью от 250 до 1200 м, прослеженных по падению до 350 м при средней мощности 3,1 м. Средний состав руд (в %): BaSO_4 45,9; SiO_2 45,2; CaO 0,41. Запасы руды категории С₂ составляют 7,8 млн.т, прогнозные ресурсы категории Р₁ 1,7 млн.т.

Пальникское месторождение, как и два предыдущих, залегает в отложениях пагинской свиты. Рудносна пачка кремнисто-глинистых сланцев с неравномерным распределением в ней линз монобаритовых и кремнисто-баритовых руд, а также слоев с баритовыми конкрециями. Эта пачка мощностью от первых до 25 м прослежена по простиранию на 2150 м, по падению до 185 м при мощности рудных тел 0,7—11,2 м. Состав руд (в %): BaSO_4 28—55,28; SiO_2 20—68; CaO 1,1. Прогнозные ресурсы по категории Р₁ оценены в 7,9 млн.т руды при среднем BaSO_4 43,69%, Р₂ 1,7 млн.т руды с 36,78% BaSO_4 [5].

Баритовые месторождения ниже-среднекаменноугольного уровня представлены месторождениями Собской группы (Войшорское, Поуркеуское, Собское). Они также расположены в Лемвинской зоне на Полярном Урале, где приурочены к терригенно-карбонатным отложениям яйлюской свиты. В отличие от месторождений Хойлинской группы они обладают карбонат-целестин-баритовыми рудами с резко переменным содержанием ведущих компонентов: BaSO_4 от первых до 85,3%, SrSO_4 от долей до 52,4%. Рудообразующие минералы — барит, целестин, кальцит.

На Войшорском месторождении установлены 13 пластов и линзообразных рудных тел, согласно залегающих в карбонатной пачке мощностью от 30 до 180 м. Рудные тела прослежены на 150—550 м по простиранию, на 120—300 м по падению при мощностях 0,7—6,6 м. Сумма запасов категории С₂ и прогнозных ресурсов категории Р₁ составляет: баритовой руды 4,3 млн.т при среднем содержании BaSO_4 36,2%, целестиновой руды 0,7 млн.т со средним содержанием SrSO_4 15,13%.

Поуркеуское месторождение образовано четырьмя рудными телами протяженностью 120—900 м, прослеженными по падению на 140—160 м при мощности 1,25—2,65 м. Среднее содержание барита 27,49%, целестина 17,44%. При этих содержаниях запасы баритовой руды категории С₂ и прогнозные ресурсы категории Р₁ оценены в 6,6 млн.т, целестиновой руды 241 тыс.т.

Собское месторождение представлено одним рудным телом протяженностью около 270 м средней мощностью 3,45 м, прослеженным на глубину 100 м. Запасы баритовой руды категории С₂ и прогнозные ресурсы категории Р₁ составляют 0,5 млн.т при среднем содержании BaSO_4 41,23%.

Флюорит. Помимо флюорита стратиформного свинцово-цинкового месторождения Амдерма в Предуральском осадочном бассейне имеются самостоятельные проявления плавикошпатовых руд. Они известны на различных стратиграфических уровнях. Наиболее известное — Суранское месторождение, расположенное в Башкирском мегантиклинории, где рудовмещающие — карбонатные отложения одноименной свиты раннего рифея [15]. Оно

представлено жилами и зонами прожилково-вкрапленного оруденения. Такая морфология рудных тел может быть обусловлена постседиментационными преобразованиями первично осадочного ратовкита. На месторождении по категории С₂ установлены 2,1 млн.т руды, содержащей 34% CaF_2 . Карбонатные и терригенно-карбонатно-сульфатно-соленосные отложения среднего, верхнего карбона и перми содержат многочисленные проявления ратовкита с CaF_2 1,3—25,2%. По данным А.А.Макушина (1972), флюоритовая минерализация известна также на Улутелякском месторождении марганцовистых известняков.

Фосфориты. Как и охарактеризованные виды минерального сырья, месторождения и проявления фосфоритов в Предуральском осадочном бассейне размещены на нескольких стратиграфических уровнях. Они известны в отложениях раннего и среднего рифея, ордовика, силура—раннего девона, карбона и перми.

Фосфатопоявления раннего и среднего рифея расположены в Башкирском мегантиклинории [32]. Нижнерифейский уровень фосфоритов приурочен к основанию терригенно-карбостромовой формации (саткинская свита). Здесь развиты темно-серые строматолитовые доломиты, чередующиеся с гравелитами, песчаниками и телами карбонатных брекчий. Все эти разновидности пород в той или иной мере фосфатизированы, что отражено в резко переменном содержании P_2O_5 , изменяющемся от 1 до 26,7%. Среднерифейский уровень фосфоритов относится к зигазино-комаровской свите юрматинской серии (переслаивание песчаников и глинистых сланцев, обогащенных тонкодисперсным углеродистым веществом). В нижней части разреза глинисто-песчаниковые породы содержат маломощные (0,1—1,2 м) линзообразные тела желвакового (галечникового) фосфорита. Желваки уплотненной и эллипсоидальной форм заключены в мелко- и среднезернистом кварцевом песчанике, имеющем фосфатный цемент. Участками фосфоритовые желваки полностью заключены в пиритовом матриксе. Содержание P_2O_5 в желваковом фосфорите 11—28,4%, а в монофракции фосфоритового желвака до 35%.

Фосфатопоявления нижнего—среднего ордовика. Наиболее значительный объект этого уровня — Софроновское месторождение, расположенное в Лемвинской зоне. Оно приурочено к верхней толще малопайпудинской свиты, сложенной песчанистыми известняками, известковистыми песчаниками, карбонатно-кремнистыми, углеродисто-кремнистыми, фосфатно-кремнистыми сланцами. Для пород характерно высокое содержание $\text{C}_{\text{орг}}$, равное 2,6—8,7%. Фосфатсодержащая пачка имеет протяженность 500—520 м, ширину около 200 м, мощность до 60 м. На месторождении выделены первично осадочные микрозернистые фосфориты ленточно-слоистой текстуры с P_2O_5 4—20,4% (в среднем 7,5%) и гипергенные франколитовые руды со средним содержанием P_2O_5 17,5%. По данным Л.Я.Островского, запасы (категория С₂) и прогнозные ресурсы (категория Р₁) первично осадочных фосфоритов оценены в 9,2 млн.т P_2O_5 , гипергенных 6,1 млн.т P_2O_5 [26]. В обогащенных сульфидами (S 1,2—1,4%) фосфатоносных сланцах нижней части разреза продуктивной пачки установлены (в г/т): Au 0,01—0,18; Ag 2—4; Pt 0,03—0,78; Pd 0,2—2,5; Ir 0,02—0,18; Rh 0,06—0,18 [8].

Вблизи Софроновского месторождения расположено Дьявольское рудопроявление, находящееся в той же позиции. Фосфатоносная пачка мощностью до 20 м прослежена на 3 км. В ней расположены микрозернистые линзовидно-слоистые (с P_2O_5 5,8%) и брекчиевидные (с P_2O_5 17,8%) фосфориты. Л.Я.Островский [26] ресурсный потенциал (категории Р₁+Р₂) этого проявления оценил в 3 млн.т P_2O_5 первично осадочных фосфоритов и 2,1 млн.т P_2O_5 гипергенных. Кроме этих на территории Полярного Урала известен еще ряд фосфатопоявлений, в различной

степени изученных (Пограничное, Осовейское, Няминское и др.).

Общий ресурсный потенциал первично осадочных и гипергенных фосфоритов Полярного Урала по категориям $C_2+P_1+P_2+P_3$ оценен в 506 млн.т P_2O_5 [26]. Эта оценка авторская. Однако, независимо от этого, Полярно-Уральский регион представляет собой перспективную фосфатно-сую территорию.

К отложениям *силура—раннего девона и раннего—средне-го карбона* приурочены маломощные проявления желваковых фосфоритов с низкими, как правило, содержаниями P_2O_5 .

Фосфатопоявления перми представлены *Ашинским, Симским и Селеуским месторождениями* [2, 3], расположенными на западном борту Башкирского мегантиклинория.

Ашинское месторождение локализовано в фосфатизированных брекчиевидных известняках артинского яруса. Промышленное значение имеют гипергенные фосфориты, залегающие на неровной поверхности известняков, в связи с чем мощность рудной залежи испытывает резкие колебания от 1 до 60 м, составляя в среднем 8 м. Ширина залежи 50—200 м, а ее протяженность составляет 600 м. Глубина залегания фосфоритовых руд не превышает 1—2 м. Подсчитанные запасы месторождения по категориям $B+C_1+C_2$ составляют 4,1 млн.т руды и 0,9 млн.т P_2O_5 .

Симское месторождение также сложено гипергенными фосфоритами, образованными по фосфатизированным доломитам артинского яруса. Площадь, занимаемая продуктивными отложениями, составляет $1000 \times 400 \div 600$ м, а их мощность 2—14 м. Предварительно подсчитанные запасы по категории C_1 составляют 2,7 млн.т руды с 17% P_2O_5 .

Селеуское месторождение залегает в отложениях артинского яруса, представленных афанитовыми доломитизированными известняками с прослоями органогенно-обломочных известняков, фосфоритов и кремней. На наиболее изученной северной части месторождения выделены три фосфоритовых пачки: нижняя мощностью 0,8 м, средняя 1,31 м, верхняя 0,51 м. Глубина залегания верхней пачки 18,5 м. Запасы детально разведанной по категориям $B+C_1$ северной части месторождения составляют 5,5 млн.т руды со средним содержанием P_2O_5 9%. Прогнозные ресурсы категории P_2 фосфоритов Селеуской площади оценены в 22 млн.т P_2O_5 .

Важная особенность размещения охарактеризованных стратиформных месторождений и рудопроявлений Предуральского осадочного бассейна — их пространственная приуроченность к краевым частям Тимано-Печорской и Волго-Уральской нефтегазоносных провинций, а также структурно-парагенетическая и стратиграфическая сопряженность с нефтематеринскими и солеродными формациями. Проблема парагенезиса рудо- и нафтигенеза, способствующая образованию важных в промышленном отношении месторождений черных, цветных металлов и некоторых неметаллических видов минерального сырья, в последние годы обсуждается многими исследователями [9, 12, 17, 19, 21 и др.]. Согласно этой концепции, рудообразование в этих обстановках обеспечивается сложным функционированием геогидродинамических систем, приуроченных к аконсервационным зонам нефтегазоносных провинций. Эти зоны представляют собой лишенные эффективной покрывки периферийные участки нефтегазоносных провинций. В них происходит разгрузка восходящих высокоминерализованных подземных вод и рассолов, сопряженных с нефтегазовыми залежами и имеющими нередко высокие температуры, сопоставимые с температурами гидротермальных растворов. Циркуляция таких горячих высокоминерализованных вод вдоль тектонических нарушений приводит к выщелачиванию из вмещающих

пород металлов и переотложению их на различных геохимических барьерах. Предполагается, что по таким или близким моделям сформированы олигоцен-миоценовые оолитовые железные руды Керченско-Таманского бассейна, олигоценовые марганцевые руды Южно-Украинского бассейна, меловые оолитовые железные руды Западно-Сибирского и Аятско-Алапаевского бассейнов, стратиформные свинцово-цинковые руды Каратау, Северо-Американской платформы, Верхней Силезии, Au- и МПГ-содержащие медистые песчаники Предсудетско-Мансфельдской меденосной области и ряда других рудно-нефтегазоносных провинций.

Обратимся теперь к Предуральскому осадочному бассейну, в пределах которого расположены Тимано-Печорская и Волго-Уральская нефтегазоносные провинции.

В *Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции* рудные месторождения контролируются ее западной и восточной аконсервационными зонами. К западной зоне приурочено уникальное по составу Ярегское нефте-титановое месторождение, расположенное в среднедевонско-франском терригенном нефтегазоносном комплексе. Песчаники содержат до 30% TiO_2 в виде лейкоксена и рутила, а также циркон, монацит, апатит, сидерит, барит, флюорит, золото и серебро. В песчаниках присутствует оксикерит с гнездами янтара.

Спектр рудных месторождений, находящихся в сфере влияния восточной аконсервационной зоны Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции, более обширен. С ордовикским терригенным и силурийско-нижнедевонским карбонатным нефтегазоносными комплексами ассоциируют медистые песчаники O_{1-2} , фосфориты, стратиформные свинцово-цинковые руды Сауря (O_{2-3}) и Ильичской группы месторождений (S_1). Последние расположены в одноименном рифовом массиве, а нефти нижнего силура — высокосернистые (содержание серы достигает в них 3%). Рудовмещающие карбонатные породы на этих месторождениях битуминизированы. На этом же стратиграфическом уровне (O_{2-3}) расположено Парнокское железо-марганцевое месторождение, рудовмещающие породы которого содержат до 1,3% $C_{орг}$. Среднедевонско-нижнефранскому терригенному нефтегазоносному комплексу отвечают баритовые руды Пальникско-Хойлинской группы месторождений. В рудах этих месторождений присутствует органическое вещество в виде антракосолита. К нижнекаменноугольному терригенному и визейско-нижнепермскому карбонатному нефтегазоносным комплексам приурочены целестин-баритовые руды Собской группы месторождений и карбонатные марганцевые руды Пайхойско-Новоземельской провинции.

В *Волго-Уральской нефтегазоносной провинции* также известно несколько разновозрастных нефтегазоносных комплексов, с которыми структурно, стратиграфически и парагенетически сопряжены различные рудные месторождения, приуроченные к ее восточной аконсервационной зоне. На уровне нижнедевонско-кыновского (нижне-среднедевонского) терригенно-карбонатного нефтегазоносного комплекса расположены сидерит-шамозитовые руды пашийского типа и ассоциирующие с ними бокситы. Саргаево-кизловскому карбонатному нефтегазоносному комплексу, охватывающему стратиграфический интервал от основания франского яруса до кровли турнейского яруса, соответствуют бокситы орловского горизонта Южно-Уральских рудников, проявления карбонатных марганцевых руд Шигрышской группы, а также незначительные свинцово-цинковые проявления. Визейский терригенный нефтегазоносный комплекс практически полностью совпадает с угленосными толщами Чусовского и Кизловского бассейнов. К подольско-филипповскому (от основания подольского горизонта верхнемосковского подъяруса C_2 до кровли филипповского горизонта нижнекунгурского подъяруса P_1) карбонатному и

верхнекаменноугольно-соликамскому (от основания верхнего карбона до кровли соликамского горизонта уфимского яруса P_2) карбонатно-глинисто-сульфатно-соленосному нефтегазосным комплексам приурочена плакивошпатовая минерализация, МПГ-содержащие медистые песчаники, фосфориты Селеуского, Ашинского и Симского месторождений, Верхнекамское месторождение солей, в нерастворимых остатках которых также установлены благородные металлы, Улутелякское месторождение марганцовистых известняков.

Таким образом, в Предуральском осадочном бассейне, как и в других рудно-нефтегазосных провинциях мира, проявлены достаточно уверенные парагенетические связи разнообразных рудных и нефтегазовых месторождений. Это обстоятельство предопределяет целесообразность и необходимость комплексного подхода к оценке этой весьма перспективной геологической структуры.

Учитывая высокий и разнообразный минерально-сырьевой потенциал Предуральского осадочного бассейна, его изучение должно стать одним из приоритетных направлений геологоразведочных работ в этой структуре в ближайшие десятилетия. Представляется целесообразным разработка и реализация межрегиональной целевой программы геологоразведочных и научно-исследовательских работ, предусматривающей широкий спектр исследований — от геологического доизучения масштабов 1:200 000 и 1:50 000, проведения прогнозно-поисковых и поисковых работ на подготовленных для этих целей перспективных площадях и участках до разработки комплексных геолого-генетических моделей рудных объектов с учетом их парагенетических связей с нефтегазосными и эвапоритовыми образованиями.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Атлас руд баритовых месторождений* / Г.Г.Ахманов, Н.Г.Васильев, Т.А.Булаткина и др. — Казань: Изд-во Казан. ун-та, 2000.
2. *Геология СССР*. Т. XII. — М.: Недра, 1969. Ч. I. Кн. 1. Кн. 2.
3. *Геология СССР*. Т. XII. — М.: Недра, 1972. Ч. II. Кн. 1. Кн. 2.
4. *Геология СССР*. Т. XIII. — М.: Недра, 1966. Ч. II.
5. *Геохимия и рудогенез черных сланцев Лемвинской зоны Севера Урала* / Я.Э.Юдович, М.А.Шишкин, Н.В.Лютиков и др. — Сыктывкар: Пролог, 1998.
6. *Грибов Е.М.* Улутелякское марганцевое месторождение (Башкирское Предуралье) // *Геология рудных месторождений*. 1972. № 6. С. 95—101.
7. *Грибов Е.М.* Алабандин из Улутелякского марганцевого месторождения (Башкирское Предуралье) // *Изв. вузов. Геология и разведка*. 1972. № 7. С. 77—85.
8. *Гурская Л.И.* Платинометальное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования. — С.-Пб.: ВСЕГЕИ, 2000.
9. *Густафсон Л.Б., Уильямс Н.* Стратиформные месторождения меди, свинца и цинка в осадочных породах // *Генезис рудных месторождений*. Т. I. М., 1987. С. 156—244.
10. *Контарь Е.С., Либарова Л.Е.* Металлогения меди, цинка, свинца на Урале. — Екатеринбург: Уралгеолком, 1997.
11. *Контарь Е.С.* Минерагения чехла восточной окраины Восточно-Европейской платформы // *Руды и металлы*. 1999. № 2. С. 5—12.
12. *Корытов Ф.Я.* Рудогенез в нефтегазосных бассейнах // *Руды и металлы*. 1999. № 4. С. 60—64.
13. *Кэннон Р.С., Пирс А.П., Антвейлер Дж.К.* Применение изотопов свинца при поисках месторождений полезных ископаемых // *Геохимические поиски*. М., 1973. С. 228—236.
14. *Марганцевые месторождения Урала* / Е.С.Контарь, К.П.Савельева, А.В.Сурганов и др. — Екатеринбург: КИР по Свердл. обл., 1999.
15. *Минерально-сырьевая база Республики Башкортостан* / Б.Д.Магадеев, А.М.Грешилов, К.В.Антонов и др. // *Минеральные ресурсы России*. 1997. № 6. С. 15—21.
16. *Михайлов Б.М.* Прогнозная оценка России на марганцевые руды // Тез. докл. Междуведомственного совещания «Актуальные проблемы образования, прогнозирования и поисков марганцевых руд». С.-Пб., 1992. С. 69—72.
17. *Наркелон Л.Ф., Салихов В.С., Трубаев А.И.* Медистые песчаники и сланцы мира. — М.: Недра, 1983.
18. *Нетрадиционные типы рудопоявлений платиноидов и золота на востоке Русской платформы и в Уральском регионе* / В.М.Константинов, А.В.Заварзин, М.И.Фазлуллин и др. // *Руды и металлы*. 1999. № 4. С. 13—21.
19. *Овтра А.* Проблема генезиса пластообразных залежей // *Геология и геохимия рудных месторождений*. М., 1971. С. 119—122.
20. *Ордовик Приполярного Урала*. Геология, литология, стратиграфия / Б.Я.Дембовский, З.П.Дембовская, М.Л.Клюжина и др. — Свердловск: УрО АН СССР, 1990.
21. *Павлов Д.И.* Связь осадочных месторождений железа и марганца с нефтегазосными бассейнами // *Геология рудных месторождений*. 1989. № 2. С. 80—91.
22. *Павлов Д.И., Домбровская Ж.В.* Осадочные месторождения марганца как продукты восходящей разгрузки подземных вод нефтегазосных бассейнов // *Отечественная геология*. 1993. № 8. С. 21—26.
23. *Парагенезис металлов и нефти в осадочных толщах нефтегазосных бассейнов* / Под ред. Д.И.Горжевского, Д.И.Павлова. — М.: Недра, 1990.
24. *Платонов Е.Г., Повышева Л.Г., Устрицкий В.И.* О генезисе карбонатных марганцевых руд Пайхойско-Новоземельского региона // *Литология и полезные ископаемые*. 1992. № 4. С. 76—89.
25. *Полуаршинов Г.П., Константинов В.М.* О новых типах платиноидного оруденения // *Минеральные ресурсы России*. 1994. № 4. С. 20—23.
26. *Полярный Урал — новая минерально-сырьевая база России*: Тр. I Полярно-Уральской научно-практической конференции. — Тюмень: Изд-во Тюменск. гос. ун-та, 1997.
27. *Связь стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах с нефтепродуктирующими и галогенными толщами* / Д.И.Павлов, Д.И.Горжевский, Л.Г.Богашова и др. // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1988. № 8. С. 92—106.
28. *Соприращенность рудо- и нефтеобразующих систем в осадочных бассейнах и прогноз рудных месторождений* / Д.И.Павлов, Д.И.Горжевский, Г.А.Голева и др. // *Геология рудных месторождений*. 1991. № 5. С. 39—45.
29. *Столяров А.С.* Проблема формирования крупномасштабных концентраций марганца в сероводородных бассейнах и перспективы их выявления в России // *Руды и металлы*. 1996. № 1. С. 32—38.
30. *Филиппов В.А.* Новое полиметаллическое месторождение на западном склоне Южного Урала // *Разведка и охрана недр*. 1975. № 4. С. 6—8.
31. *Филиппов В.А.* Новые данные о полиметаллическом оруденении западного склона Южного Урала // *Докембрийские толщи Башкирского мегантиклинория на Урале и их металлогения*. Свердловск, 1978. С. 56—62.
32. *Филиппов В.А.* К проблеме поисков фосфоритов в Башкирском мегантиклинории // *Геология и металлогения Урала*. Ежегодник-1999. Под ред. К.К.Золоева. Екатеринбург, 2000. С. 228—234.
33. *Худяков А.П., Маливанчук Б.В.* Саурейское свинцовое месторождение (Полярный Урал) // *Геология и полезные ископаемые Приполярного и Полярного Урала*: Тр. ЗапСибНИГНИ. Тюмень, 1972. Вып. 52. С. 211—225.
34. *Шарков А.А.* Особенности строения и состава марганцевосных нижнекаменноугольных отложений Южного Урала // *Литология и полезные ископаемые*. 1987. № 1. С. 51—59.
35. *Шарков А.А.* Закономерности распределения марганца в сергуловском горизонте на Южном Урале // *Литология и полезные ископаемые*. 1991. № 1. С. 72—85.
36. *Широбокова Т.И.* Стратиформное полиметаллическое и баритовое оруденение Урала. — Свердловск: УрО АН СССР, 1992.
37. *Шишкин М.А., Герасимов Н.Н.* Парнокское железо-марганцевое месторождение (Полярный Урал) // *Геология рудных месторождений*. 1995. № 5. С. 445—456.
38. *Юшкин Н.П., Ромашкин Ю.Н., Маркова Г.А.* Уральско-Новоземельская флюоритосная провинция. — Л.: Наука, 1982.
39. *Kucha H.* Platinum-Group Metals in the Zechstein Copper Deposits, Poland // *Econ. Geol.* 1982. Vol. 77. № 6. P. 1578—1591.
40. *Sverjensky D.A.* Oil Field Brines — as Ore-Forming Solutions // *Econ. Geol.* 1984. Vol. 79. P. 23—35.

Минералогическое обоснование нового района титано-циркониевых россыпей в центральной части Западно-Сибирской плиты

Н.Г.ПАТЫК-КАРА (ИГЕМ РАН), И.А.ЧИЖОВА (ЦНИГРИ), А.М.ЛАПШИН (ВИМС), О.П.ФЕДОРОВ (КПР ХМАО), И.Н.ШИЯТЫЙ (ДНГМР ХМАО), А.Г.ШЕВЕЛЕВ (ИГЕМ РАН)

Западно-Сибирская плита известна как одна из крупнейших мегапровинций развития титано-циркониевых россыпей на территории России. С верхними горизонтами ее осадочного чехла связаны такие россыпные месторождения, как Туганское, Тарское, Георгиевское, Ордынское, а также многочисленные россыпные проявления тяжелых минералов (рис. 1). Все они приурочены к осадкам эоцен-олигоценного возраста — одному из главных продуктивных горизонтов ископаемых россыпей на территории России и в Восточной Евразии в целом [1, 2, 4, 7, 8]. Хотя россыпные проявления тяжелых минералов установлены во многих пунктах Западно-Сибирской низменности, ее южный фланг от Урала до Енисея рассматривался до последнего времени как единственный район с промышленными перспективами титано-циркониевой россыпной минерализации.

Выполненное в конце 90-х годов А.Е.Бабушкиным и другими обобщение результатов геолого-съемочных и геолого-поисковых работ 70–90-х годов по Приобской площади, находящейся на территории Ханты-Мансийского автономного округа (ХМАО), показало, что выявленные по скважинам повышенные концентрации тяжелых минералов (ильменита, циркона, рутила и др.) имеют не разрозненный характер, а сконцентрированы в пределах ориентированной в север–северо-западном направлении зоны, образуя две перспективные площади. Перспективы первой из них, так называемой Приустьевой площади, расположенной в низовьях правых притоков рек Обь и Вах, связаны с трансгрессивно-регрессивными отложениями ранне-среднеэоценового и раннеолигоценного возраста (кусовский и другие горизонты, атлым-новомихайловская свита). Перспективы второй, Водораздельной площади, расположенной на междуречье правых притоков р.Обь (р.Тромьеган) и рек Пяку-Пур и Надым, связывались с отложениями водораздельного комплекса — плейстоценовыми озерно-аллювиальными осадками тазовского и журавского горизонтов.

Хорошая геологическая изученность района обусловлена интенсивными геологоразведочными работами на нефть и газ, гидрогеологическими и инженерно-геологическими изысканиями, и как следствие, значительной плотностью расположением буровых скважин разного назначения (нефтяных, гидрогеологических, специализированных), что предопределяет возможность использования массового фактического материала и, прежде всего, результатов геофизического исследования скважин для выделения потенциальных россыпных полей и титано-циркониевых месторождений.

Выполненная нами ревизия материалов существующих материалов, в первую очередь данных групповой геологической съемки позволила высказать соображения о перспективах выявления титано-циркониевой минерализации промышленного уровня на территории Ханты-Мансийского Автономного округа.

Состояние вопроса и методика исследований. Исследуемая площадь расположена в центральной части Западно-Сибирской плиты, простираясь от широтного отрезка р.Обь с левыми притоками Большой и Малый Юган на юге вплоть до южных склонов Сибирских Увалов с долинами рек Тромьеган и Аган на севере (см. рис. 1). В ее пределах находится Сургутское месторождение природного газа.

Проявления россыпной титано-циркониевой минерализации установлены по всему разрезу мезо-кайнозойско-

го чехла. Максимально приближены к современной дневной поверхности (до глубин 300–350 м) три стратиграфических уровня: палеогеновый (олигоценный), неогеновый и четвертичный, которые мы и будем дальше рассматривать.

В сводном стратиграфическом разрезе этих отложений выделяются следующие терригенные комплексы пород, имеющие в своем составе толщи песчаных пород и характеризующиеся относительно широким площадным распространением (снизу вверх): олигоценные отложения атлым-новомихайловской свиты, миоценовые отложения пельмской, бешульской и нябыхской свит; плиоценовые отложения еутской, ингуягунской, айкаганской и аганской свит, плиоцен-нижнеплейстоценовые отложения сабунской свиты, нижнеплейстоценовые отложения

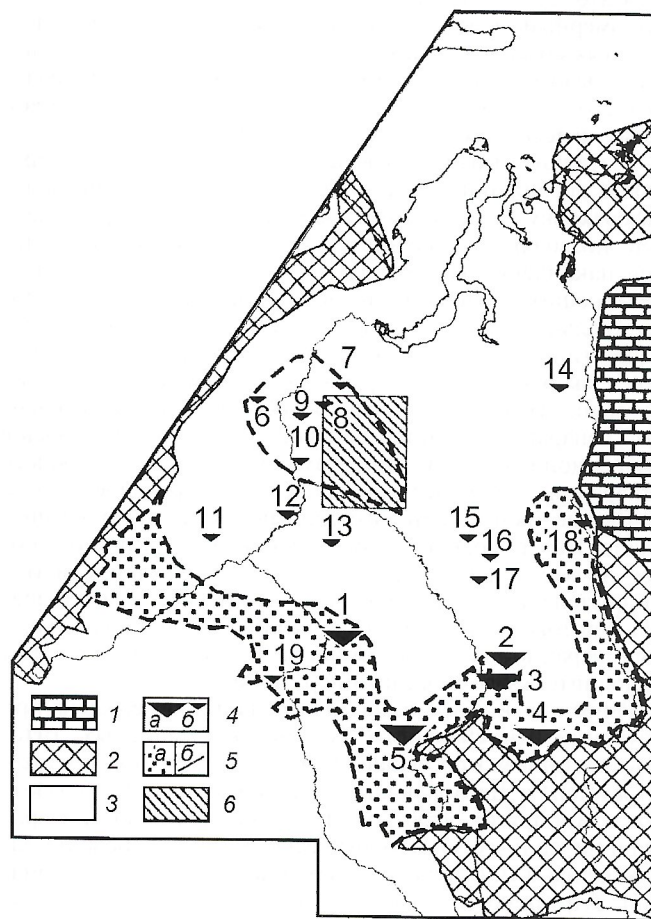


Рис. 1. Западно-Сибирская мегапровинция титано-циркониевых россыпей и положение района исследований:

1 — Сибирская платформа; 2 — складчатые сооружения Урала, Таймыра и Южной Сибири (байкалиды, каледонииды, герциниды); 3 — Западно-Сибирская плита; 4 — титано-циркониевые россыпные месторождения (а) и россыпные проявления (б); 5 — россыпные зоны установленные (а) и потенциальные (б); 6 — район исследований; россыпные месторождения, по В.А.Даргевич и Ю.И.Лоскутову (1997): 1 — Тарское, 2 — Георгиевское, 3 — Туганское, 4 — Николаевское, 5 — Ордынское; группы проявлений: 6 — Кондинские, 7 — Казымские, 8 — Ляминско-Казымские, 9 — Нижнеобские, 10 — Ханты-Мансийские, 11 — Велижано-Тавдинские, 12 — Нижнеиртышские, 13 — Демьянские, 14 — Туруханские, 15 — Вахские, 16 — Ассе-Еганские, 17 — Тымские, 18 — Сумарочихинские, 19 — Борисовско-Павлодарские

талагайкинской и вылатской свит, среднеплейстоценовые отложения тобольской, сузгунской, серояхской и кальчинской свит, позднеплейстоценовые и голоценовые отложения. Перечисленные комплексы формировались как в прибрежно-морской, так и континентальной обстановках; они характеризуются фациальной зональностью, обусловленной региональным различием развития поднятий и депрессионных структур IV порядка; изменением мощностей и состава отложений.

Повышенные содержания тяжелых минералов отмечены во всех перечисленных толщах осадков; при этом в интервале глубин от 0 до 40 м, условно пригодном для открытой добычи, они наиболее характерны для песков талагайкинской свиты нижнего плейстоцена, в меньшей мере для песков подстилающей сабунской свиты.

В процессе ревизионных исследований, наряду с анализом прямых поисковых признаков комплексной титано-циркониевой минерализации — содержанием полезных минералов, оценкой литологических особенностей разрезов (в первую очередь, степени песчанистости тех или иных горизонтов), анализом данных гамма-каротажа и пр., были применены статистические методы анализа минеральных ассоциаций потенциально продуктивных горизонтов для выявления показателей, указывающих на закономерный или случайный характер появления повышенных содержаний полезных минералов. В основу анализа были положены данные количественного минералогического анализа, содержащиеся в отчетах групповой геологической съемки масштаба 1:200 000.

В отличие от ранее проведенных исследований минеральных ассоциаций, традиционно ставивших своей целью разработку толщ по комплексу признаков/коэффициентов, позволяющих оценивать палеогеографические условия накопления устойчивых и неустойчивых минералов, цель наших исследований была определить уровень потенциальной рудоносности осадочных толщ. В основе рабочей гипотезы использовались представления о том, что комплексные титано-циркониевые прибрежно-морские россыпи (ПМР) представляют собой продукт совершенной сепарации в потоке наносов устойчивых минералов умеренной плотности. При этом чем совершеннее процесс сепарации, тем более упорядочено минеральное поле и тем выше уровень концентрации полезных рудных минералов. Неоднородности минерального поля второго и более низких порядков соответственно отражают влияние второстепенных факторов, таких как разложение минералов в потоке наносов в соответствии с их индивидуальными миграционными особенностями, локальный привнос дополнительных порций минералов и пр.

Ранее эта гипотеза была проверена и подтверждена при изучении минерального состава комплексных титано-циркониевых россыпей Обуховской группы (Северный Казахстан) и Центрального месторождения в Тамбовской области и других объектах [6]. Главная трудность интерпретации данных минералогического анализа обычно заключается в многопризнаковом характере этой информации, затрудняющем выявление основных тенденций и отличий выборок, вследствие чего возникает необходимость «свертки» информации для получения кумулятивных показателей внутренней структуры минерального поля.

В качестве такого метода нами апробирован *метод главных компонент*, представляющий собой разновидность факторного анализа. Метод позволяет оценить меру упорядоченности минерального поля, выделить различные уровни его неоднородности, характеризующиеся конкордантными и антикордантными признаками — в данном случае ассоциациями минералов.

Основа метода главных компонент — линейное преобразование n исходных признаков в m новые переменные, где каждая новая переменная — линейная комбинация

старых. Этот процесс осуществляется таким образом, чтобы каждая новая переменная вносила по возможности больший вклад в суммарную дисперсию. Факторный анализ, основанный на использовании корреляционной матрицы (R-метод), предполагает, что все переменные имеют одинаковые «веса». При выполнении факторного анализа в n -мерном пространстве ищется направление, вдоль которого исходные данные имеют максимальную дисперсию. Это направление задается вектором (фактором), длина которого пропорциональна вкладу в общую дисперсию данных. Компоненты фактора носят название факторных нагрузок.

Таким образом, 1-я главная компонента (1ГК) описывает наиболее существенные изменения, происходящие с переменными. Наблюдения, имеющие положительное значение 1ГК, обладают большими значениями переменных, факторные нагрузки которых имеют положительный вес. Наблюдения, имеющие отрицательные значения 1ГК, обладают большими значениями переменных с отрицательным весом факторных нагрузок. Аналогичная картина характеризует и остальные ГК. При этом каждая компонента описывает некоторое изменение данных, связанное с перераспределением элементов, входящих в описание фактора и имеющие значимые факторные нагрузки. Существенное значение обычно имеют первые 2—3 компоненты, в сумме составляющие не менее 70% суммарной дисперсии.

Цель метода при изучении многомерного (многопризнакового) пространства, которым, в частности, является минеральное поле комплексных россыпей, — сократить исходное признаковое пространство, существенно не искажая структуры распределения наблюдаемых величин.

Анализ известных промышленных титано-циркониевых россыпей методом ГК показал, что они обладают весьма упорядоченным минеральным полем, что отражено в положительных значениях и высоких весах 1ГК, которая включает все полезные рудные минералы, что позволяет выделять ее в качестве «рудной компоненты», описывающей интенсивность рудного процесса. Обычно минеральное поле промышленных россыпей характеризуется значениями «рудной» ГК более 65%, причем отдельные рудные залежи оконтурены значениями 1ГК 70% и более. Соответственно 2ГК и 3ГК отражают разложение ассоциации главных полезных минералов в потоке наносов, вскрывая тем самым внутреннюю структуру минерального поля; реже они имеют «мономинеральный» состав, отражая влияние достаточно сильного дополнительного фактора, например, локального привноса того или иного минерала (например, силлиманита) или общий высокий уровень лейкоксенизации в россыпи («лейкоксеновая» 2ГК) [6].

Минеральные ассоциации терригенно-осадочных комплексов осадочных пород Приобского района. Изучение минеральных ассоциаций потенциально рудоносных отложений Приобского района проводилось на основании изучения выборки 1239 проб, характеризующих разрезы скважин от поверхности до подошвы олигоценых отложений включительно. Раздельно анализировались также выборки по нерасчлененным олигоценым осадкам, собственно атлым-новомихайловской свите, осадкам талагайкинской свиты нижнего плейстоцена. Изучались тенденции изменчивости минерального поля как в вертикальном разрезе скважин, так и по площади района. На завершающем этапе исследования проведено также сопоставление двух основных выделившихся потенциально продуктивных горизонтов — атлым-новомихайловской и талагайкинской свит с помощью программы распознавания образов АСТРА [5, 9].

Из общего числа исходных признаков (минералов), составляющих более 30, были отобраны только те минералы,

которые установлены в значимых количествах и стандартно входят в типоморфные ассоциации комплексных титано-циркониевых россыпей. Таких минералов оказалось восемь: рудные минералы (ильменит+магнетит неразделенные, в дальнейшем обозначен как признак Rd), циркон (zr), рутил (r), лейкоксен (lk), дистен (ds), турмалин (t), силлиманит (si), ставролит (st). Просчитывались два варианта — по четырем (главным полезным минералам) и по восьми признакам (всей ассоциации выбранных типоморфных минералов). То есть просчитывались два варианта ассоциаций — собственно рудная «титано-циркониевая», включающая рудные минералы (ильменит+магнетит), циркон, рутил, лейкоксен (четыре признака (Rd, zr, r, lk)), и более широкая «продуктивная» ассоциация, включающая перечисленные выше восемь минералов (признаков) — Rd, zr, r, lk, ds, t, si, st. При этом мы исходили из того, что первая ассоциация позволяет оценить собственно рудный процесс, а вторая — общие закономерности концентрации минералов, входящих в типовую ассоциацию комплексных ПМР, т.е. характеризующих эффективность сепарации наиболее распространенных в данном районе типоморфных минералов ПМР, характеризующихся плотностью более 4.

Наиболее высокие *корреляционные связи* (0,5–0,66) характерны для пары: «рудные» (ильменит и магнетит) (Rd)—циркон (zr). При этом для толщ (горизонтов), характеризующихся повышенными концентрациями титановых минералов и циркона, эта связь усиливается; в осадках талагайкинской свиты она составляет 0,63, а в атлым-новомихайловской свите 0,66. Парная корреляция Rd—r (рутил) и zr—r составляет 0,25–0,33, а для перечисленных трех рудных минералов по отношению к лейкоксену (lk) вообще отсутствует или даже становится отрицательной. Корреляционные связи трех главных рудных минералов (Rd, zr, r) с остальными минералами продуктивной ассоциации (дистеном ds, турмалином t, силлиманитом si, ставролитом st) составляют 0,18–0,31. Корреляционные связи между последними также не велики и, как правило, не превышают 0,21, например, lk—t 0,21, t—si 0,1, si—st 0,14.

Для описания главной компоненты (ГК) с учетом ее количественных и качественных характеристик приняты следующие обозначения: перечисляются все значимые переменные, составляющие ГК, нижний индекс переменной равен значению факторной нагрузки, умноженной на 100.

Состав Главных компонент. Из табл. 1 видно, что 1ГК во всех выборках включает три главных рудных минерала: Rd, zr, r, т.е. представляет собой индикатор рудного процесса. Лейкоксен (lk), ведет себя неустойчиво — он либо входит в состав 1ГК с незначительной положительной факторной нагрузкой, либо имеет отрицательное значение, т.е. антикордантен по отношению к триаде Rd—zr—r. «Вес» 1ГК составляет всегда более 43%; он увеличивается в осадках талагайкинской и атлым-новомихайловской свите соответственно до 47 и 45%. Это достаточно высокие значения; для сравнения укажем, что значения аналогичной «рудной» 1ГК в пределах непосредственно рудных залежей комплексных ПМР Обуховской группы составляет 70–78% [6]. При этом наиболее высокие факторные нагрузки (0,80–0,82 и 0,86 — в атлым-новомихайловской свите) характерны, соответственно, для «рудных» и циркона, средние (0,33–0,66) — для рутила (рис. 2, а).

Что касается лейкоксена (lk), то имеются существенные различия в его поведении в олигоценовых морских осадках, где он входит в 1ГК с отрицательным знаком (при факторных нагрузках от 0,13 до –0,27), и нижнеплейстоценовых континентальных осадках, где он входит в 1ГК с положительным значением 0,19. Состав 1ГК для выборки в целом [Rd₇₅zr₇₃r₄₉st₆₆ds₄₈/lk_{–26}] показывает, что лейкоксенизация относительно увеличивается за пределами рудных горизонтов (полей).

Ближние тенденции обнаруживаются и при анализе ГК, рассчитанных по восьми минералам (см. табл. 1, рис. 2, б). В целом для выборки она имеет вес 25,3% и состав [Rd₇₅zr₇₃r₄₉st₆₆ds₄₈/lk_{–11}]. Вес 1ГК, рассчитанной по восьми минералам, возрастает в нижнеплейстоценовом горизонте до 28,6% и в атлым-новомихайловской свите до 26,3%. Во всех выборках ранжированный ряд возглавляют главные рудные минералы — «рудные» и циркон, которые входят в нее с высокими положительными факторными нагрузками, составляющими соответственно для Rd 0,58–0,75 и для zr 0,52–0,73; за ними следуют рутил r (0,19–0,56), дистен ds (0,34–0,58) и ставролит st (0,4–0,71), причем позиция рутила весьма неустойчива — он может даже замыкать ранжированный ряд (например, в выборке «весь олигоцен»). Остальные минералы — lk, t, si — либо имеют факторные нагрузки, близкие к 0, либо вообще входят в 1ГК с отрицательными факторными нагрузками. Таким образом, 1ГК, рассчитанная по восьми минералам, также позволяет выделять участки и слои, в которых формирование типоморф-

1. Значения и состав главных компонент

Толща (выборка)	Значения и состав главных компонент							
	по четырем главным рудным минералам				по всей ассоциации полезных минералов			
	1	2	3	4	1	2	3	4
Весь массив (1239 проб)	43% Rd zr r	27,1% lk	19,5% — r	10,4% zr	25,3% Rd zr st	19,2% lk t si	13% r ds	11,9% lk si
Нижний плейстоцен (158 проб)	47% Rd zr r	27,9% lk	16,4% — r	8,7% zr	28,6% Rd zr r ds si st	19,9% Rd zr st ds	16,1% lk t	13,1% lk
Олигоцен (593 проб)	43,2% Rd zr	29,6% r lk	18,5% lk r	8,7% zr Rd	26,3% Rd zr st	19,5% lk t si	12,9% r	11,3% si
Атлым-новомихайловская свита (327 проб)	45,1% Rd zr	30,5% r lk	17,1% lk r	7,3% — Rd	27,1% Rd zr ds st	21,3% lk t si	13,2% si lk	10% — r

Примечание: Rd — рудные минералы; Zr — циркон; r — рутил; lk — лейкоксен; t — турмалин; ds — дистен; si — силлиманит; st — ставролит; в числителе указаны минералы, характеризующие главную компоненту значимыми (более 0,5) положительными факторными нагрузками; в знаменателе — минералы, характеризующие главную компоненту значимыми (менее –0,5) отрицательными факторными нагрузками.

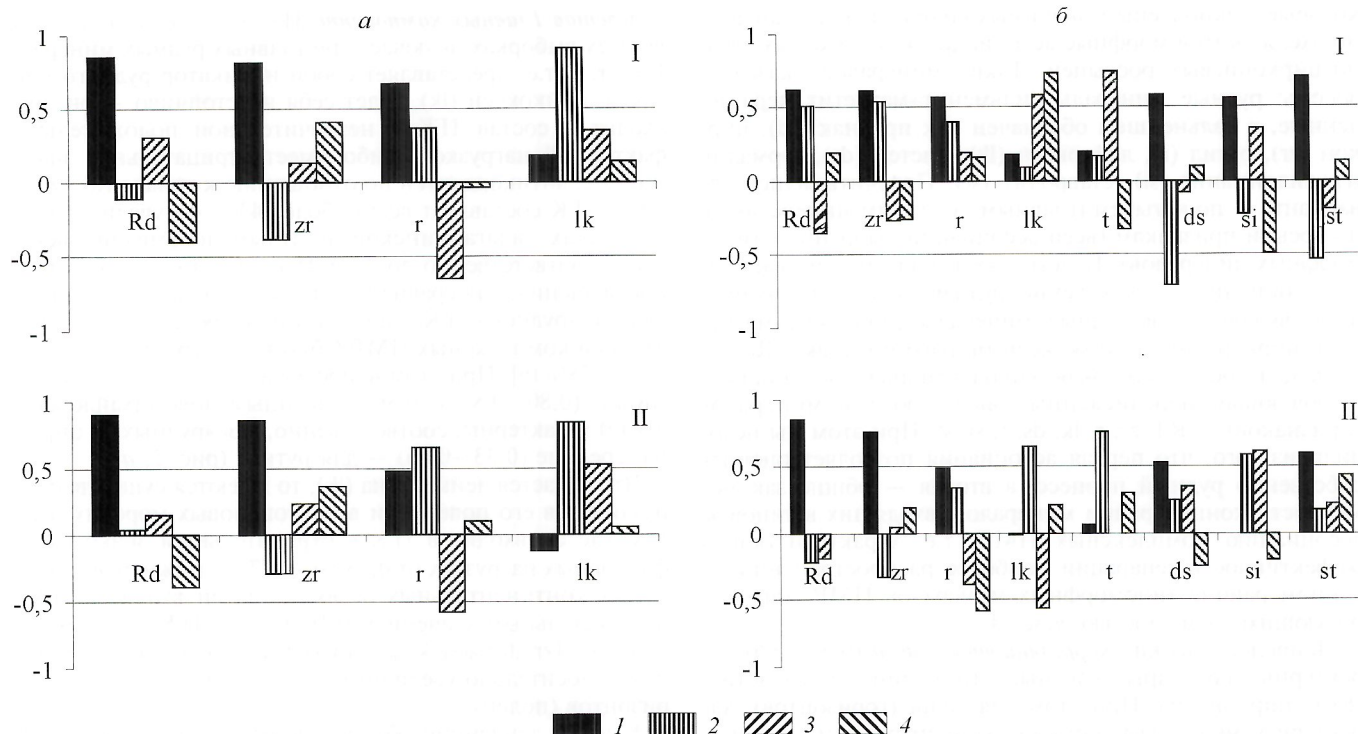


Рис. 2. Факторные нагрузки главных компонент:

a — по четырем главным рудным минералам; *б* — по всей ассоциации полезных минералов; отложения: I — талагайкинской свиты нижнего плейстоцена, II — атлым-новомихайловской свиты олигоцена; 1 — 1ГК; 2 — 2ГК; 3 — 3ГК; 4 — 4ГК

ной ассоциации комплексных ПМР и рудный процесс проявлены наиболее отчетливо.

В целом же состав и значения 1ГК однозначно свидетельствуют о том, что процесс сепарации рудных минералов в проанализированных осадках имел упорядоченный характер, реализованный в формировании конкордантной ассоциации признаков устойчивого «рудного облика», что свидетельствует в пользу возможных перспектив обнаружения концентраций тяжелых минералов промышленного уровня.

Как отмечалось выше, 2-я и последующие ГК позволяют выявить влияние других, менее значимых факторов, участвующих в формировании минерального поля. Во всех проанализированных выборках по четырем главным минералам 2ГК имеет отчетливый «лейкоксоновый» характер: в ее состав с весьма высокими положительными факторными нагрузками (0,78—0,91) входит lk, которому сопутствуют *r* и *Rd*, либо один *r* (см. табл. 1). Циркон ведет себя на втором уровне неоднородности антикордантно по отношению к этой ассоциации минералов — он устойчиво имеет невысокие отрицательные факторные нагрузки (–0,16...–0,29). Иными словами, 2ГК отражает противоположные тенденции распределения: разложение лейкоксона (в сумме с рутилом и «рудными» (ильменитом)) относительно циркона. Аналогичным образом 3ГК вскрывает противоположную тенденцию поведения лейкоксона относительно рутила (третий уровень неоднородности), а 4ГК — рутила и циркона по отношению к «рудным» (четвертый уровень неоднородности) (см. рис. 2, *a*).

Анализ 2–4ГК, рассчитанных по восьми типоморфным минералам титано-циркониевых россыпей — *Rd*, *zr*, *r*, *lk*, *ds*, *t*, *si*, *st* (см. табл. 1, рис. 2, *б*), обнаружил следующие закономерности. Весьма характерен достаточно высокий вес 2ГК (19,2—21,3%) и ее состав — по всем выборкам в состав этой ГК с наиболее высокими значениями входят попутные минералы комплексных россыпей — силлиманит, турмалин, лейкоксен, дистен, причем ранжированный ряд

устойчиво возглавляют турмалин (0,56—0,64), лейкоксен (0,46—0,58) и силлиманит и ставролит (0,44—0,58), в то время как главные рудные компоненты россыпей (*Rd* и *zr*) либо образуют антикордантную ассоциацию, либо входят с небольшими положительными значениями факторных нагрузок. Исключение составляют только нижнеплейстоценовые слои, для которых 2ГК также имеет «рудный облик», причем такие минералы, как *Rd*, *zr*, *r* входят в нее с высокими факторными нагрузками, лишь незначительно отличающимися от их факторных нагрузок в 1ГК (см. табл. 1). Указанная особенность 2ГК в нижнеплейстоценовых осадках может свидетельствовать о завершенном рудном процессе. Антикордантная ассоциация минералов представлена для данной выборки дистеном, ставролитом и силлиманитом, т.е. на этом уровне происходит разложение всей ассоциации на «собственно рудные», титано-циркониевые минералы и прочие минералы. Такой состав 2ГК (по восьми минералам) позволяет интерпретировать ее как показатель дифференцированного поведения типоморфных минералов на втором уровне неоднородности. Соответственно 3ГК и 4ГК высвечивают индивидуальные черты распределения рутила и лейкоксона относительно дистена и силлиманита и лейкоксона относительно силлиманита, дистена и других минералов. Главные рудные минералы существенного влияния в этих ГК не имеют.

Распределение значений ГК в разрезе проанализированных верхних горизонтов осадочного чехла Приобского района весьма дифференцировано (рис. 3, табл. 2). При этом установлены следующие общие тенденции.

1. Значения 1ГК ведут себя координировано с таковыми основных полезных минералов, а именно ее пики совпадают с максимумами содержаний последних. Иными словами, 1ГК, которая образована главными рудными минералами с высокими значениями факторных нагрузок, имеет прямой смысл как показатель интенсивности рудного процесса в разрезе толщ.

2. Поскольку ИГК (по четырем минералам) не только высвечивает ассоциацию главных полезных минералов $[Zr_{86}Rd_{79}r_{54}]$, но и их антагонизм по отношению к lk_{26} , а в случае восьми минералов — практически всю ассоциацию типоморфных минералов комплексных ПМР в антагониз-

ме к лейкоксену $[Rd_{75}Zr_{73}st_{66}r_{49}ds_{48}/lk_{11}]$, то интервалы положительных значений ИГК могут интерпретироваться как горизонты, характеризующиеся наиболее совершенной сепарацией рудных минералов, т.е. как потенциально рудоносные горизонты. Из табл. 2 видно, что в разрезе ат-

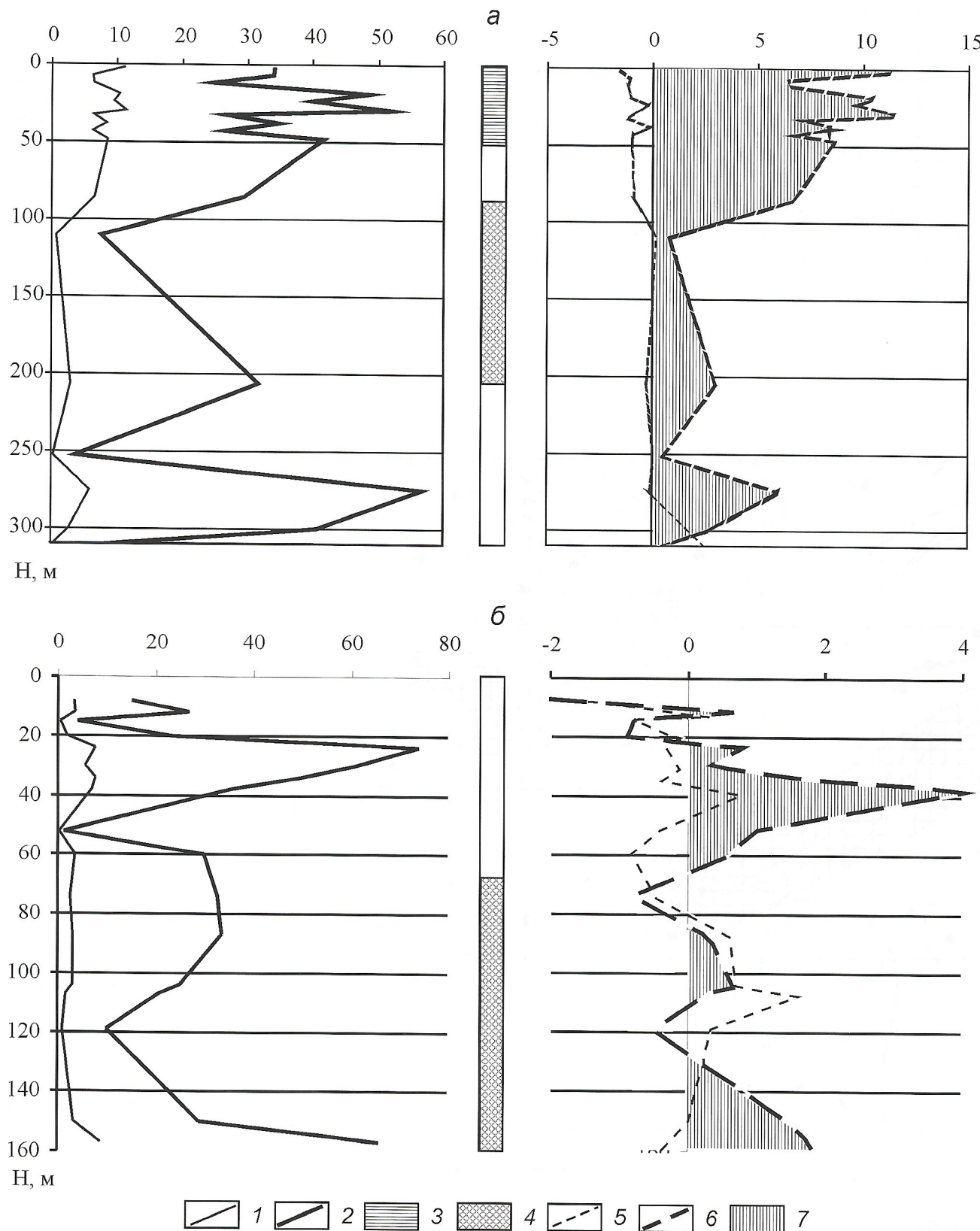


Рис. 3. Распределение значений ИГК («рудной») в разрезе потенциально металлоносных толщ Приобского района:

а — скв. 66; б — скв. 21; 1 — содержание суммы полезных минералов (рудные — ильменит и магнетит неразделенные, циркон, рутил, лейкоксен), $кг/м^3$; 2 — циркон, $кг/м^3$; 3 — талагайкинская свита; 4 — атлым-новомихайловская свита; 5 — значения ИГК; 6 — значения 2ГК; 7 — интервалы положительных значений ИГК

2. Интервалы глубин, характеризующиеся положительными значениями 1ГК — показателя интенсивности рудного процесса

Номер скважины	Интервалы глубин, м
2	0—50, 65—115, 122—145, 157—208
4	3—14, 27—38, 42—45, 95—100, 135—140, 162—172, 180—187
5	32—37, 45—55, 58—70, 110—165, >175
10	<85, 120—130, 155—165, 168—210
11	<80, 90—122, 126—150, >156
12	12—66, 108—120, 130—225 (и глубже)
21	23—70, 85—110, 127—160 (и глубже)
24	80—90, 140—180 (и глубже)
25	0—30, 50—55, 60—85, 105—240, 265—350
62	5—18, 195—235, 245—250
65	10—40, 85—210, 215—250
66	0—300
68	0—25, 90—95, 158—170, 185—235
70	<8, 48—60, 122—130, 190—230

лым-новомихайловской свиты устойчиво встречаются два, а иногда и три таких интервала. Интервалы с положительными значениями 1ГК встречаются не только в осадках олигоцена и нижнего плейстоцена, но и в разделяющих их миоценовых осадках.

3. Значения 2ГК (по восьми минералам), характеризующейся ранжированным рядом $[t_{64}(si\ lk)_{58}ds_{38}st_{33}]$, ведут себя менее контрастно, чем у 1ГК, но в целом также отражают различную степень координированного распределения полезных минералов. Обращает на себя внимание также то, что там, где 1ГК контрастно меняет свои значения с положительных на отрицательные, 2ГК чаще всего имеет обратную тенденцию, а именно, интервалам с отрицательными значениями 1ГК соответствуют интервалы с положительными значениями 2ГК. Сходная картина наблюдается и в распределении ГК, рассчитанных для четырех минералов. В этом случае положительные интервалы 1ГК и отрицательные значения 2ГК выделяют интервалы с относительно повышенными содержаниями лейкоксена. В целом чаще положительные значения 2ГК («лейкоксовой») встречаются в нижней части разреза, представленной олигоценовыми осадками. Таким образом, 2ГК в проанализированных выборках служит индикатором «незавершенного» рудного процесса, а также выделяет горизонты, характеризующиеся относительно высокими содержаниями лейкоксена.

4. 3ГК и 4ГК, характеризующие следующие уровни неоднородности минеральных полей в разрезе, в большинстве изученных разрезов ведут себя антикордантно, отражая противоположные тенденции концентрации отдельных минералов (или их групп) по отношению друг к другу, например, $lk+Rd$ по отношению $g+zr$.

При анализе *площадной неоднородности минерального поля* потенциально продуктивной толщи в качестве наиболее информативного показателя изменчивости минеральных ассоциаций титано-циркониевых россыпей по площади были выбраны значения ГК, рассчитанные по всей выборке в целом, а для суммарного отражения их значений в каждой отдельной скважине была выбрана мода, как параметр, наиболее ярко характеризующий распределение конкретных значений ГК по данной горной выработке.

Значения моды 1ГК изменяются в различных выработках от 0,3 до 9,5. На рис. 4 показаны две области ее повышенных положительных значений: одна расположена в северо-восточной части района, другая — в западной, в области нижнего течения рек Тромьеган и Аган, причем в этой области значения 1ГК достигают 7—9. Центральная часть района в целом оконтурена изолинией значений 1ГК, равной 1, а на северо-западе и юго-востоке соответственно расположены области относительно невысоких значений 1ГК (менее 0,5). Сопоставляя полученную картину с рельефом кровли олиго-

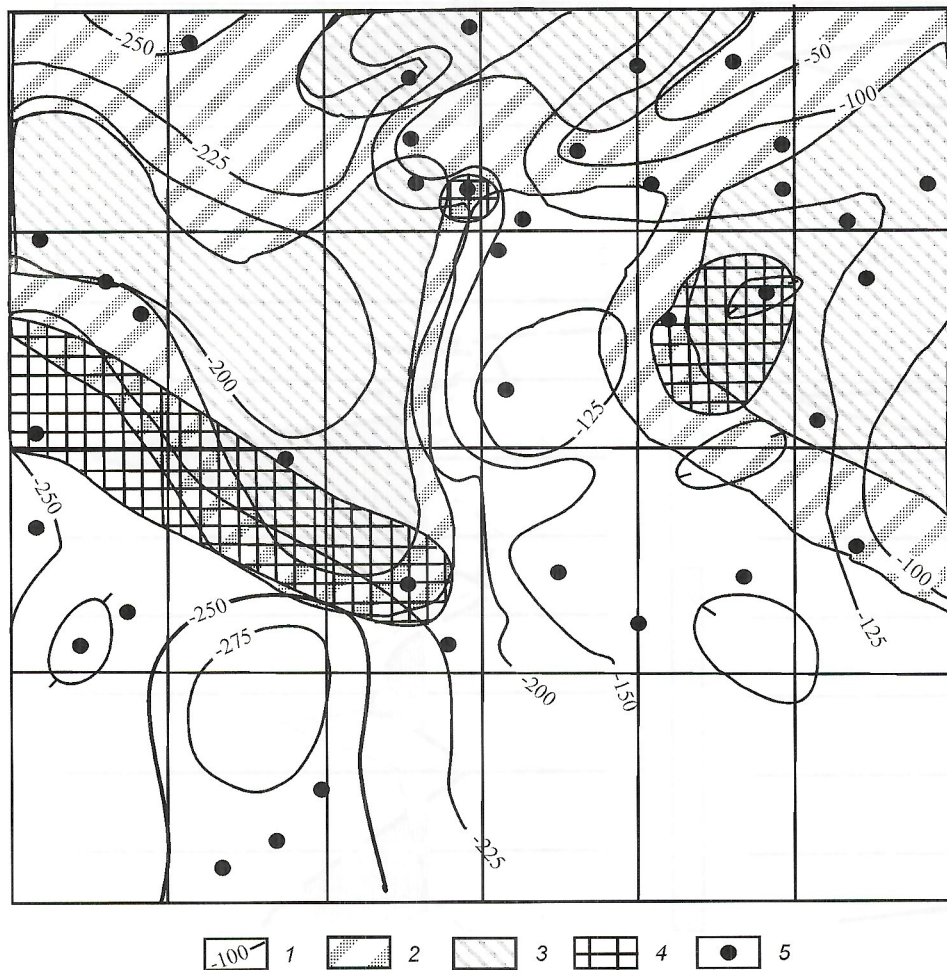


Рис. 4. Площадная упорядоченность минерального поля и структурная позиция потенциально перспективных площадей:

1 — изолинии кровли атлым-новомихайловских отложений, м; область повышенных значений 1ГК — показателя интенсивности рудного процесса: 2 — от 0 до 0,5, 3 — более 0,5; 4 — области установленных содержаний суммы рудных минералов ($Rd+zr+u+lk$) более 20 кг/м^3 (среднее по скважине); 5 — скважины

ценовых отложений, которая в целом отражает структуры верхней части осадочного чехла, можно видеть, что более высокие значения ИГК, характеризующие более упорядоченно протекавший рудный процесс, приурочены к положительным структурам или к их склонам (скв. 6, 11, 65, 66, 68), чем подтверждается известная закономерность о приуроченности россыпных районов титано-циркониевых россыпей к положительным платформенным структурам и их склонам [3].

Таким образом, анализ структуры минеральных ассоциаций верхних горизонтов осадочного чехла Приобского потенциально титано-циркониевого района, расположенного на территории Ханты-Мансийского АО, выполненный с использованием метода главных компонент, показал следующее.

1. Проанализированные толщи от олигоцена по плейстоцен включительно характеризуются весьма упорядоченными минеральными ассоциациями, в состав которых входят рудные минералы (ильменит+магнетит), циркон, рутил, а также лейкоксен, силлиманит, дистен, ставролит, турмалин. Высокий «вес» ИГК и ее состав указывают на то, что рудообразующий процесс был достаточно эффективным, способным создать концентрации рудных минералов, близкие промышленному уровню. Об этом свидетельствует сравнение полученных весов ИГК (43—47%) с аналогичным параметром, вычисленным непосредственно для рудных залежей промышленных титано-циркониевых россыпных месторождений (70—78%).

2. Изменение значений ИГК в разрезе потенциально продуктивных толщ выделяет горизонты, характеризующиеся наибольшими положительными значениями ИГК (наиболее завершенным рудным процессом), которые могут рассматриваться как уровни, наиболее перспективные для выявления россыпных залежей.

3. Изменение значений ГК по площади изученного района подтверждает наличие структурного контроля как фактора, регулирующего интенсивность концентрации рудных минералов комплексных россыпей. В пределах изученного района выделены две области, где по данным метода главных компонент рудный процесс проявлен наиболее активно. Они могут рассматриваться как первоочередные для постановки поисковых работ.

СПИСОК ЛИТЕАТУРЫ

1. Быховский Л.З., Зубков Л.Б. Титан России: состояние, проблемы развития и освоения минерально-сырьевой базы. — М.: Геоинформмарк, 1996.
2. Быховский Л.З., Зубков Л.Б., Осокин Е.Д. Цирконий России: состояние, перспективы освоения и развития минерально-сырьевой базы // Минеральное сырье. Сер. геолого-экономическая. М., 1998.
3. Гурвич С.И., Болотов А.М. Титано-циркониевые россыпи Русской платформы и вопросы поисков. — М.: Недра, 1968.
4. Даргевич В.А., Лоскутов Ю.И. Ильменит-циркониевые россыпи Сибири // 40 лет СНИИГГиМС. Новосибирск, 1997. С. 132—336.
5. Патык-Кара Н.Г., Чижова И.А., Шевелев А.Г. и др. Использование метода Главных Компонент при изучении осадочных формаций для целей прогноза титано-циркониевых россыпей в Ханты-Мансийском АО // Природные и техногенные россыпи и месторождения кор выветривания на рубеже тысячелетий: Тез. докл. XII Междунар. совещ. М., 2000. С. 278—279.
6. Патык-Кара Н.Г., Шевелев А.Г. Неоднородность минерального поля комплексных россыпей // Литология и полезные ископаемые. 2000. № 2. С. 132—145.
7. Россыпные месторождения России и других стран СНГ / Под ред. Н.П.Лаврова, Н.Г.Патык-Кара. — М.: Научный мир, 1997.
8. Россыпные месторождения титана СССР / Под ред. Г.С.Момджи, В.А.Блинова. — М.: Недра, 1976.
9. Чижова И.А. Экспертная система «АСТРА»: структура и технология разработки // Методы и системы технической диагностики. 1993. С. 128—129.

УДК 553.06.1.2(—926)

© А.П.Лихачев, 2002

О происхождении пегматоидных трубок Бушвельдского магматического комплекса

А.П.ЛИХАЧЕВ (ЦНИГРИ)

В пределах Бушвельдского магматического комплекса известны специфические образования неясного генезиса, именуемые пегматоидными трубками. Некоторые из них имели возможность наблюдать в обнажениях и горных выработках во время полевых экскурсий по Бушвельдскому комплексу в рамках 8-го Международного платинового симпозиума (Растенбург, 1998 г.) с последующим изучением полученных каменных и других фактических материалов. В результате сформировались выводы, несколько отличающиеся от известных в литературе взглядов на происхождение этих загадочных образований.

Пегматоидными трубками называются округлые и неправильной формы вертикальные и субвертикальные тела крупнозернистых магматических пород, которые проявлены в большей части разреза Бушвельдского комплекса (рис. 1, 2). Размер трубок изменяется в широких пределах: от десятков метров до 1 км и более в поперечнике до сотен метров по падению.

В первичном состоянии они сложены теми же минералами, что и кумулятивные горизонты: пироксеном (бронзититовые и диаллагитовые трубки), оливином (дунитовые трубки Онвервах, Моохек, Дриекоп и др.) и магнетитом (магнетитовые трубки). Причем в разрезе интрузива трубки нередко расположены таким образом, что выше них находятся соответствующие по

первичному минеральному составу кумулятивные горизонты.

Бронзититовые трубки проявлены преимущественно в Базальной зоне. На поверхности они превращаются в железные шляпы, а ниже зоны выветривания состоят из бронзита и флогопита, в ассоциации с которыми находятся медно-никелевые сульфиды. Диаллагитовые пегматоиды образуют неправильные по форме тела, встречающиеся в базальной части Критической зоны, а также в пределах Главной и Верхней зон.

Дунитовые трубки обычно сложены платиноносными гортонолитовым и высокомагнезиальным дунитами. Гортонолитовый дунит чаще всего занимает центральные, а высокомагнезиальный — периферические части трубок. В отдельных случаях на периферии дунитовых тел расположены диаллагитовые пегматоиды. В Базальной зоне известны трубообразные тела, состоящие почти целиком из магнезиального дунита. Платиновая минерализация в основном приурочена к гортонолитовой разности. Платиноиды представлены преимущественно самородной платиной, что отличает их от таковых, ассоциирующих с сульфидами, например, Рифа Меренского, характеризующихся сложным минеральным и химическим составами, а также более низким Pt/Pd. Знаменитые платиноносные трубки Онвервах, Моохек и Дриекоп обнажены на уров-

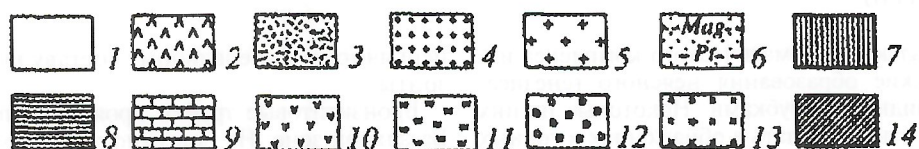
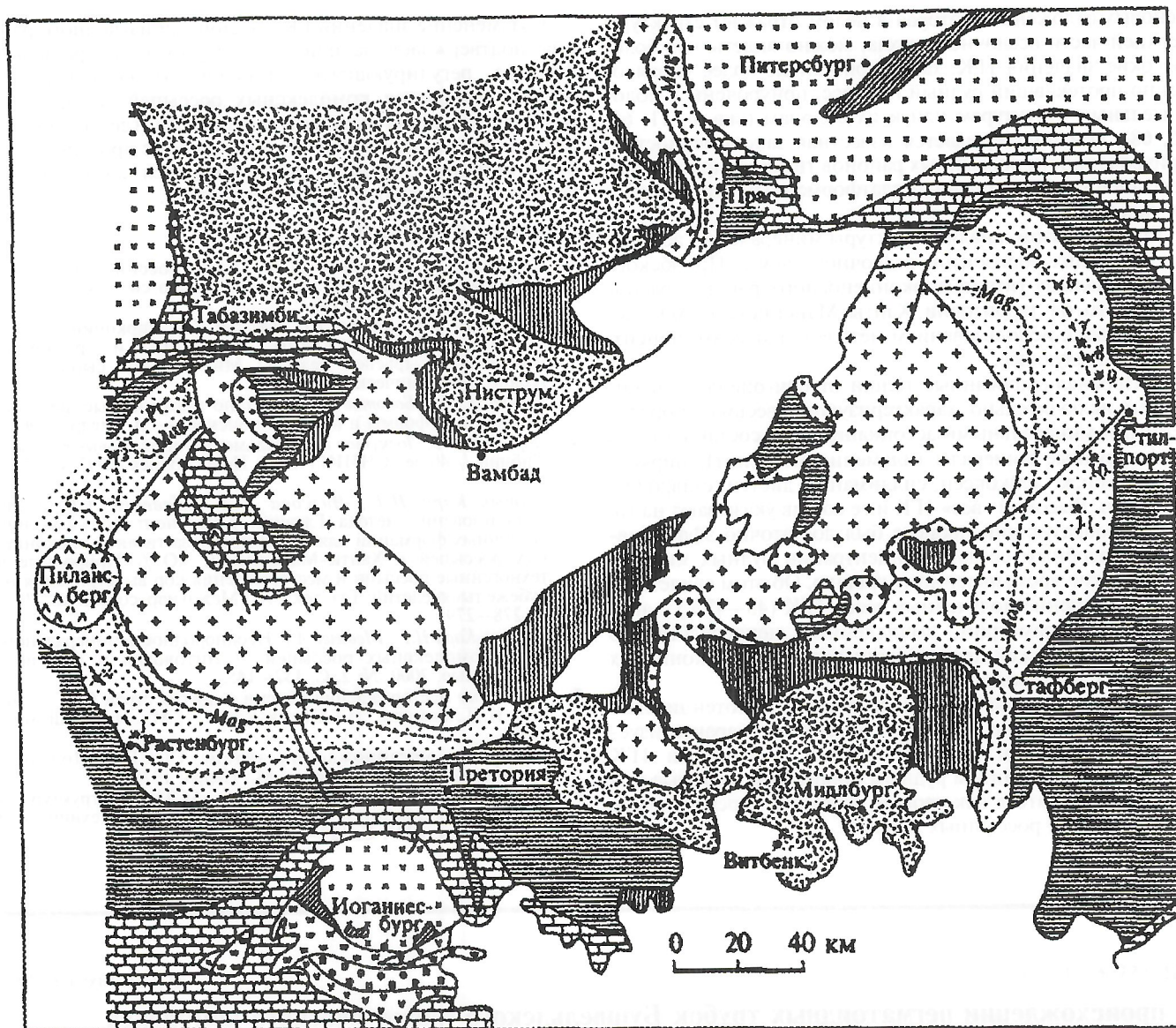


Рис. 1. Геологическая схема Бушвельдского комплекса [7]:

1 — супергруппа Карру; 2 — щелочные комплексы; 3 — группа Ватерберг; 4 — гранофир; 5 — гранит; 6 — мафиты; 7 — группа Райберг; 8 — группа Претория; 9 — группа Чаннейспорт; 10 — супергруппа Вентерсдорп; 11 — супергруппа Витватерсранд; 12 — группа Доминайн; 13 — гранит; 14 — зеленокаменные породы; рудники и трубки: 1 — Растенбург, 2 — Импаала, 3 — Юнион, 4 — Аменделбалт, 5 — Магнет Хайтс, 6 — Мекленбург, 7 — Дриекоп, 8 — Мооихек, 9 — Онвервах, 10 — Кеннедиз Вэйл, 11 — Твифонтейн; Бушвельдский комплекс: Pt — платиноносный, mgt — магнетитовый слой

не современной эрозии в Критической зоне. Магнетитовые трубки проявлены преимущественно в Главной и Верхней зонах. В центральных частях они сложены массивными магнетитовыми рудами, а на периферии нередко находится диаллагитовый пегматоид.

В пределах поля рудника Растенбург (см. рис. 1) известны пегматоидные тела богатого железом дунита [10]. Два самых крупных тела расположены в восточной и западной частях и названы дунитовыми трубками Брекспрут и Таунлендз соответственно. Трубка Брекспрут имеет овоидную форму с длинной осью около 1,5 км, ориентирован-

ной в запад—северо-западном направлении, тогда как трубка Таунлендз круглая с диаметром 700 м. Обе трубки сложены богатым железом оливином (фаялитом и гиалосидеритом), ассоциирующим с клинопироксеном и в меньшей степени амфиболом, что делает их соответствующими по составу верлитам. Некоторые участки трубок содержат также ортопироксен, плагиоклаз (лабрадор), ильменит и магнетит. Проявления меньших по размеру, более полевошпатовых, богатых железом пегматоидных тел находятся в нарушенной и дайковой зоне к востоку от шахты Брекспрут. Некоторые из них рассматриваются как сател-

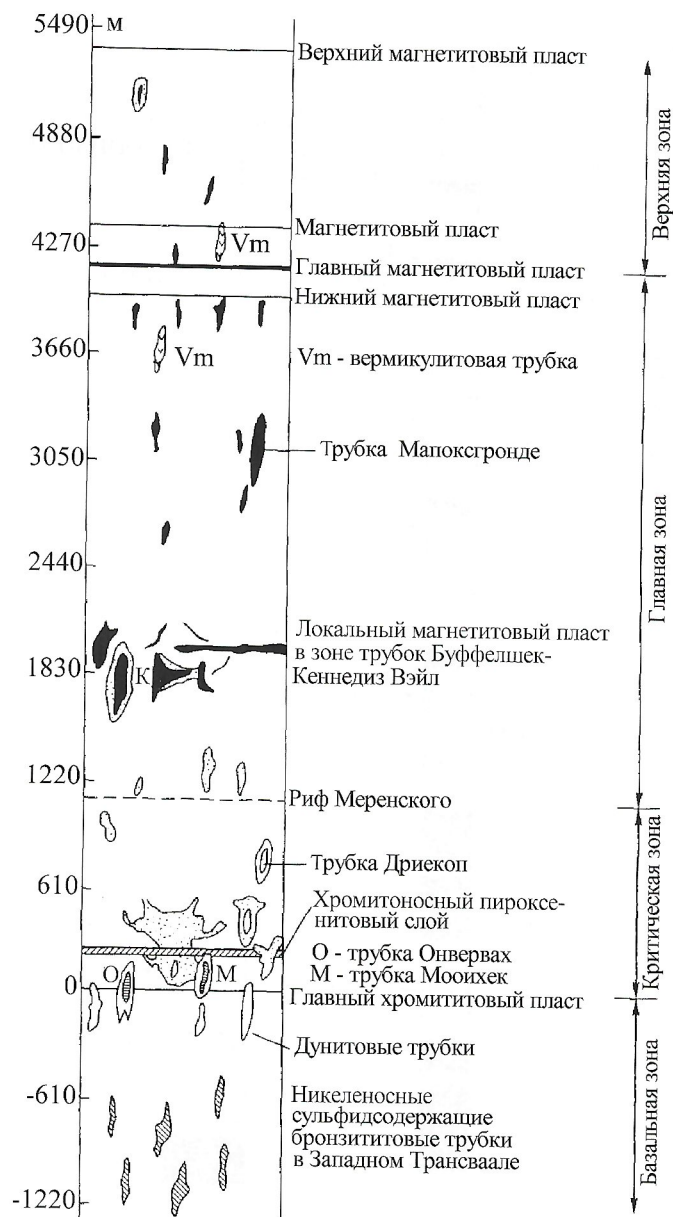


Рис. 2. Размещение пегматоидных тел в разрезе Бушвельдского комплекса [5]:

заштрихованные участки — диаллагитовые пегматоиды, черные — магнетитовые

литные тела трубки Брекспрут. Трубка Таунлендз имеет ядро гортонолитового дунита, переходящего в верлит, затем пироксенит и плагиоклазовый пироксенит на периферии. Проявлена геохимическая медно-никелевая аномалия, связанная с ядром трубки, отмечена металлическая медь. В ядре трубки имеются фрагменты хромититового слоя UG2, находящиеся на соответствующем этому слою уровне. Обе трубки характеризуются отрицательной намагниченностью по отношению к общему полю магматического комплекса, что рассматривается как указание на их формирование в то время, когда магнитное поле Земли имело обратное направление. Пегматоидные тела меньшего размера и обычно менее богатые железом рассеяны по всему руднику и нередко связаны со структурами типа «рытвин» («potholes») [3].

В поле рудника Юнион (см. рис. 1) проявлены пегматоидные тела пироксенитового, норитового и анортозитового составов, которые расположены в непосредственной близости к структурам рытвин [9]. В северо-восточной ча-

сти рудника находятся секущие богатые железом пегматоиды, а севернее рудника в траншее с поверхности обнаружено большое, богатое железом пегматоидное дунитовое тело. Все тела обычно крупнозернисты, неправильные по форме. Подвергающиеся метасоматическому замещению ультрабазиты содержат в различных количествах оливин, пироксен, амфибол, магнетит и полевой шпат. Темные, богатые железом пегматоидные разности избирательно проникают в более полевошпатовые типы пород в верхней части Критической зоны и обычно вытесняют анортозит ниже Рифа Меренского и хромититового слоя UG2.

На площади рудника Аменделбалт (см. рис. 1) широко распространены богатые железом пегматоидные дунитовые тела, проявляющие признаки преимущественного вытеснения (замещения) полевошпатовых слоев [9]. Предполагается, что они могли иметь позднее магматическое происхождение и, возможно, относятся к интеркумулятивным флюидам, связанным с анортозитовыми горизонтами. Обычно богатые железом пегматоидные тела имеют темно-коричневый до черного цвет и изменяются в составе от пироксенитов до дунитов. Некоторые из них выходят на поверхность, но большинство обнаруживается по магнитным аномалиям и пересечениям в подземных выработках. Морфология и размер тел чрезвычайно изменчивы. Самая большая трубка Мидделлаагт по длинной оси поперечного сечения достигает 2 км. Встречаются трубки диаметром менее 1 м. При кажущейся общей беспорядочности распределения трубок отмечена их группировка в окрестностях даек и разломов. Так, трубка Мидделлаагт расположена внутри одноименного грабена, в области, осложненной поперечной складчатостью и пересеченной более молодой дайкой. Ряд больших сателлитных тел находится в непосредственной близости к разлому к краю грабена. Ядро трубки Мидделлаагт сложено гортонолитовым дунитом, периферия верлитом и вебстеритом. Последние два типа пород также составляют большинство меньших по размеру тел. Магнетит проявлен либо в виде широко распространенной вкрапленной минерализации, либо как доминирующая составляющая в некоторых телах. На основании подземных наблюдений богатые железом пегматоиды рассматриваются как замещающие образования, проявляющиеся предпочтительно в анортозитовых слоях между слоями UG2 и Рифа Меренского. Предполагается, что маркирующий слой P2 действовал как нижний непроницаемый горизонт, подобно Рифу Меренского, и особенно пироксениту его висячего бока, ограничивающий распространение пегматоидных тел сверху. Пегматоидные образования в области Рифа Меренского содержат ортопироксен, богатый железом оливин (гиалосидерит) и лабрадор-битовнит с второстепенными флогопитом, горнблендитом, серпентином и тальком [11]. В области хромититовых слоев они состоят из минералов шпинелевой группы, которая названа «хромовым титаном-магнетитом», ассоциирующим с второстепенным ильменитом. Структурно они напоминают первичные титаном-магнетитовые слои Верхней зоны Бушвельда. Хромовый титаном-магнетит, содержащий 2% V_2O_5 , встречается в виде изолированных участков на уровне Рифа Меренского. Присутствуют магнетит и ильменит, проявляющие сложные взаимные срастания. Содержащиеся в пегматоидах сульфиды представлены в основном пирротинитом и троилитом с небольшим количеством халькопирита и пентландита. Сульфиды проявляют широко распространенные срастания с магнетитом. Содержится сидерит, который расценивается как доказательство присутствия летучих (CO_2) во время образования пегматоидов. Обычен графит [11]. Минералы платиновой группы в основном обнаруживаются в пегматоидах, находящихся в области Рифа Меренского. В порядке уменьшения отмечаются ферроплатина, лаурит, сперилит и группа платиновых теллуридов. Из них фер-

роплатина и лаурит составляют более 70%. Платиновые минералы содержат Hg, Pb, Sn и Sb, что рассматривается как указание на наличие больших количеств летучих во время образования пегматоидов [11].

Трубка Мооихек расположена в северо-восточной части Бушвельдского комплекса (см. рис. 1). В ней впервые для Бушвельда была открыта коренная платина. Работы по добыче платины начались в 1924 г. и велись до 30-х годов, когда все выработки были засыпаны. Отрабатывалась небольшая часть трубки, состоящая из богатого железом дунита, который содержал платину. Остальная, более магнезиальная часть трубки была непродуктивна. Сохранившаяся на поверхности часть трубки сложена магнезиальным дунитом с внешним окружением верлита, клинопироксена и частично оливинового габбро. Юго-восточная сторона поверхности трубки контактирует с расслоенными пироксенитами Критической зоны, а западная — с лейконоритом. Трубка была отработана до глубины 125 м с проходкой вертикальной шахты на ее западной стороне, пересекающей только норит. Гортонолитовый (Fe_{50}) дунит имел концентрическое строение внутри, но локально был дискордантен к главной дунит-верлитовой части, которая содержит оливин состава $Fe_{>70}$. Дискордантность тел гортонолитового дунита определяют две ортогональные системы его прожилков, развивающиеся по направлениям 10 и 100°. Центральное «рудное тело» составляло около 20 м в диаметре, но, как отмечено П. Вагнером [12], это сечение было определено качеством руды, а не петрологией. С глубиной промышленная минерализация платины распространялась и на магнезиальный дунит. Среднее содержание Pt составляло около 10 г/т при незначительном количестве Pd [12].

Пегматоидная пироксенитовая трубка Твифонтейн размещена в восточной части Бушвельдского комплекса (см. рис. 1) в пределах Критической зоны (рис. 3). На поверхности она проявлена в виде куполообразного холма высотой 50 м и 300 м в поперечнике, пересекаемого дорогой, идущей к хромитовому руднику Твифонтейн (рис. 4, а). Дорога прорезает восточный край холма, обнажая уникальный разрез ультрамафической трубки [7]. Пироксенитовое тело Твифонтейн залегает ниже хромититового горизонта UGI (см. рис. 3). Вмещающая среда сложена анортозитами и лейконоритами, которые проявляют расслоенность не только кумулятивных, но и посткумулятивных минералов. В профиле дороги эта последовательность пересекается неправильными пироксенитовыми жилами, направленными к центру трубки. Расслоение вмещающих пород трубой не нарушается. Контакты пироксенитового тела всегда чрезвычайно резки, но без признаков хрупкого разрушения вмещающих пород. Жилы включают фрагменты анортозита. В большинстве случаев расслоение во фрагментах согласно с таковым вмещающих пород. Предполагается, что эти анортозитовые тела могут оставаться связанными с вмещающими породами одной из сторон. Однако некоторые тела проявляют признаки вращения. В составе жил преобладает клинопироксен, в ассоциации с которым находятся резорбированные зерна ортопироксена и интерстиционный плагиоклаз. Содержатся горнблenny и слюда, проявленные в виде интерстиционных зерен и как продукты замещения внутри клинопироксена. Пироксены — несколько более магнезиальные, чем таковые во вмещающей среде. В центре трубки находятся гарцбургит, дунит и верлит, а на северной стороне имеется хромитит, который проявляется как фрагменты, прожилки и включения внутри богатой клинопироксеном матрицы. Эти хромититы предположительно рассматриваются как соответствующий по составу дезинтегрированный слой. Однако известные хромититовые слои MG находятся значительно ниже, а слой UGI на 30 м выше этого уровня. Поэтому допускается вертикальное перемещение фраг-



Рис. 3. Стратиграфическая колонка нижней части Бушвельдского магматического комплекса и место нахождения в ней трубки Твифонтейн [7]:

1 — хромититовые слои; 2 — норит-анортозитовые породы; 3 — пироксениты; 4 — оливинсодержащие породы

ментов хромититовых слоев. На южной вершине трубка исследовалась канавами на платиноиды. Но эти работы не дали положительных результатов.

Магнетитовые и магнетитсодержащие трубки и штоки, как отмечалось выше (см. рис. 2), хаотично распределены от основания Критической зоны до самых верхних магнетитовых пластов Верхней зоны [6]. Наиболее многочисленны они в верхней части Главной зоны. Выше самого верхнего магнетитового пласта магнетитовые трубки не встречаются. Самое высоколежащее тело, описанное в районе Магнет Хайтс (восточная часть Бушвельда, см. рис. 1), находится на 152 м ниже самого верхнего магнетитового пласта (см. рис. 2). Химический состав магнетита трубок и штоков в целом соответствует химизму магнетитовых пластов той же субзоны [6]. О происхождении трубок высказывались самые различные мнения: от гидротермальных (с флюидным поступлением из подсти-

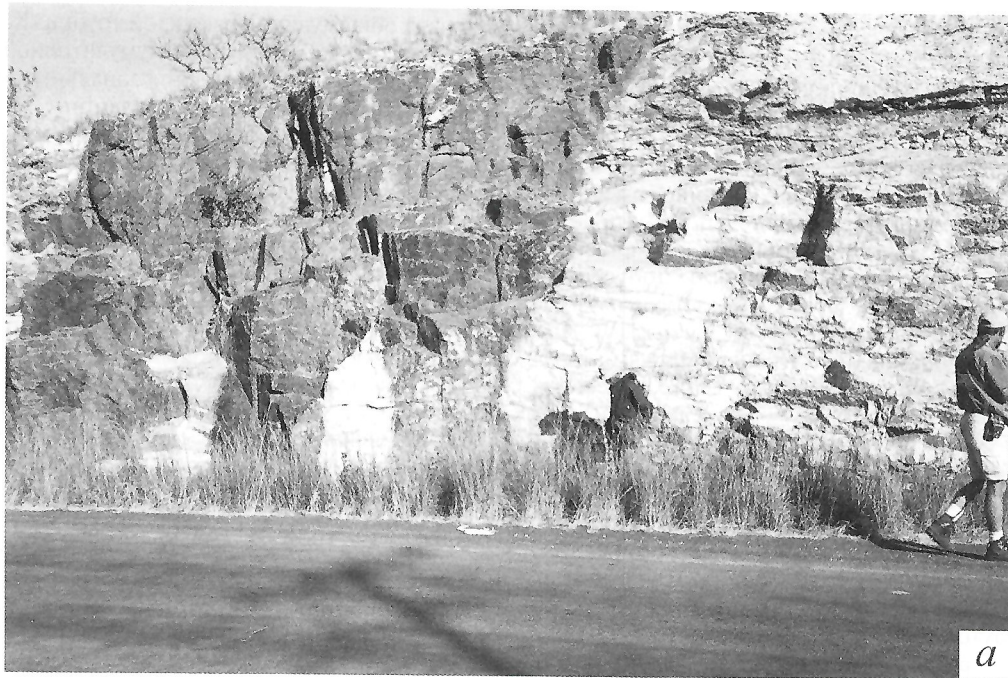


Рис. 4. Обнажения пироксенитовой трубка Твифонтейн:

а — основное тело; *б* — выклинивание пироксенита по направлению книзу; *в* — овальные формы взаимоотношения пироксенита с анортитом

лающих пород) до магматических и метасоматических со всеми вариациями и комбинациями между ними.

Богатые железом ультраосновные пегматоиды нередко рассматриваются как результат миграции и кристаллизации интеркумулятивных флюидов поздней стадии, которые в одних случаях пассивно замещали более полевошпатовые вмещающие породы, а в других активно инъецировали, нарушая расслоенную последовательность и приурочиваясь к разрывным структурам с признаками метасоматического замещения вмещающих пород [9]. Допускается также, что это обогащенные железом и летучими фазы поздней стадии внедрения бушвельдской магмы [10]. При этом выражаются сомнения относительно метасоматического происхождения большинства тел, а также их ассоциации с нарушенными зонами.

В отношении магнетитовых трубок Ф.Коэртц [8] предположил, что они служили в качестве подводящих каналов для магнетитовых пластов. Но как считает Дж.Уиллемз [6], изолированный характер и малые размеры магнетитовых штоков по сравнению с протяженностью пластов опровергают эту точку зрения. При рассмотрении вопросов происхождения пироксенитовой трубки Твифонтейн Р.Каутон и К.Ли [7] показали, что метасоматическая модель требует преобразования анортозита в оливин и пироксен. Однако в шлифах видно, что клинопироксен и ортопироксен проявляют взаимные эксклюзионные соотношения, указывающие на их формирование при температурах более 1100°C. Наблюдаемые в трубке «вращающиеся» фрагменты хромитита и анортозита и секущий характер пироксенитовых тел также рассматриваются как противоречащие метасоматической модели. Авторы допускают, что предпочтительное расширение пироксенитовых тел вдоль более мафических слоев по сравнению с чистым анортозитом связано с переплавлением первых, поскольку бимодальная порода, близкая к котектическим соотношениям, подвергается большим степеням плавления, чем мономинеральная, требующая более высокой, нежели котектическая, температуры.

По существу, в каждом из высказываний о генезисе пегматоидных трубок отдано предпочтение одному из наиболее проявленных признаков без общего анализа возможностей реализации предполагаемого процесса и объяснения других противоречащих особенностей, свойственных трубкам. Например, во многих случаях пегматоидные трубки рассматриваются как продукты остаточной (интеркумулятивной, интерстиционной) жидкости отдельных горизонтов или интрузива в целом [10]. Но при этом не учитывается, что соответствующие интерстиционному (богатому железом и флюидами) составу образования составляют незначительную часть трубок. Основная же их масса сложена высокомагнезиальными минералами, отвечающими по составу кумулюсным фазам кумулятивных горизонтов Бушвельда. Более того, имеются трубки, полностью сложенные высокомагнезиальными породами, а тела, содержащие железистые ядра, с глубиной переходят в магнезиальные разновидности. С другой стороны, преобладающей части пород трубок свойственны типичные магматические структуры с постоянным проявлением признаков цементации более ранних крупнозернистых минералов относительно поздними интерстиционными фазами, что не характерно для метасоматических образований.

Таким образом, есть основания полагать, что в первичном состоянии трубки имели высокомагнезиальный состав и кумулятивную природу, а все отклонения от них связаны с последующими процессами. Однако допуская кумулятивное происхождение трубок, надо объяснить, как и из какого объема скапливались кумулюсные фазы. Объем самих трубок не может обеспечить такого накопления даже при допущении соответствия состава первичного

расплава общему составу каждой трубки. К тому же отсутствуют какие-либо признаки кумулятивной дифференциации трубок. В основном они зональны не в вертикальном, а в горизонтальном направлении.

Механизм образования пегматоидных трубок достаточно наглядно проявлен в хорошо обнаженном теле Твифонтейн, входившем в объекты посещения упоминавшейся выше полевой экскурсии. Как видно (см. рис. 4, а), темная масса крупнозернистого пироксенита погружена в светлые слои анортозита и лейконорита. Признаки выклинивания пироксенитового тела вниз (см. рис. 4, б) указывают на направление движения пироксенитовой массы сверху вниз. Соотношение пироксенитового и лейконоритового материалов нередко имеет округлые формы в виде пироксенитовых выступов (раздувов) без каких либо проявлений химического взаимодействия между ними (см. рис. 4, в). Р.Каутон и К.Ли [7] связывают это с выборочным плавлением пироксенитовой массой вмещающих пород котектического состава. Однако следы предполагаемого плавления отсутствуют. Как было показано в работе [3], подобные соотношения характерны для жидких (подвижных) сред. Они проявляются, в частности, при перемещении неконсолидированного материала вышележащих слоев в не полностью консолидированные нижележащие слои под действием сейсмо-гравитационного фактора.

Перечисленные факты и наличие в вышележащих горизонтах аналогичных пироксенитовых слоев (см. рис. 3) дают основание допускать, что рассматриваемая трубка формировалась путем перемещения пироксенитовой массы из вышележащего пироксенитового слоя в подстилающие анортозит-норитовые слои, подобно тому, как это происходило при образовании «рытвин», т.е. под действием сейсмо-гравитационного фактора и за счет уплотнения подстилающих слоев [3]. На это же указывают находящиеся в трубке хромититовые фрагменты, принадлежащие, вероятнее всего, слою UG1, расположенному выше (см. рис. 3). Наблюдаемые «раздувы» пироксенитовых тел свидетельствуют о неполной консолидации вмещающих пород и в первую очередь в горизонтах котектического состава, которым свойственны наиболее низкие температуры затвердевания.

Подобные соотношения и структуры были воспроизведены нами в опытах по сотрясению сыпучих материалов [3]. Использовались мономинеральные фракции основного плагиоклаза и бронзита комплекса Стиллуотер, размером от 0,05 до 0,5 мм. Слой плагиоклазовых зерен покрывался слоем зерен пироксена (рис. 5, а). К минеральным зернам добавлялась вода. Сотрясения осуществлялись точечными ударами снизу по дну сосуда, имеющего поперечное сечение около 8 см. В результате в местах сотрясений происходило воронкообразное опускание пироксенового слоя в плагиоклазовый за счет уплотнения последнего (см. рис. 5, б). Эти опыты характеризуют поведение и взаимоотношение различных по плотности подвижных минеральных слоев в двух обстановках: в состоянии покоя, испытывая только силу тяжести, и в условиях сотрясений — «сейсмо»-гравитационного воздействия. В состоянии покоя гравитационная сила не вызывает каких либо перераспределений различающихся по плотности веществ из-за недостаточности ее для преодоления межзерновых трений, в первую очередь нижележащего слоя. Сотрясение же слоев за счет добавочной «сейсмической» энергии, преодолевает силу трений и обеспечивает движение веществ в сторону гравитационного равновесия.

По характеру проявления и взаимоотношения с вмещающей толщей рассматриваемая трубка во многом соответствует массам льда субарктических территорий, заполняющим сверху вниз эоловые отложения в результате уплотнения последних (рис. 6).

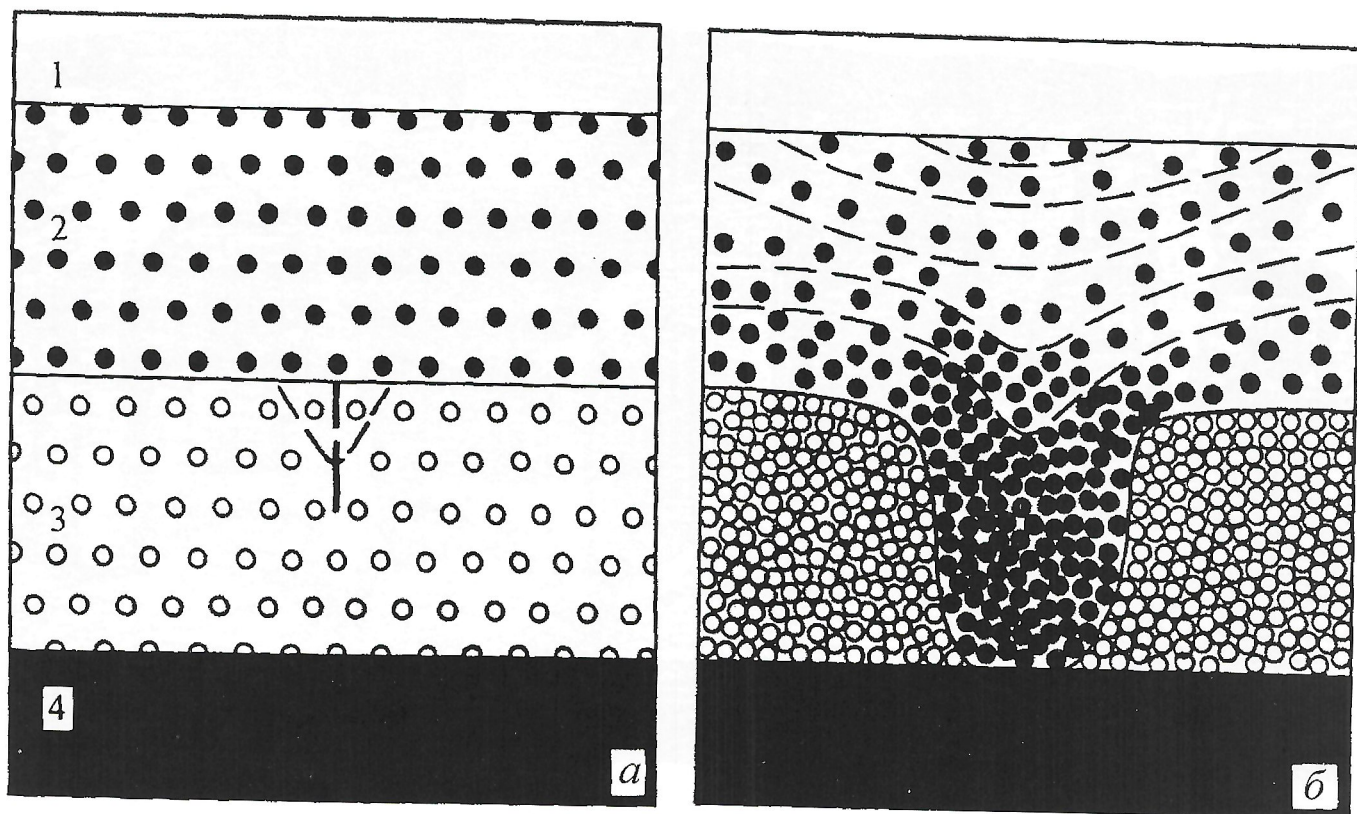


Рис. 5. Экспериментальная схема образования трубок:

стадии: а — начальная, б — конечная; 1 — вмещающая жидкость; слои: 2 — неконсолидированный, 3 — слабо консолидированный, 4 — полностью консолидированный

Можно полагать, что и многие другие трубки формировались аналогичным образом — путем погружения подвижного и более тяжелого вещества вышележащих слоев в не полностью консолидированные, относительно легкие нижележащие слои за счет уплотнения последних под действием сейсмо-гравитационного фактора. Следовательно, трубки — это те же «рытвины», но более крупных размеров. Перемещение опускающейся массы в подстилающие горизонты могло проходить столь деликатно, что в некоторых участках фрагменты подстилающих хромититовых слоев оставались на исходном уровне, т.к. они уплотнялись меньше вмещающего анортозита.

Обычно трубки находятся на тех же ограниченных площадях, где и «рытвины» [10]. Это может служить указанием на то, что и те и другие структуры, имея однотипную природу, связаны с локальными сейсмическими действиями в отличие от общей расслоенности комплекса, обусловленной сейсмическими импульсами регионального и глобального характера [2].

Допуская подобный механизм образования трубок, необходимо объяснить существование дунитовых трубообразных тел в пределах Критической зоны, где отсутствуют достаточно мощные слои, сложенные кумулятивным оливином. Требуется также ответить на вопрос, почему до сих пор не обнаружены хромититовые трубки, в то время как существуют хромититовые слои и «рытвины»? Отсутствие хромититовых трубок можно связать со сравнительно небольшими (от миллиметра до первых метров) мощностями хромититовых слоев, способных заполнять только незначительные объемы, соответствующие «рытвинам». Что же касается дунитовых трубок, то здесь более сложная проблема. Возможно, кумулятивный оливин под действием сотрясений выборочно (из-за более высокой плотности) покидал фронт кристаллизации, отделяясь от плагиоклазовой и пироксеновой составляющих и проникая в ни-

жележащие слои в виде подвижной массы оливиновых зерен. Не исключен также вариант первично пироксенитового состава трубок с последующим превращением их в дунитовые за счет перераспределения порообразующих компонентов под действием флюидных фаз.

Многие трубки имели сложную последующую историю. Как можно полагать, сначала они могли выполнять дренажную роль, скапливая в себе флюидные фракции, поступающие из окружающей среды. Затем выступали в роли проточных каналов, по которым флюиды перемещались к поверхности фронта, по которому флюиды перемещались к поверхности фронта кристаллизации. А в конце (после захоронения вышележащими слоями и прекращения доступа к поверхности фронта кристаллизации) становились термоградиентными реакторами автоклавного типа, где осуществлялись флюидные транспортные реакции. Все это в целом обеспечивало образование пегматоидной структуры пород, накопление в трубках рудных веществ, в т.ч. платиноидов, и зональное строение трубок, включая образование в центральных частях платиноносного гортонолитового дунита.

Перемещенные в подстилающие горизонты минеральные зерна кумулятивных слоев, оставаясь подвижными (дезинтегрированными), имели возможность продолжать свой рост и достигать крупных размеров, в связи с флюидной насыщенностью интеркумуляусной среды и ее связью с поверхностью общего фронта кристаллизации, поставляющей вниз магматический расплав.

Горизонтальная зональность трубок свидетельствует о том, что основные посткумулятивные их преобразования связаны с вертикальной циркуляцией флюидной составляющей в автоклавном режиме. Известно, что в термоградиентном автоклавном реакторе, находящемся в вертикальном положении (горячая зона внизу), флюидные фазы циркулируют в виде поднимающегося центрального и распределяющегося по периферии обратного (опускающегося) потоков. Циркуляция сопровождается перераспреде-

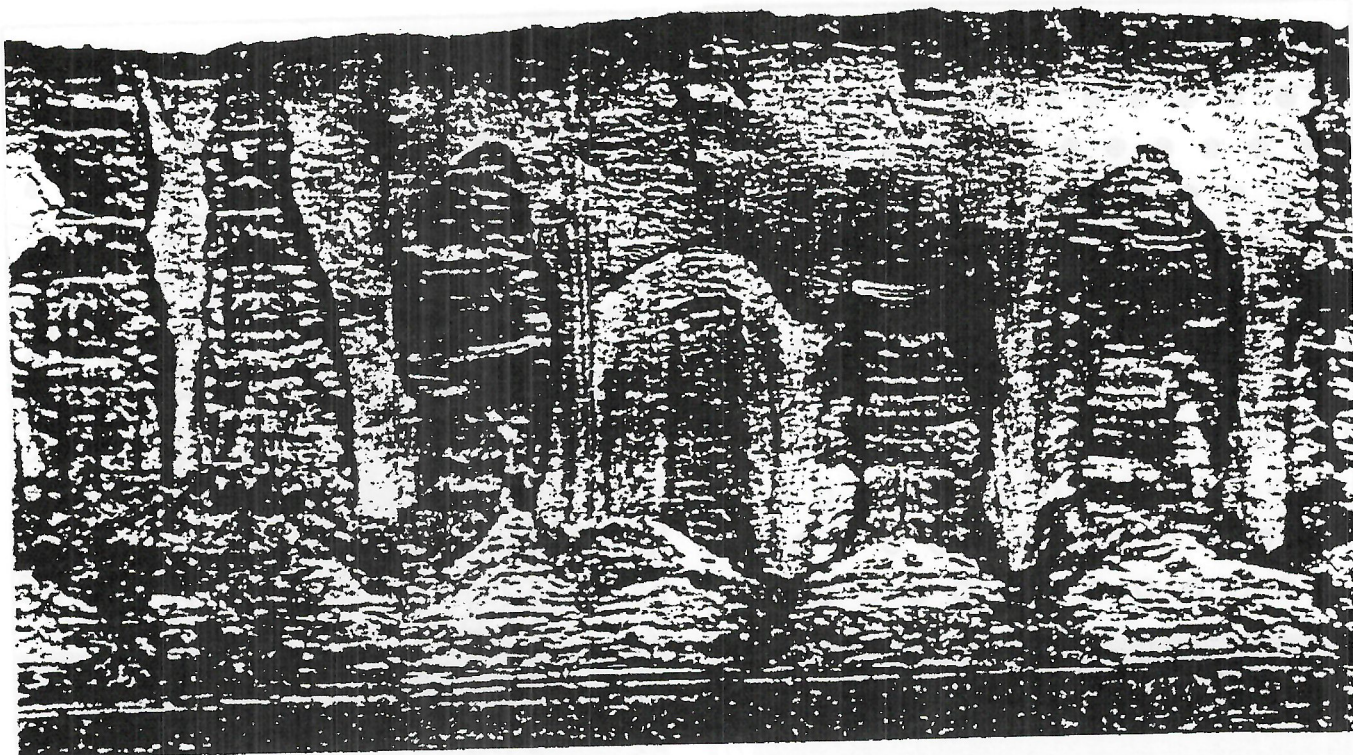


Рис. 6. Обнажение ледово-лессовых толщ Мус-Хая на р.Яна [4] (1 см примерно 3 м)

нием рудо- и породообразующих компонентов, составляющих твердую, вмещающую флюиды, среду. При этом, как было установлено нами в экспериментах по гидротермальному переотложению пикритового габбро-долерита норильских месторождений [1], из вещества, находящегося в более высокотемпературной области (из оливина и пироксенов), в первую очередь выносятся железо, отлагающееся в низкотемпературной (верхней) части с обогащением им кристаллизующихся здесь минеральных фаз вплоть до образования фаялита.

Таким образом, можно сделать следующие общие выводы.

1. Пегматоидные трубки, как и структуры типа «рытвин» («potholes»), в первичном состоянии представляли собой участки опускания вещества вышележащих неконсолидированных слоев в нижележащие за счет уплотнения последних под действием сейсмо-гравитационных сил.

2. В ходе последующей эволюции первичное вещество некоторых трубок подвергалось перекристаллизации с участием флюидных фаз, образованием зональности и концентрацией рудных компонентов в центральных частях пегматоидных тел.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лихачев А.П. О переотложении рудогенных и петрогенных компонентов водными растворами // Геохимия. 1975. № 10. С. 1459—1474.
2. Лихачев А.П. Расслоенность и рудоносность магматических комплексов как результат сейсмических импульсов и сейсмограмма становления стратифицированных интрузий // Отечественная геология. 2000. № 4. С. 66—72.
3. Лихачев А.П. О происхождении загадочных структур Бушвельдского магматического комплекса, именуемых «рытвинами» // Отечественная геология. 2000. № 3. С. 75—81.
4. Томирдиаро С.В. Останцы растаявшей Арктиды // Природа. 1994. № 3. С. 98—107.
5. Уиллемз Дж. Геология Бушвельдского комплекса — крупнейшего вместилища магматических рудных месторождений мира // Магматические рудные месторождения. М., 1973. С. 7—25.
6. Уиллемз Дж. Ванадистые магнетитовые руды Бушвельдского комплекса // Магматические рудные месторождения. М., 1973. С. 129—150.
7. Cawthorn R.G., Lee C.A. Bushveld Complex excursion field guide. 8th, International Platinum Symposium. Rustenburg. 1998.
8. Coertze F.J. Intrusive relationships and ore deposits in the western part of the Bushveld Igneous Complex // Trans. Geol. Soc. S. Afr. 1958. LXI. P. 387—392.
9. Viljoen M.J., De Klerk W.J., Coetzer P.M. et al. The Union Section of Rustenburg Platinum Mines Limited with reference to the Merensky Reef // Mineral Deposits of Southern Africa. 1986. P. 1061—1090.
10. Viljoen M.J., Hieber R. The Rustenburg section of Rustenburg Platinum Mines Limited, with reference to the Merensky Reef // Mineral Deposits of Southern Africa. 1986. P. 1107—1134.
11. Viljoen M.J., Theron J., Underwood B. et al. The Amandelbult section of Rustenburg Platinum Mines Limited, with reference to the Merensky Reef // Mineral Deposits of Southern Africa. 1986. P. 1041—1060.
12. Wagner P.A. The platinum deposits and mines of South Africa // Edinburgh: Oliver and Boyd. 1929.

Гидротермально-осадочные месторождения германия зон активизации и их поисковые критерии

А.К.СЕДЫХ (Дальневосточный государственный технический университет)

Геоструктурная позиция Приморья выражена его положением между жестким обособленным выступом Китайской платформы в лице Ханкайского срединного массива на западе и окраинно-материковым вулкано-тектоническим поясом на востоке. Расположенные между данными мегаструктурами геосинклинально-складчатые системы имеют четко выраженное поступательное развитие в направлении с запада на восток. С конца палеоцена они подверглись интенсивным процессам активизации, проявившимся в образовании многочисленных тектонических и вулкано-тектонических впадин. Последние заполнялись преимущественно континентальными осадками, в большинстве угленосными.

Особый интерес представляют приразломные впадины восточной окраины Ханкайского срединного массива. В их пределах выделяются внутренняя и внешняя зоны активизации, в границах которых во впадинах установлены промышленные концентрации бурых энергетических углей и металлоносных углей и углистых пород. Рассматриваемый район наиболее освоен промышленностью и характеризуется развитой транспортной инфраструктурой. Он обеспечивает энергетику края топливом преимущественно за счет открытой добычи угля.

В условиях острого экономического и энергетического кризиса, охватившего Россию, наиболее оптимальный вариант использования минеральных (в т.ч. и энергетических) ресурсов — комплексный подход при их освоении [5]. Конкретно для продуктивных зон активизации — это отработка не только энергетических, но и металлоносных углей и углистых пород с извлечением германия и сопутствующих ему элементов.

Известно, что германий в углях не образует собственных минералов, а входит в состав макромолекул угля. При этом его значительная часть связана с органической составляющей. В бурых углях 80—90% германия содержится в виде комплексных гуматов, 8—19% в виде германийорганических соединений. Подавляющая часть германия связана с гелифицированным бесструктурным веществом углей — коллинитом [2].

Германий, как элемент с уникальными полупроводниковыми свойствами, используется в последних научных разработках для производства фотоэлектродвигателей, преобразующих сконцентрированные рассеянные и прямые потоки солнечного излучения с коэффициентом полезного действия до 60%. Созданные на их основе наземные фотоэлектрические станции нового типа могут развивать среднегодовые мощности до 2,5 млн. кВт на площади 10 км² [1]. Природные условия Приморья, особенно его западных районов, весьма благоприятны для использования солнечной энергии. В перспективе она может стать одной из ведущих из нетопливных видов энергии, альтернативных ныне используемой за счет сжигания угля и мазута в топках ТЭК.

В настоящее время в Приморье открыты четыре германий-угольных месторождения [3]. Два из них (Павловское и Раковское) расположены в пределах внутренней зоны активизации Ханкайского срединного массива и два (Бикинское и Шкотовское) — внешней. Геологическое строение внутренней зоны характеризуется преобладающим развитием силур-девонских гранитов так называемого гродковского комплекса, на которых сохранились от размытия верхнетриасовые—нижнелейасовые коры выветривания. Наиболее полные их разрезы мощностью до 70 м

установлены в погребенном состоянии под нижнемеловыми и палеогеновыми отложениями на породах фундамента впадин. Коры выветривания имеют четкое зональное строение, определяемое вещественным составом исходных материнских пород. На алюмосиликатных образованиях состав верхней зоны коры выветривания представлен каолинистыми продуктами — каолинитом или галлуазитом, а промежуточной — монтмориллонитом, нонтронитом, гидробиотитами, вермикулитом, гидрослюдами и другими минералами (В.А.Тащилкин, 1969).

Тектоника внутренней зоны определяется преобладанием полигональных изометричных блоков фундамента различной подвижности, наиболее погруженные части которых выполнены меловыми и палеоген-неогеновыми, часто угленосными отложениями чехла. Крупные разрывные нарушения, ограничивающие тектонические блоки, имеют северо-восточные—субширотные простирания. По типу — это чистые сбросы, сбросо-сдвиги до чистых сдвигов. Их вертикальные амплитуды достигают 500 м, а горизонтальное смещение вдоль сдвигов 2—3 км. Последние наиболее активны в широтных и субширотных направлениях, причем эта активность — причина повышенной сейсмичности отдельных узлов рассматриваемой зоны [4].

Фундамент внешней зоны Ханкайского срединного массива отличается от такового внутренней зоны более значительной гетерогенностью и раздробленностью. В его строении принимают участие как силур-девонские, так и позднепермские гранитоиды, а также пермские геосинклинальные комплексы вулканогенно-осадочных пород пестрого состава с преобладанием кислых вулканитов. Тектонические блоки фундамента следуют простиранию основных зон разломов в виде отдельных протяженных в северо-восточном направлении фрагментов. В границах внешней зоны также сохранились мощные верхнетриасовые—нижнелейасовые коры выветривания, особенно под чехольными образованиями мелового и палеогенового возрастов. Последние выполняют угленосные приразломные впадины северо-восточного простирания. Размах вертикальных перемещений между тектоническими блоками во впадинах внешней зоны в 3—4 раза выше, чем во впадинах внутренней зоны. Эта тенденция сохраняется, по-видимому, и для сдвиговых дислокаций.

Наиболее изучены в Приморье Павловское и Шкотовское германий-угольные месторождения, в границах которых проведена детальная разведка.

Павловское германий-угольное месторождение расположено в пределах внутренней зоны юго-восточной окраины Ханкайского срединного массива. Фундамент месторождения сложен гродковскими гранитами силур-девонского возраста, прорванными дайками андезитов позднего мела. На гранитах широко развита кора выветривания мощностью до 70 м. На западных флангах месторождения кора выветривания перекрыта нижнемеловыми угленосными отложениями. Рудоносные пласты приурочены к Галёнковской впадине, выполненной олигоцен-миоценовыми угленосными отложениями. Их мощность не превышает 200 м, а в границах месторождения 50 м. Промышленные концентрации германия приурочены к локальному поднятию гранитного фундамента, к которому примыкают и перекрывают четыре рудоносных угольных пласта. Уголь бурый клареновый высокозольный подгруппы 2БВ. Каждый из пластов расщеплен на два—три пропластка. Герма-

ниеносны все угольные пласты, при этом максимальный по площади контур распространения промышленной германиеносности характерен для Нижнего (I) наиболее мощного угольного пласта и подстилающих его углистых аргиллитов, постепенно уменьшаясь к верхним пластам II и III групп, образуя форму правильного усеченного конуса с эллипсообразным основанием, создавая этажное строение месторождения. Распределение германия в разрезе и по площади наиболее продуктивного I пласта крайне неравномерное. Оно увеличивается по направлению к поднятию фундамента и участкам примыкания к нему пласта. В этом же направлении повышается зольность угля.

В вертикальном разрезе для рудоносных пластов при общем уменьшении снизу вверх промышленной значимости каждого из них, в этом же направлении возрастают средние содержания германия по пластам (табл. 1).

1. Показатели рудоносных пластов Павловского месторождения

Индекс рудоносных пластов (сверху вниз)	Средняя мощность пластов, м	Средняя зольность пластов, %	Среднее содержание Ge в пластах, %	Коэффициент вариации по содержанию Ge, %
III _н	0,62	30,3	0,062	67
II _в	0,98	24,5	0,048	79,1
II _н	0,74	25,9	0,047	101,2
I _в	4,10	23,4	0,030	89,8
I	4,16	44,6	0,033	69,8

Кроме этого, максимальные концентрации германия приурочены к почве и особенно кровле рудоносных пластов, заключенных в глинистую «рубашку», представленную аргиллитами. Последние преобладают в разрезе угленосной толщи также выше пласта III_н (В.В.Левицкий и др., 1969).

Галёнковская впадина рассечена несколькими тектоническими зонами субширотного простирания, проникающими в угленосный чехол из фундамента. Одна из таких зон проходит в центральной части впадины и, по данным эксплуатационных и разведочных работ, представляет собой чистый сдвиг с горизонтальной амплитудой до 3 км [6]. В чехле она выражена серией быстро выклинивающихся разрывов, а также четко фиксируется по простиранию мелкими грабеноподобными опусканиями либо локальными поднятиями фундамента. Максимально рудоносно место пересечения субширотной зоны сдвиговых дислокаций с субмеридиональной ослабленной зоной, выраженной в рельефе фундамента в виде локального поднятия.

Кроме германия на рудном уровне повсеместно в продуктивных пластах установлены высокие концентрации W, Be и Sb. Расчет коэффициентов концентрации для каждого из элементов путем отношения пороговых значений по объекту к значению соответствующего геохимического фона для углей Приморья с учетом зольности показал их увеличение снизу вверх от I пласта к III для Ge с 221 до 297, W с 44 до 88, Be с 18 до 24 и Sb с 30 до 45 (И.Г.Шарова, 1991). Кроме этого, в германиеносных углях установлены повышенные содержания В, Мо, As, а также редких земель (В.В.Середин, 1999). Гидротермальные изменения вмещающих пород фундамента выражены замещением биотита эпидотом и пиритизацией коры выветривания гранитов.

Шкотовское германий-угольное месторождение расположено во внешней зоне юго-восточной окраины Ханкайского срединного массива и приурочено к одноименной впадине. Ее фундамент гетерогенный с преобладанием в

северных районах верхнепермских эффузивно-терригенных образований и гранитов, а в южных — нижнетриасовых карбонатно-терригенных и ниже-верхнемеловых туфогенно-терригенных, слабо угленосных. На палеозойском и нижнетриасовом фундаменте широко развита кора выветривания мощностью несколько десятков метров.

Рудоносные угольные пласты приурочены к основанию выполняющих впадину отложений, относимых к угловской свите эоцен-олигоценового возраста [6]. Ее мощность в границах месторождения в среднем составляет 50 м. Выше рудоносные отложения перекрыты пачкой аргиллитов и алевролитов надеждинской свиты олигоценового возраста. Германиеносны тонкие и весьма тонкие угольные пласты и углистые аргиллиты IX группы. Угли бурые клареновые средне- и высокозольные подгруппы 3БВ.

В плане максимальные концентрации германия во всех пластах смещены в восточном и северо-восточном направлениях к местам выклинивания пластов, где приурочены к углистым аргиллитам. В разрезе, как и в случае с Павловским месторождением, установлены повышенные содержания германия в почвах и кровлях пластов, заключенных в аргиллиты. Средние мощности рудоносных пластов уменьшаются снизу вверх по разрезу. В этом же направлении в рудоносных пластах установлено закономерное увеличение среднего содержания германия с максимумом в самом верхнем пласте IX₁, залегающем непосредственно под пачкой аргиллитов надеждинской свиты (табл. 2). Здесь же отмечено и самое высокое содержание германия в отдельной пробе 0,64% (В.В.Левицкий и др., 1982).

2. Показатели рудоносных пластов Шкотовского месторождения

Индекс рудоносных пластов (сверху вниз)	Средняя мощность пластов, м	Средняя зольность пластов, %	Среднее содержание Ge в пластах, %	Коэффициент вариации по содержанию Ge, %
IX ₁	0,15	27,5	0,346	—
IX ₁	0,54	28,7	0,151	64,2
IX ₂	0,22	17,4	0,140	53,3
IX ₂	0,30	15,0	0,132	42,8
IX ₃	0,70	15,0	0,071	79,4
IX ₄	1,25	15,0	0,041	78,3

Шкотовское германий-угольное месторождение расположено в месте пересечения Шкотовского и Восточного разломов на левобережье р.Шкотовка. Первый приурочен к долине одноименной реки. Он представляет собой тектоническую зону северо-восточного простирания (50—60°) типа сдвига, разграничивающего палеозойские и мезозойские отложения фундамента. Разлом четко выражен в рельефе. Горизонтальная амплитуда смещения вдоль него составляет 2,2—2,5 км. Вертикальные смещения, по-видимому, незначительны.

Восточный разлом ограничивает восточный борт Шкотовской впадины к северу от Шкотовского разлома. Его южная ветвь прослеживается через центральную часть южных районов впадины. В чехле он выражен серией сбросов с вертикальными амплитудами смещения от нескольких десятков до первых сотен метров. Разлом сопровождают многочисленные разрывы меньших амплитуд смещения, образуя в целом зону разрывных дислокаций [6]. Непосредственно на площади германий-угольного месторождения разлом выражен зоной из 11 нарушений субмеридионального простирания с максимальным вертикальным смещением до 32 м.

Совместно с германием в рудоносных пластах месторождения установлены повышенные концентрации W, Be и Sb. Коэффициенты концентрации составляют: для Ge 417; W 4,1; Be 2,2 и Sb 7. Кроме этого в рудоносных пластах установлены повышенные содержания Ga и V (И.Г.Шарова, 1991).

Гидротермальные изменения выражены карбонатизацией, хлоритизацией и лейкоксенизацией цемента терригенных образований фундамента. На рудоносных площадях встречены прослои окварцованных и сидеритизированных аргиллитов.

Раковское германий-угольное месторождение приурочено к одноименной впадине. Оно было открыто и предварительно оценено попутно при проведении разведочных работ на энергетические угли. Месторождение расположено в пределах внутренней зоны Ханкайского срединного массива в 30 км к югу от рассмотренного выше Павловского месторождения. Фундамент представлен выветрелыми гранитами гродковского комплекса, пронизанного дайками диоритовых порфиров и гранит-порфиров. Основная металлоносная II группа из двух пластов, залегающая в 50 м от поверхности фундамента и перекрытая пачкой плотных темно-серых аргиллитов мощностью до 70 м. Месторождение небольшое по запасам со средним содержанием германия 0,023—0,024%. Продуктивные отложения предположительно отнесены к павловской свите олигоцен-миоценового возраста. Угли бурые клареновые подгруппы 2БВ. Средние мощности рудоносных пластов, представленных высокозольными углями и углистыми породами, 4,17 м. Строение пластов сложное. Они включают до 10 породных прослоев. Содержание германия крайне неравномерное с увеличением в восточном направлении, к кровле и почве рудоносных пластов и в углистых аргиллитах. Германиеносная площадь контролируется двумя взаимно пересекающимися нарушениями типа сбросов с вертикальными амплитудами до 38 м, проходящими в рудоносный чехол из фундамента и простирающихся в северо-западном и северо-восточном направлениях. Месторождение осложнено несколькими локальными поднятиями фундамента (В.Е.Осыка и др., 1983). Совместно с германием в рудоносных пластах установлены повышенные концентрации W, Be и Sb, при этом коэффициент концентрации для Ge 56; Be 9,2 и Sb 110. Кроме этого установлены повышенные содержания в рудоносных пластах Mo, Ga, As и U (И.Г.Шарова, 1991). Гидротермальные изменения выражены в окварцевании и осветлении пород, пемзовидном облике углей и углистых аргиллитов.

Бикинское германий-угольное месторождение изучено только на стадии поисково-оценочных работ. Оно приурочено к одноименной впадине, расположенной во внешней зоне Ханкайского срединного массива по его северному обрамлению. Юго-западная наиболее угленасыщенная часть впадины характеризуется интенсивно раздробленным фундаментом с отдельными олистолитами карбоновых и пермских пород среди поля нижнемезозойских терригенных отложений, а также выходами в тектонических блоках позднепермских (?) гранитов с широко развитой корой выветривания. Северо-западная площадь выражена в рельефе поймой р.Бикин. Она не содержит промышленной угленосности и в фундаменте представлена покровами альбских эффузивов самого разнообразного состава.

Приблизительно по центру впадины в субмеридиональном направлении установлена ослабленная тектоническая зона, разграничивающая палеозойско-нижнемезозойский и нижнемеловой фундамент и «отсекающая» отложения чехла с промышленной угленосностью. Район впадины к востоку от данной тектонической зоны имеет в 2—3 раза меньшую мощность и слабую угленасыщенность отложений чехла. Северо-западный борт впадины представляет собой зону сбросо-сдвиговых дислокаций значительной

протяженности, состоящую из серии разрывов с вертикальными амплитудами первые сотни метров и горизонтальными — первые километры [6].

Пересечение двух вышеописанных зон разрывных дислокаций — место концентрации богатого германиевого оруденения. Германий приурочен к маломощным высокозольным пластам угля и углистых аргиллитов (снизу вверх): двум XVIII, семи XVII и шести XVI групп. Отмечено преобладание рудоносных пластов сложного строения (до 10 прослоев пород) общей мощностью для углей 0,3—2,5 м и для углистых аргиллитов 0,25—3,2 м. Рудоносные пласты вышеперечисленных групп отнесены к угловой свите эоцен-олигоценного возраста. Они согласно перекрыты с кровли верхнего пласта XVI группы монотонными глинистыми отложениями лучегорской свиты олигоценного возраста. Общая мощность продуктивных отложений на площади месторождения около 200 м. Угли бурые клареновые подгруппы 2БВ и 3БВ.

В пределах рудного поля установлены шесть взаимно пересекающихся нарушений с вертикальными амплитудами смещения до 25 м, проходящих в угленосный чехол из фундамента. Три — северо-восточного субширотного простирания и три — субмеридионального (Ш.Г.Ульямбаев и др., 1995).

Угли и углистые аргиллиты отчетливо специализированы помимо Ge на W, Be, Sb и Zn. Отмечен высокий уровень накопления Ag и Ga. К германийсодержащим полям приурочены также многочисленные аномалии бора, ореолы распространения которого значительно шире, чем у германия. В коре выветривания отмечено присутствие высоких концентраций W, Zn, V, Ge и некоторых других элементов (И.П.Тен, 1995).

Германиеносные рудные тела в юго-восточной части площади присутствуют лишь в нижних частях толщи, занимая фланговые, примыкающие к контуру выклинивания пластов участки. На остальной площади германиеносные пласты занимают ограниченные участки, изометричные по конфигурации, контролируемые зонами разрывных нарушений и фациальным выклиниванием пластов.

Определяющий рудоконтролирующий критерий — приуроченность германиеносных тел к центральному, поднятому по системе сбросов и сдвигов, тектоническому блоку. Области максимальной концентрации германия однозначно контролируются зонами разрывных нарушений, причем большей интенсивностью оруденения отличаются пласты углистых аргиллитов.

Анализ распределения германия в рудоносных пластах показывает, что увеличение его максимальных концентраций снизу вверх по разрезу не выражено в виде четкой закономерности, установленной на ранее рассмотренных Павловском и Шкотовском месторождениях. Здесь необходимо отметить, что общая мощность рудоносного разреза (от поверхности фундамента до перекрывающего его глинистого экрана лучегорской свиты) примерно в четыре раза больше рассмотренных ранее месторождений, а число германиеносных пластов, объединенных в три группы, достигает 15. Данные по нижней XVIII группе свидетельствуют об увеличении максимума средних содержаний германия снизу вверх по разрезу с 0,036 до 0,040%. XVII группа пластов также имеет тенденцию к закономерному увеличению максимума средних содержаний германия снизу вверх по разрезу с 0,011 до 0,059% по преобладающему числу пластов (пять) с уменьшением этих значений для двух самых верхних пластов. В венчающей же разрез XVI группе пластов, непосредственно перекрытой глинистой пачкой, таких четких закономерностей не установлено. По-видимому, наблюдаемые некоторые отклонения от общеустановленной тенденции распределения максимальных концентраций германия по разрезу необходимо связывать, прежде всего, со слабой изученностью рассмат-

риваемого объекта, который разбурен по редкой сети скважин на стадии поисково-оценочных работ и на котором вопросы увязки как тектонических нарушений, так и самих рудоносных пластов не всегда однозначны. Хотя отдельно для XVIII и XVII групп пластов такая тенденция в общих чертах выдерживается. Гидротермальные изменения пород рудоносной толщи на месторождении проявлены в виде их интенсивной пиритизации.

Особый интерес на месторождении представляют аномальные проявления серебра в пластах XVI и XVII групп вблизи двух тектонических зон субмеридионального простирания (до 89 г/т в озолненных навесках и до 24 г/т в сухом угле). Сопоставляя содержания серебра в четырех гравитационных фракциях, полученных разделением составной пробы в смеси бензола и четыреххлористого углерода с предварительным дроблением до 2 мм, был рассчитан коэффициент сродства для серебра, который составил 1,7. Это свидетельствует о тесной связи серебра с гелифицированными микрокомпонентами, а наиболее вероятный путь его накопления — сорбция органическим веществом с образованием солей гуматов и внутрикомплексных сереброорганических соединений (И.П.Тен, 1995).

Три пробы с аномальным содержанием серебра были проанализированы на золото и во всех установлены его содержания от 1 до 4 г/т золы (как и для серебра определения проводились атомно-абсорбционным методом и количественным спектральным анализом методом «просыпка—вдувание»). Чрезвычайно низкое отношение серебра к золоту в составной пробе (1,3) свидетельствует о несомненном накоплении золота в сорбционных формах. В то же время, данные по распределению золота в гравитационных фракциях показывают, что легкие фракции обеднены этим металлом по сравнению с тяжелыми при коэффициенте сродства менее 1 (0,3). Но если рассмотреть показатель степени извлечения во фракции, то вклад легких и тяжелых фракций в накопление золота практически одинаков. В целом же золото по сравнению с серебром довольно равномерно распределено в выделенных гравитационных компонентах. По-видимому, привнос золота осуществлялся в основном в кластогенной форме, во всяком случае породы области сноса явно им обогащены (содержание золота во фракции +1,9 мм равно 1,39 г/т). Процессы дезинтеграции и привноса в бассейн торфонакопления пород области сноса сопровождались переводом части золота в миграционноспособную форму с последующей его локализацией на сорбционном и восстановительном барьерах (И.П.Тен, 1995).

Все вышеизложенное позволяет предварительно предположить, что германий-угольные месторождения Приморья имели единую природу образования, связанную с процессами активизации, захватившими окраинные части (внешнюю и внутреннюю зоны) Ханкайского срединного массива, начиная с позднего палеоцена. Это выразилось, прежде всего, в оживлении старых разломов с формированием вдоль них тектонических и вулканотектонических в большинстве своем угленосных впадин. Привнос германия осуществлялся низкотемпературными термальными водами, циркулирующими в зонах разрывных нарушений синхронно с торфонакоплением. Образование термальных вод связано, по-видимому, с поствулканическими процессами, активно проявившимися в Приморье в палеогене и неогене. Это выразилось в гидротермальных изменениях вмещающих пород фундамента и чехла на всех месторождениях. Наиболее интенсивно проявлены процессы окварцевания, карбонатизации, сидеритизации и особенно пиритизации. Обогащение вод германием проходило как в связи с поствулканической деятельностью, так и в результате размыва потенциально богатых германием пород. В первом случае в составе эманаций германий присутствовал, видимо, в виде галогенидов и диоксида, а в слабокис-

лых термальных водах — в виде метагерманиевой кислоты. Основной предпосылкой концентрации германия в торфяной массе при этом служили проявления синугольной тектоно-магматической активизации. Во втором случае германий привносился в торфяники грунтовыми водами. При этом для формирования германиевых аномалий необходимы были условия относительного тектонического покоя с широким развитием кор выветривания (И.Г.Шарова, 1991).

Германий-угольные месторождения локализуются, как правило, в местах с максимально сохранившимися верхнетриасовыми—нижнелейасовыми корами выветривания по силур-девонским и позднепалеозойским гранитам и эффузивно-терригенным преимущественно кислым образованиям верхней перми. Например, максимальные концентрации германия в коре выветривания гранитов фундамента Павловского месторождения в 2—5 раз превышают кларковые, при этом основные носители германия — биотиты и полевые шпаты (А.А.Асипов и др., 1968). Отмечены высокие концентрации W, Zn, Ge и некоторых других металлов в коре выветривания фундамента Бикинского месторождения (И.П.Тен, 1995).

Основные рудоконтролирующие структуры на всех изученных объектах — узлы пересечения двух систем разломов со сбросовой и сдвиговой составляющими, проходящими в рудоносный чехол из фундамента. Это оказывает непосредственное влияние на морфологию поверхности фундамента, характеризующейся на месторождениях локальными поднятиями. Кроме этого установлено, что интенсивность нарушения чехла уменьшается при удалении от фундамента с затуханием в вязких глинистых породах, нередко венчающих разрез продуктивной части осадочного комплекса [6].

Локализация германий-угольных месторождений повсеместно сопровождается вольфрамовой и редкометалльной эндогенной минерализацией, что позволило И.Г.Шаровой (1991) для поисков германиевых рудных тел предложить мультипликативный показатель (произведение коэффициентов концентрации Ge, W и Be). Кроме этого, положительный критерий — наличие в углях и углистых породах месторождений повышенных содержаний Sb и As. Для отдельных объектов в металлоносных пластах установлены также повышенные концентрации В и Мо, редких земель и благородных металлов (Павловское месторождение); В и Ga (Шкотовское месторождение); Мо, Ga и U (Раковское месторождение); В, Ga, Zn и Ag (Бикинское месторождение).

Рудоносность всех месторождений связана с пластами и пропластками высокозольных углей и тонкозернистых углистых пород низкой степени углефикации (угли групп 2БВ и 3БВ), в значительной степени тонкими и очень тонкими либо с очень сложной структурой (наличие большого числа породных прослоев). Все рудоносные пласты в почве и кровле соприкасаются с глинистыми породами (аргиллитами, углистыми аргиллитами).

Общепринято, что германий сорбируется растительной органикой еще на стадии торфонакопления [1, 2]. Однако анализ распределения германия и некоторых сопутствующих его металлов в рудоносных пластах как по латерали, так и в разрезах позволил установить некоторые общие для всех приморских месторождений закономерности, не упоминаемые в известных нам публикациях на данную тему. Во-первых, по каждому из рудных тел отмечены повышенные концентрации германия в их почве и кровле, а также на флангах в местах выклинивания рудных тел либо их притыкания к выступам фундамента. По-видимому, германийсодержащие водные растворы постоянно циркулировали вдоль ослабленных тектонических зон не только на стадии торфонакопления, но также и в процессе формирования всей угленосной толщи. Сорбирование германия

органикой проходило и в условиях зрелой угленосной формации. На это указывают его высокие концентрации на флангах установленных германиевых ореолов в местах «упора» в удалении от рудопроводящих разломов (участки выклинивания рудных тел внутри глинистых пород либо в местах притыкания к выступам фундамента). Сдвиговая составляющая разломов способствует широкому распространению так называемых межпластовых подвижек, наиболее интенсивно проявляющихся на границе сред с резко отличными показателями числа пластичности (аргиллит—углистый аргиллит—уголь), что в итоге выражается в повышенном содержании германия в почве и кровле основных рудных тел. Поэтому и проницаемость рудоносной толщи по латерали при наличии сдвиговой составляющей наиболее интенсивна, что обеспечивает более благоприятные условия сорбирования германия растительной органикой. Не исключается при этом ограничивающее влияние глинистых пород почвы и кровли рудных тел для вертикальной миграции металлоносных растворов в отдалении от рудопроводящих каналов тектонических зон. Эти глинистые породы выполняют роль «промежуточных» экранов.

Любопытны результаты анализа вертикальной миграции рудоносности по двум наиболее изученным объектам — Павловскому и Шкотовскому месторождениям. Если взять средние содержания германия по рудным телам (см. табл. 1, 2), то наблюдаются их устойчивые повышения снизу вверх по разрезам с максимальными значениями в самых верхних рудных телах, залегающих на всех объектах под мощными глинистыми пачками, представляющими собой основной экран, сдерживающий дальнейшее продвижение металлоносных растворов вверх. По-видимому, в уже сформировавшихся угленосных формациях происходили постоянные циркуляции металлоносных растворов и по вертикали вдоль основных рудопроводящих тектонических зон, которые, минуя «промежуточные» экраны, в значительной степени задерживались основной экранирующей глинистой толщей. Эта особенность увеличения средних концентраций снизу вверх по разрезу характерна не только для германия. Так, на Павловском месторождении коэффициент концентрации для вольфрама увеличивается от нижнего I пласта к верхнему III с 44 до 88; для бериллия в этом же направлении с 18 до 24; для сурьмы с 30 до 45 (И.Г.Шарова, 1991).

В трех из четырех изученных объектов основная рудоносная толща зажата между поверхностью фундамента с мощной корой выветривания и глинистым экраном и имеет мощность в среднем 50 м. Нарушенность нижних частей ее разреза затухает в верхних горизонтах в глинистой толще перекрывающего экрана, образуя закрытую систему с возможной длительной циркуляцией и перераспределением отдельных элементов рудоносного раствора с их максимальной концентрацией в местах выклинивания либо притыкания рудных тел к выступам фундамента по латерали и к кровле «промежуточных» и основного экрана по вертикали.

В вертикальном разрезе отмечено также улучшение выдержанности рудных тел снизу вверх и распределения в них германия (см. табл. 1, 2). Это также лишний раз подтверждает многократность перераспределения германия внутри рудоносной толщи, хотя в какой то степени может быть связано и с общим улучшением выдержанности угольных пластов.

Таким образом, германий и некоторые сопутствующие его металлы (вольфрам, бериллий, возможно, сурьма и редкие земли), сорбируясь первоначально на стадии торфонакопления, претерпевают последующие диагенетические преобразования, а также обогащение в границах закрытой системы (фундамент—глинистый экран), обусловленное фильтрацией металлоносных растворов как вдоль

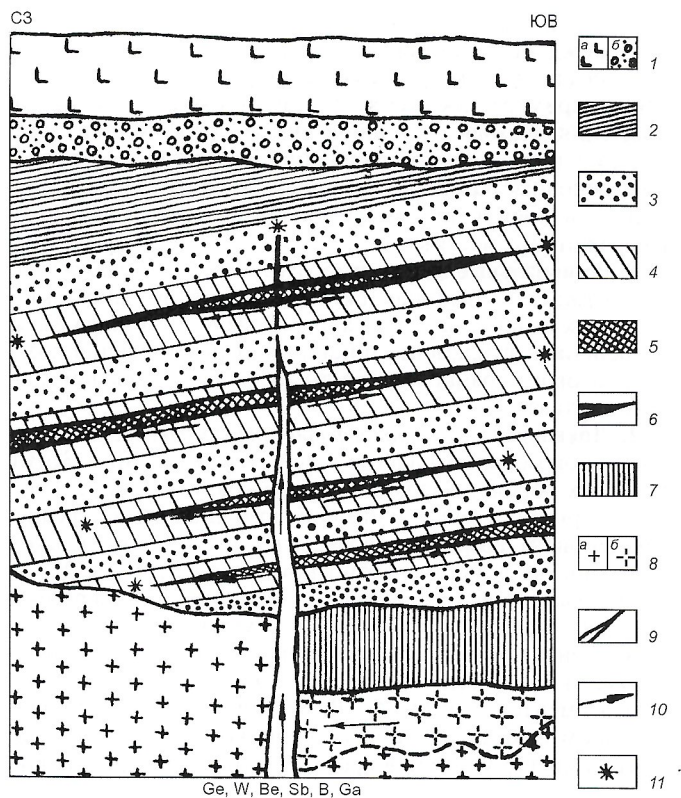


Схема рудоносности Шкотовского германий-угольного месторождения (разрез):

1 — плиоценовые образования (а — базальты и андезитобазальты шуфанской свиты, б — песчано-галечниковые отложения суйфунской свиты); 2 — олигоценевые алевролиты и аргиллиты надеждинской свиты; эоцен-олигоценевые отложения угловской свиты; 3 — песчаники разной зернистости, 4 — аргиллиты и алевролиты, 5 — бурые угли и углистые породы, 6 — металлоносные угли в зонах повышенной проницаемости; 7 — готерив-альбские терригенные отложения сучанской серии; 8 — позднепермские граниты (а — массивные, б — выветрелые); 9 — основная зона сдвиговых дислокаций; 10 — пути циркуляции металлоносных растворов; 11 — места «упора»

основных рудопроводящих тектонических зон по вертикали с максимальной концентрацией германия под основным и «промежуточными» экранами, так и вдоль межпластовых ослабленных зон по латерали с максимальными концентрациями германия в местах «упоров» (выступы фундамента, районы выклинивания рудоносных пластов на флангах). Что же касается общих запасов германия в каждом из рудных тел, то здесь устанавливается их прямая зависимость от количества растительной органики (витринита), что неодинаково для разных объектов. Например, на Павловском месторождении наибольшее количество германия сосредоточено в самом нижнем I пласте, а на Шкотовском — в пластах IX группы, расположенной в средней части рудоносной толщ.

На еще недостаточно изученном Бикинском месторождении мощность рудоносной толщ, содержащей 15 металлоносных пластов, достигает 200 м. Содержание германия здесь крайне неравномерное. По-видимому, в рассматриваемых условиях имеет место определенный предел мощности рудоносной толщ, заключенной между рудоносным фундаментом и почвой основной экранирующей глинистой пачки лучегорской свиты. При более значительных мощностях рудоносной толщ концентрация германия и сопровождающих его металлов может рассеиваться до непромышленных значений. Близкую к этому пределу мощность (200 м) и имеет, по-видимому, продуктивная толща Бикинского месторождения.

Генетический тип рассмотренных германий-угольных месторождений Приморья определяется как гидротермально-осадочный. На рисунке приведена схема рудоносности на примере Шкотовского германий-угольного месторождения. Исходя из установленных особенностей локализации германиевого оруденения предлагаются следующие основные критерии их поиска в приразломных впадинах внешней и внутренней зон активизации Ханкайского срединного массива.

1. Региональные возрастные: а) *тектоно-магматической активизации* — наличие тектонических и вулканотектонических впадин палеогенового заложения; б) *гипергенные* — наличие в фундаменте мощных кор выветривания поздне-триасового—раннелайасового возраста по породам кислого состава.

2. Локальные: а) *стратиграфо-литологические* — наличие высокочольных пластов углей подгрупп 2БВ и 3БВ и углистых пород с высокой степенью разложения растительной органики эоцен-олигоценного либо ранне-среднемиоценового возраста, перекрытых глинистым экраном при общей мощности рудоносной толщи не более 200 м; б) *структурно-тектонические* — наличие узлов пересечения зон разломов, проходящих в угленосный чехол из фундамента и имеющих сдвиговую и сбросовую составляющие; в) *геохимические* — присутствие таких сопутствующих элементов, как Sb, As, В, Ga при общем мультипликативном показателе (произведение коэффициентов концентрации Ge, W и Be) в пределах $n \cdot 10$ для слабо аномаль-

ных, $n \cdot 10^2$ — средне аномальных и $n \cdot 10^3$ — высоко аномальных участков (И.Г. Шарова, 1991).

В качестве первоочередных объектов, наиболее полно отвечающих установленным критериям, предлагается проведение поисковых работ на германий в пределах Алчанской, Маревской, Глуховской и западных районов Бонивуровской тектонических впадин внешней зоны активизации Ханкайского срединного массива.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зарицкий П.В., Тихенко Э.В. Геохимия германия в процессе углеобразования, извлечение его из продуктов переработки угля и производство германиевых фотоэлектродгенераторов для наземных солнечных электростанций XXI века // Геология угольных месторождений. Екатеринбург, 1998. Вып. 8. С. 256—269.
2. Иванов В.В., Кац А.Я., Костин Ю.П. и др. Промышленные типы природных концентраций германия. — М.: Недра, 1984.
3. Левицкий В.В., Седых А.К., Ульмясбаев Ш.Г. Германий-угольные месторождения Приморья // Отечественная геология. 1994. № 7. С. 63—66.
4. Седых А.К. Вероятность землетрясений на территории Приморья (по данным сдвиговых деформаций на буровых месторождениях) // Вестник ДВО РАН. 1992. № 1—2. С. 123—130.
5. Седых А.К. О комплексном подходе при эксплуатации угольных месторождений Приморья // Геология угольных месторождений. Екатеринбург, 1994.
6. Седых А.К., Медведев Я.В., Ульмясбаев Ш.Г. и др. Бассейны и месторождения палеогенового и неогенового возрастов // Угольная база России. М., 1997. Т. V. Кн. 1. С. 98—249.

Стратиграфия, региональная геология и тектоника

УДК 551.781.5 (477.7)

© М.Ф. Носовский, 2002

Асканийский горизонт: проблемы возраста и корреляции

М.Ф. НОСОВСКИЙ (НИИ геологии Днепропетровского национального университета)

В одном из наших докладов на сессии Палеонтологического общества (Киев, 1998) подчеркивалось, что решение задачи установления возраста асканийского горизонта Южной Украины лежит в плоскости палеогеографических реконструкций и корреляции разнофациальных свит, выделяющихся в майкопских отложениях Крымско-Кавказской области. Среди неоднозначно решаемых задач здесь можно назвать вопрос о возрастном соотношении асканийского горизонта Причерноморской впадины и алкунского горизонта Предкавказья, представляющих собой маркирующие горизонты базальной части среднего Майкопа этих регионов. Несмотря на ряд неясностей о стратиграфическом положении аскания и алкуна, ранее они уже были показаны как разновозрастные образования на схеме в основополагающей статье по ярусному делению неогена Восточного Паратетиса [5].

Несовершенство корреляции местных схем деления майкопских отложений особенно проявилось после обнаружения в Причерноморской впадине серогозской солоноватоводной фауны моллюсков [6] над так называемым вторым остракодовым пластом, покрывающим здесь майкопские отложения, принадлежащие фораминиферовой зоне *Spiroplectammmina carinata*.

Из этого факта стало ясным, что баталпашинская свита кубанского разреза не может приравниваться к зоне *S. carinata*, поскольку она располагается выше остракодового пласта и может отвечать, судя по обнаруженным в ней остаткам пресноводных рыб и угнетенного состава мелких

фораминифер [1], солоноватоводному этапу морского бассейна, подобного тому, который оставил в Северном Причерноморье осадки серогозского горизонта. Тогда же, почти одновременно на р. Праудон в Северной Осетии был обнаружен комплекс солоноватоводных моллюсков серогозского типа [9], показавший также ошибочность представлений о синхронности алкунского горизонта и «второго остракодового пласта», безосновательно помещавшегося в самую кровлю баталпашинской свиты.

На основании этих двух местонахождений солоноватоводной фауны серогозского типа была принята разновозрастность полбинского и соленовского остракодовых пластов, но не был сделан второй важный вывод, что в интервале между основанием хадумского горизонта и алкунским горизонтом прослеживается в олигоценовую эпоху лишь один крупный этап опреснения майкопского бассейна, который связан с поздним олигоценом. Он представлен в Восточном Паратетисе отложениями разнофациальных свит и горизонтов: баталпашинской, миатлино-муцидакальской, нижнекерлеутской, серогозской, а также их аналогами, часто относящимися к среднему и даже нижнему олигоцену. Если даже допустить существование двух этапов этих местных условий опреснения и осолонения майкопского моря [7, 8], то возникает необходимость введения дополнительных стратиграфических терминов для нормальноморского этапа (рошненский, калмыцкий и др.) и проведения гипотетических корреляций на больших пространствах.

Поэтому для уяснения этого вопроса рассмотрим фаунистические особенности отложений асканийского и алкунского горизонтов по составу фораминифер, моллюсков, остракод и наннопланктона. В асканийском горизонте мелкие фораминиферы известны по определениям Е.Я.Краевой и Л.М.Голубничей. По составу фораминифер вначале эти отложения были отнесены к сфероидиновой зоне и сопоставлены с той частью среднего Майкопа, которая известна на Северном Кавказе как слои со *Spiroplectamina terekensis*.

В настоящее время из пород асканийского горизонта приводится обширный список фораминифер, в основном характерных для среднего майкопа. Однако среди мелких фораминифер асканийских отложений, по давно сделанному замечанию В.А.Крашенинникова [4], отсутствуют хаттские фораминиферы, так же как и какие-либо элементы аквитанской микрофауны Средиземноморья.

Не проясняют вопроса о возрасте асканийского горизонта и сведения о планктонных фораминиферах [12], среди которых указаны девять видов. Однако их объем и возрастное положение на разрезах Средиземноморья, по данным различных авторов, понимаются по-разному — от позднего олигоцена до раннего миоцена включительно. Это, в частности, относится и к такому, казалось бы, характерному виду, как *Globigerina ciperoensis*, который, как показал Ф.Роглем [13], имеет в Паратетисе широкое вертикальное распространение до раннего миоцена включительно.

Более определенное мнение о возрасте аскания высказал В.Г.Шеремета [10] на основании изучения остракод. Он рассматривал встреченные здесь комплексы остракод как начало нового цикла развития их биоценозов, получивших расцвет в миоцене, что служит, по его мнению, доказательством миоценового возраста аскания.

Очень бедно представлена в асканийских отложениях фауна моллюсков. Из 23 известных в настоящее время видов подавляющее большинство их известны в рюпельских отложениях, и только четвертая часть переходит в отложения хаттского и позднемiocенового возраста. Не решают вопрос о возрасте асканийского горизонта и такие казались бы «типичные» хаттские пектиниды, как *Chlamys bifida* (Munst.) и *Chl. picta* (Goldf.), поскольку в Майкопе Восточного Паратетиса они заходят в миоценовую часть разреза (например, в горностаевскую и нутринскую свиты и др.).

Поэтому на основании ассоциаций малокофауны асканийского горизонта можно сделать только один вывод, что это фауна нового трансгрессивного цикла нормально соленого морского бассейна после серогозского опреснения. Что же касается ее возраста, то ввиду малочисленности комплекса (известен только по кернам скважин), он в равной мере может рассматриваться как позднелигоценый, так и раннемiocеновый.

Имеется еще одна группа органических остатков — перидиневые водоросли или динофлагеллаты, известные в майкопских отложениях Причерноморской впадины. Их список включает 26 видов, содержащихся в асканийских отложениях [11], при этом 11 видов принадлежат наиболее распространенному в них роду *Deflandrea*. Очень большое сходство с асканием имеют перидиней из вышележащих горностаевских отложений, где тоже превалирует род *Deflandrea* среди 21 обнаруженного вида.

Поэтому на основании видового сходства перидиней в асканийских и горностаевских отложениях альгологи считают их одновозрастными и относят к позднему олигоцену. Обилие *Deflandrea*, видимо, указывает на приуроченность к ним эпиболы (массовое развитие) этого рода, что характерно и для среднемайкопских отложений Предкавказья. В связи с этим заслуживают внимания результаты изучения разреза пограничного глобального стратотипа, проведенного европейскими учеными под руководством Ф.Штейнингера [14] в Пьемонтском палеоген-неогеновом

бассейне Италии (разрез Лемме Каррозио). Здесь цисты динофлагеллат из рода *Deflandrea* встречены в изобилии, характеризующим их расцвет (эпиболы) в 10-метровой толще пород этого стратотипа, залегающих несколько выше от принятой нижней границы миоцена в этом разрезе, где одновременно присутствует и зональный вид аквитанского яруса *Paragloborotalia kugleri*.

Идентичность стратиграфического положения эпиболы *Deflandrea* в асканийско-горностаевских отложениях юга Украины и пьемонтских разрезах Италии, которых мы еще коснемся ниже при рассмотрении алкуна, наводит на вывод об одновозрастности этих отложений в обоих регионах. Некоторое своеобразие по своей палеонтологической характеристике имеет *алкунский горизонт* Северного Кавказа, залегающий в базальной части среднего майкопа. Впервые алкун выделен в Восточном Предкавказье в районе Черных гор на р.Асса и затем прослежен далеко к западу в Центральном и Западном Предкавказье [3], где он тоже представлен глинисто-доломитовой толщей пород мощностью 14—45 м. Здесь в средней части разреза прослежен слой плитчатых мергелей с отпечатками бурых водорослей — цистозир, представляющих собой, как и алкунский горизонт в целом, превосходный маркирующий горизонт в майкопских отложениях большинства районов Северного Кавказа.

В Западном и Восточном Предкавказье, в полосе передовых хребтов, где развиты глубоководные глинистые, песчано-глинистые и доломитизированные породы алкунского горизонта, встречаются немногочисленные тонкостенные раковины фораминифер: *Virgulinea neobuliminiformis* Z.Kuzn., *V. aequale* Z.Kuzn., *Bolivina* ex gr. *plicatella* Cushman., *Cibicides amphisylensis* (Andr.) и др.

В северной платформенной области (Ставрополье и район скв. 4 западнее г.Тихорецк) отложения того же возраста отличаются более мелководными условиями с многообразием видов и заметным обилием агглютинирующих фораминифер родов *Haplophragmoides*, *Hyperammina* и *Saccammina*, наряду с часто встречающимися известковыми фораминиферами *Bolivina goudkoffi* Rankin, *B.* ex gr. *plicatella* Cushman., *Uvigerinella californica uruchensis* Bogd., *Porosonion dendriticus* (Chalil.), *Spiroplectamina caucasica* Bogd., *Sphaerotdina variabilis* Reuss.

Достоин внимания замечание известного знатока фораминифер майкопских отложений Северного Кавказа А.К.Богдановича, который в письме от 21.03.1967 г. писал мне о нашей общей заинтересованности «выяснить наконец, соответствует ли алкунский горизонт асканийским отложениям или последние являются более древними образованием. Напомню, что алкунско-ассинская фауна (описанный мной в свое время комплекс *Bolivina goudkoffi caucasica*) имеет, возможно, аквитанский возраст; в микрофауне этой имеется ряд форм общих с асканийской».

Подчеркнем еще раз важную особенность рассматриваемых отложений — присутствие в алкуне виргулиелл, широко представленных в среднемайкопских отложениях на р.Белая и Кубань. Судя по детально рассматриваемому О.С.Вяловым и А.К.Богдановичем [2] вопросу о стратиграфическом положении слоев с виргулиеллами в майкопских разрезах Крымско-Кавказской области, авторы на большом фактическом материале Центрального и Восточного Предкавказья, Азербайджана и Мангышлака нашли веские основания для корреляции по виргулиеллам отложений алкунского горизонта Предкавказья с карагинским горизонтом Мангышлака, а также верхнеморозкинскими отложениями, хотя, возможно, последние занимают более низкое положение в разрезе. Весьма примечательно, что виргулиеллы, судя по известной палеонтологической литературе, нигде в мире не встречены древнее отложений миоцена, что косвенно подтверждает такой же возраст алкунских отложений.

Заслуживают также внимания особенности распространения органикостенного фитопланктона (диноцист) на разрезах кавказского региона в Предкавказье, которые приводит Н.И. Запорожец. Судя по результатам изучения диноцист в сверхглубокой кубанской скважине (СГ-12000) и на разрезе скв. Новопокровская-4, эпиболь рода *Deflandrea* приурочена к зеленчукской свите*. Следовательно, если указывается, что эпиболь *Deflandrea* характерна для зеленчукской свиты, составной части кавказского региона, залегающей над алкунским горизонтом, то в этом случае, как и в Южной Украине, можно усмотреть общность между разрезом Лемме Италии и северокавказскими разрезами среднего майкопа в той их части, где прослеживается эпиболь *Deflandrea*. В этом проявляется общность между пьемонтским и северокавказским разрезами. Некоторое их различие состоит в том, что так называемый палеогеновый род *Chiropteridium* широко встречается в зеленчукской свите, в то время как в разрезе Лемме он только переходит эталонную олигоцен-миоценовую границу и его LAD находится на 1 м выше этой границы. Поэтому можно допустить, что вертикальное распространение отдельных представителей диноцист может быть различным в этих двух регионах. Во всяком случае, эти данные также допускают возможность отнесения алкунского горизонта к нижнему миоцену.

В заключение необходимо еще раз обратить внимание на одну и ту же последовательность залегания палеонтологических сходных отложений над остракодовым пластом в Южной Украине и среднем майкопе Предкавказья, среди которых выделяются миатлино-муцидакальские, баталпашинские, цраудонские, алкунские, серогозские и асканийские отложения. Поэтому еще раз уточним, что в Причерноморской впадине над остракодовым пластом залегают серогозские отложения, а выше асканийские [6]; в Центральном Предкавказье баталпашинская свита покрывает полбинский остракодовый пласт с расположенным в ее кровле алкунским горизонтом [3]; в Северной Осетии, где остракодовый пласт отсутствует, над цраудонскими слоями залегает толща пород, отвечающих миатлино-муцидакальской свите Восточного Предкавказья и баталпашинской свите Центрального Предкавказья, а выше лежат породы, характерные для алкунского горизонта [9].

Следовательно, наблюдаемая по всем группам фауны одна и та же последовательность смены нормально морских и солоноватоводных условий в среднем майкопе Се-

верного Кавказа и Южной Украины после седиментации остракодового пласта, по своей сути идентична, а это дает основание признать одновозрастность асканийского горизонта Причерноморской впадины и алкунского горизонта Предкавказья, расположенных в базальной части кавказского региона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богданович А.К. Стратиграфические и фациальные распределения фораминифер в миоцене Западного Предкавказья и вопросы их генезиса // Тр. КФВНИИ. 1965. Вып. 16. С. 300—350.
2. Вялов О.С., Богданович А.К. О слоях с *Yrgulinella* (Foraminifera) в Майкопе и его аналогах // Палеонтологический сборник. 1976. № 13. С. 42—51.
3. Дмитриева Р.Г., Сомов В.Д., Богданович А.К. Алкунский горизонт и его стратиграфическое значение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1959. № 8. С. 87—99.
4. Крашенинников В.А. Стратиграфия миоценовых отложений Средиземноморья по фораминиферам. — М.: Наука, 1971.
5. Невеская Л.А., Богданович А.К., Вялов О.С. и др. Ярусная шкала неогеновых отложений юга СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 2. С. 104—120.
6. Носовский М.Ф. Пластинчатожаберные корбулевых слоев олигоцена Причерноморской впадины // Палеонтологический журнал. 1962. № 2. С. 29—38.
7. Попов С.В., Ахметьев М.А., Запорожец Н.И. и др. История Восточного Паратетиса в эоцене—раннем миоцене // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 6. С. 10—39.
8. Сомов В.Д. Оligocen центральной части северного склона Кавказа (стратиграфия, палеогеография и нефтегазоносность). Автореф. дисс....кандидата геол.-минер. наук. Грозный, 1967.
9. Сомов В.Д., Коробков И.А. К вопросу о стратиграфическом значении и составе фауны моллюсков, встреченной в разрезе майкопской серии р. Цраудон (Северная Осетия) // Докл. АН СССР. 1963. Т. 152. № 3. С. 699—702.
10. Шеремета В.Г. Характерные ассоциации остракод стратотипических и других разрезов палеогена Украины // Стратиграфия и палеогеография кайнозой газонефтеносных областей юга Советского Союза. М., 1971. Вып. 31/39—32/40. С. 87—95.
11. Григорович А.С. Вертикальне поширення перидиней у верхньоолігоценових та нижньоміоценових відкладах Причорноморської западини // Тектоніка і стратиграфія. 1975. Вип. 7. С. 48—51.
12. Краева Е.Я., Ярцева М.В. Характеристика планктонних фораминифер олігоцену Північного Причорномор'я // Доп. АН Укр. РСР. Київ. Сер. Б. 1973. № 8. С. 693—697.
13. Rogi F. *Globigerina ciperoensis* (Foraminifera) in the Oligocene and Miocene of the Central Paratethys // Ann. Naturhist. Mus. Wien. 1994. P. 133—139.
14. Steininger F. et al. Proposal for the Global stratotype Section and Point for the base of the Neogene (The Paleogene/Neogene Boundary) // Printed. Vienna. November. 1994.

*Некоторые стратиграфы часто путают понятия зеленчукской свиты и септариевых слоев, поскольку не обращают внимание на то, что септариевой свиты нет, а есть лишь септариевые слои в основании зеленчукской свиты.

Структура и эволюция Южного Верхоянья

А.В.САГИР, А.П.КРОПАЧЕВ, А.П.БАБИЧ («Восточно-Якутское» ГУГГП)

Геологическое строение Южного Верхоянья. Спектр пород, слагающих территорию Южного Верхоянья, охватывает интервал времени от раннего рифея до позднего мела. Эти породы обнажены здесь в практически непрерывном стратиграфическом разрезе, составляя его суммарную мощность 30 км и более. Южное Верхоянье — составная часть Верхоянского складчатого пояса (рис. 1). Оно расположено на восточной окраине Сибирской платформы и ограничено с востока выходами кристаллического фундамента Охотской микроплиты и Охотско-Чукотским вулканоплутоническим поясом. Территория Южного Верхоянья имеет довольно сложное геологическое строение и представлена тремя основными тектоническими структурами: Кыллахской и Сетте-Дабанской зонами и Южно-Верхоянским синклином (рис. 2).

Кыллахская зона сложена в основном терригенно-карбонатными отложениями от нижнего рифея до верхнего кембрия. Лишь в крайней северной ее части установлены небольшие выходы ордовикских пород. В пределах зоны среди рифейских отложений отмечены многочисленные силлы долеритов позднерифейского возраста, а также се-

кущие меридиональные дайки девонских долеритов, редкие дайки щелочных пикритов, сиенитов, эруптивных брекчий и карбонатитов в районе предполагаемой не-
вскрытой Хамнинской щелочно-ультрабазитовой интрузии. В тектоническом плане Кыллахская зона представляет собой *надвиговый пояс Сибирской платформы* (Форланда), погружающийся под Верхоянское складчатое сооружение (рис. 3). Она осложнена серией многочисленных послонных надвигов с пологим восточным падением (20–35°). Наиболее амплитудные из них, переходя во взрезы (45–60°), образуют современную складчато-надвиговую структуру Кыллахской зоны [10].

Сетте-Дабанская зона сложена пестроцветными вулканогенно-терригенно-карбонатными образованиями от среднего рифея до нижнего карбона, метаморфизованными в условиях дислокационного метаморфизма зеленосланцевой фации. Среди верхнерифейских и девонских отложений присутствуют многочисленные покровы рифтогенных базальтов [11, 13]. Широко обнаженные кембрийские и ордовикские известняки, аргиллиты и алевролиты пронизаны серией субмеридиональных даек девон-

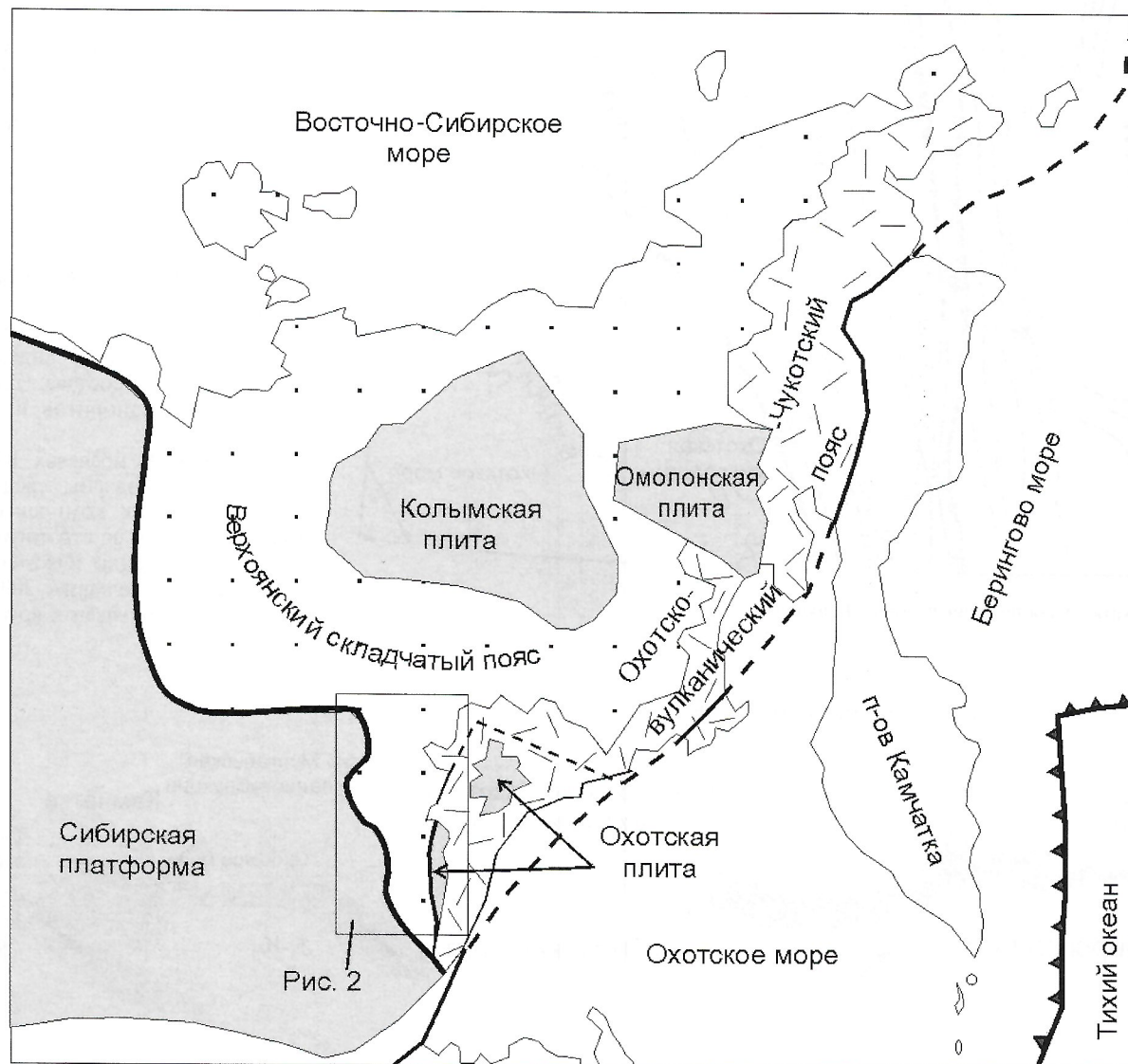


Рис. 1. Важнейшие геотектонические структуры Восточной Сибири и положение в них рассматриваемой территории

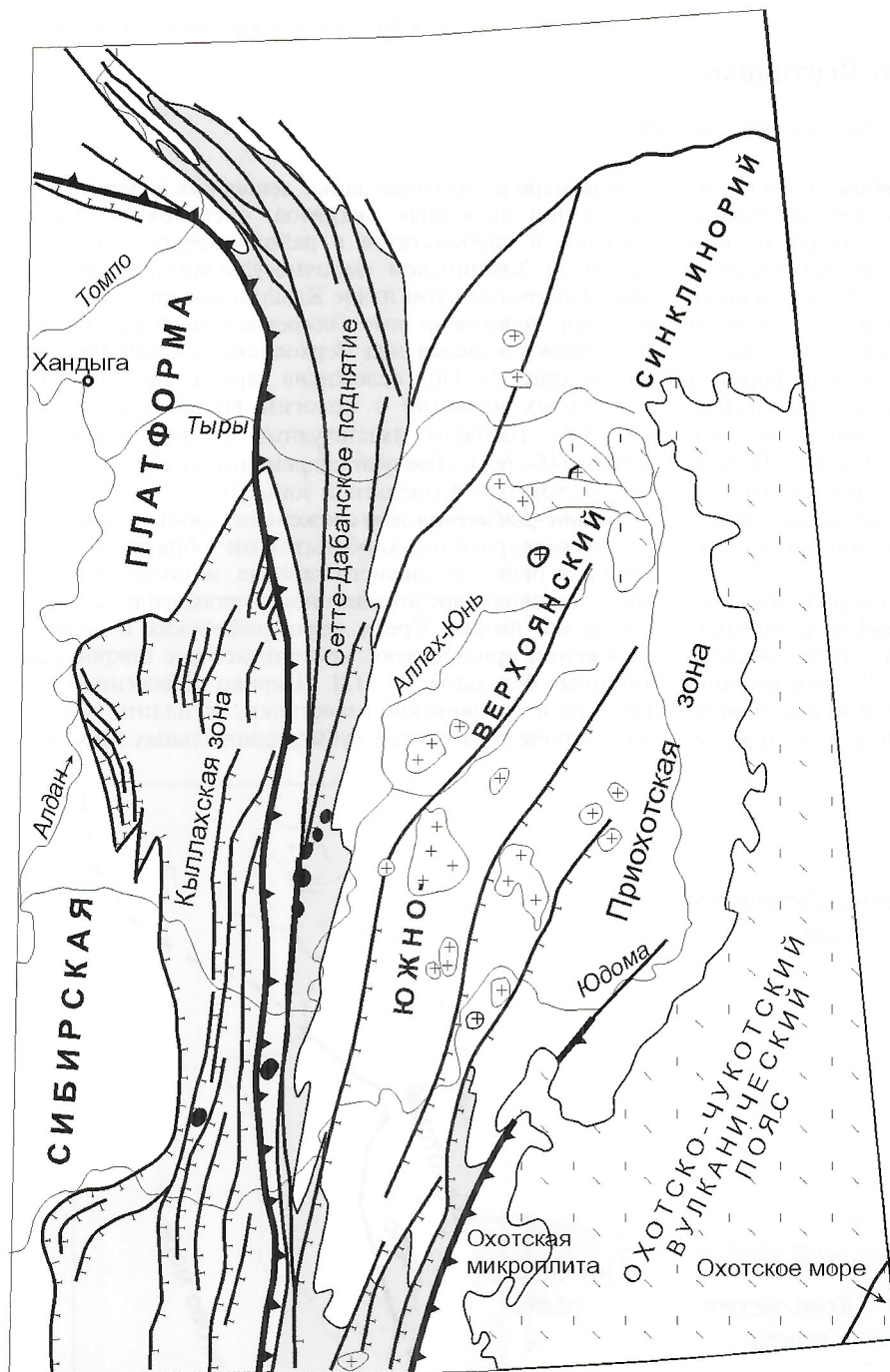


Рис. 2. Структурная позиция Южного Верхоянья

ских долеритов. Кроме того, здесь обнажены плутонические щелочно-ультрабазитовые комплексы с карбонатитами, дайковый пояс щелочных пикритов, диатремы и экстррузии лампроитов. В пределах зоны выделены девон-турнейские палеограбены [11], а современная сложная коллизионная структура представляет собой *передовое складчато-надвиговое поднятие* Верхоянского складчатого пояса.

Южно-Верхоянский синклиниорий слагают песчаниково-аргиллит-алевролитовые отложения от среднего карбона до средней юры включительно, так называемые отложения верхоянского терригенного комплекса. Породы смяты в складки, разбитые двумя системами тектонических нарушений: *соскладчатыми* и *постскладчатыми*. В зонах долгоживущих глубинных разломов интенсивно метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации дислокационного метаморфизма, прорваны коллизионными гранитоидами и дайками. На складчатые структуры Южно-Верхоянского синклинория наложены меловые вулканотектонические депрессии (грабены), заполненные кислыми вулканитами, с которыми пространственно ассоциируют экстрезивные вулканические купола, плутоны и малые интрузии гранитоидов Охотско-Чукотского вулканического пояса.

Охотско-Чукотский вулканоплутонический пояс ограничивает Южное Верхоянье с востока. Его слагают меловые эффузивы андезит-дацит-риолитового состава, плутоны диоритов, гранодиоритов и гранитов.

Магматизм. В пределах Южного Верхоянья установлены следующие 18 магматических комплексов (их возраст соотнесен со стратиграфической шкалой легенды Юдомской серии листов Госгеолкарты-200 и, по возможности, привязан к ярусам).

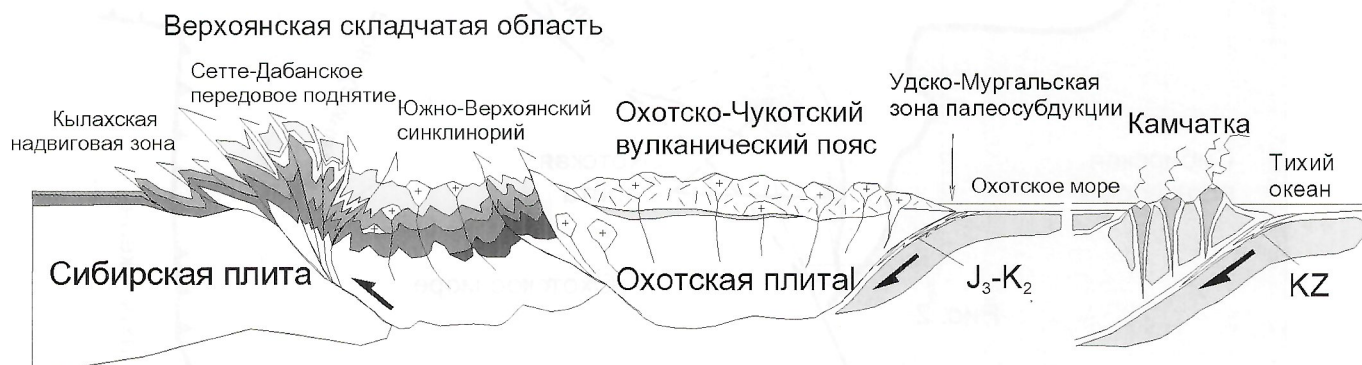


Рис. 3. Условия формирования структуры Южного Верхоянья

1. *Улаханбамский долеритовый комплекс* (R_3). Он представлен sillами и дайками долеритов среди средне-верхнерифейских отложений Кыллахской зоны и хр. Улахан-Бам. Долериты — комагматичные покровы базальтов среди верхнерифейских рябиновской и малосахаринской свит хр. Улахан-Бам в Сетте-Дабанской зоне [13]. U-Pb изохроны по бадделеиту из силлов 974 ± 7 , 1005 ± 4 млн.лет, Sm-Nd датировки 942 ± 18 млн.лет [14], K-Ar 700—800 млн.лет.

2. *Ингилийский щелочно-ультрабазитовый комплекс с карбонатитами* (V_1). В Южном Верхоянье комплекс представлен Горноозерской интрузией центрального типа, расположенной среди верхнерифейских отложений хр. Улахан-Бам в пределах Сетте-Дабанской зоны. Комплекс пород сложен роговообманковыми пироксенитами, горнблендитами, уртитами-ийолитами, мельтейгитами, рисчорритами, миаскитами, тенсбергитами, магматическими кальцитовыми карбонатитами, метасоматическими апопироксеновыми, апоийолитовыми кальцитовыми и анкеритовыми карбонатитами с тантал-ниобиевым, лантан-цериевым и апатитовым оруденением (U-Pb датировки 616—650 млн.лет по редкометалльным минералам из карбонатитов, Rb-Sr датировки биотита из карбонатитов: по биотиту 353—391 млн.лет, по апатиту из рудных пироксенитов 463, из ийолитов 487 млн.лет [16], по циркелиту 640 и гатчеттолиту 600 млн.лет (Ельянов, 1973)).

3. *Горбинский долеритовый комплекс* (V_1) объединяет силлы и дайки долеритов и габбро-долеритов [12].

4. *Лединский щелочно-ультрабазитовый комплекс с карбонатитами* (O_2ld — S_2p — D_3) образует цепочку центральных интрузий в юго-восточной части Сетте-Дабанской зоны, наиболее крупный из которых — массив Поворотный. Комплекс пород слагают роговообманковые пироксениты, пироксеновые горнблендиты, якупирангиты, мельтейгиты, уртит-ийолиты, рисчорриты, миаскиты, тенсбергиты, магматические и апопироксеновые кальцитовые, доломит-кальцитовые и анкеритовые карбонатиты. Абсолютный возраст по биотиту из карбонатитов: Rb-Sr метод 411, 418 млн.лет, K-Ag метод 298—382 млн.лет [16], Sm-Nd метод по пироксенитам 487 ± 29 млн.лет.

5. *Суордахский долерит-трахидолеритовый комплекс* (O_2-3). Силлы и дайки долеритов, габбро-долеритов среди венд-среднеордовикских отложений. U-Pb датировки по бадделеиту из силла среди отложений венда показывают 445 млн.лет, K-Ag датировки возраста пород 560—430 млн.лет.

6. *Сеттедабанский долерит-трахидолеритовый комплекс* (D_1 — C_1t) образует субмеридиональный дайковый пояс протяженностью до 600 км в пределах Сетте-Дабанской зоны. В северной части зоны насыщенность пород дайками долеритов иногда достигает 50—200 даек/км. Дайки расположены как внутри девон-турнейских палеограбен, так и на ограничивающих их палеоподнятиях и считаются комагматами девон-турнейских базальтов-трахибазальтов.

7. *Левосахаринский пикрит-лампроитовый комплекс* (D_3fm) образует в юго-восточной части Сетте-Дабанской зоны дайковый пояс щелочных пикритов протяженностью до 150 км, пространственно связанный с цепочкой интрузий Лединского щелочно-ультрабазитового комплекса. Дайки щелочных пикритов расположены преимущественно среди кембрийско-среднеордовикских алевролит-аргиллит-известняковых отложений. Среди верхнеордовикско-силурийских доломитовых толщ расположены диатремы щелочных пикритов, лейцитовых лампроитов, а в основании фаменских отложений эктрузивно-эксплозивные ксенотуфы, ксенолавы щелочных пикритов и оливин-лейцитовых, флогопит-лейцитовых лампроитов.

8. *Ольчанский долеритовый комплекс* (C_1v) представлен дайками и sillами долеритов, расположенных среди визейских алевролит-аргиллит-известняковых отложений.

9. *Кобюминский габбро-долеритовый комплекс* (T_3n — J_1p) слагают дайки и штоки габбро, габбро-долеритов, долеритов, базальтов и их субщелочные разновидности. Они представляют собой комагматы базальтов-трахибазальтов, расположенных среди норийско-плинсбахских песчаников, алевролитов и конгломератов абонской серии.

10. *Анчинский лампрофирово-диоритовый комплекс* (K_1b — v) слагают преимущественно субширотные дайки диоритов, диоритовых порфиритов, кварцевых диоритовых порфиритов, спессартитов, керсантитов, оденитов, камптонитов, монцодиоритов и монзонитов. В основном они выделены в центральной части Южно-Верхоянского синклиория. Абсолютный возраст пород, определенный K-Ag методом, 101—157 млн.лет.

11. *Уэмляхский гранит-гранодиоритовый комплекс* (K_1a) представлен такими крупными массивами, как Уэмляхский, Тарбаганахский, Курумский и др. Массивы слагают гранодиориты, тоналиты, кварцевые монзониты, монцодиориты, кварцевые диориты, умеренно щелочные граниты и граниты. Rb-Sr изохронный возраст гранодиоритов Тарбаганахского массива 140—141 млн.лет, Курумского массива 122—124 млн.лет. Ar-Ag изотопные датировки соответственно 114, 123 и 97—99 млн.лет [1]. Ранние многочисленные датировки K-Ag методом показывали возраст пород от 108 до 146 млн.лет [3].

12. *Среднеюдомский монцодиоритовый комплекс* (K_1-2al — s) объединяет Среднеюдомский, Верхнеинчиканский, Бераньинский, Тихий и Террасный массивы и другие штоки [5], которые прорывают отложения верхоянского терригенного комплекса и вулканогенные образования ОЧВП вплоть до среднего мела включительно. В строении тел комплекса принимают участие монцодиориты, монзониты, монзонит-порфиры, умеренно щелочные диориты, кварцевые монзониты, кварцевые монзонит-порфиры, кварцевые диориты, диориты, габбро-диориты, сиениты, кварцевые сиениты, кварцевые сиенит-порфиры. K-Ag датировки пород 100—121 млн.лет.

13. *Кютепский гранит-лейкогранитовый комплекс* (K_2s — t) представлен Кютепским и Эмкырчанским массивами [5]. В строении тел комплекса принимают участие лейкограниты, умеренно щелочные лейкограниты, умеренно щелочные граниты. Абсолютный возраст гранитов комплекса по K-Ag датировкам 96—119 млн.лет.

14. *Винто-Халыинский вулканический комплекс* (K_1-2al — k) объединяет Винто-Халыинский вулканический купол и субвулканические образования, сложенные гранит-гранодиорит-порфирами, дацитами и риолитами, авлинскую андезитовую, достачанскую и нитканскую дацит-риолитовые вулканические ассоциации, лавы которых выполняют Среднехалыинский и Эмкырчанский грабены. Абсолютный возраст гранодиорит-порфиров по K-Ag датировкам 95—114 млн.лет [2].

15. *Огонекский лампрофировый комплекс* (K_2k) представлен дайками керсантитов, спессартитов, мончикитов, камптонитов, оденитов и вогезитов. Абсолютный возраст пород по K-Ag датировкам 75—120 млн.лет.

16. *Среднехалыинский диорит-гранодиоритовый комплекс* (K_2k — km) объединяет Среднехалыинский массив гранодиоритов—кварцевых монцодиоритов и Гельдинскую группу штоков диоритов и кварцевых диоритов. Ранние K-Ag датировки пород комплекса 61—148 млн.лет, Rb-Sr изохронный возраст Гельдинских диоритов 100—105 млн.лет. Ar-Ag изотопные датировки составляют 92—95 млн.лет [1].

17. *Верхнеаллахский вулканический комплекс* (K_2k — km) включает Верхнеаллахский и Джотысканский эктрузивные купола, сложенные гранодиорит-порфирами, кварцевыми монзонитами, дацитоандезитами, дацитами и риодацитами. Ar-Ag изотопные датировки 85—133 млн.лет [2].

18. *Джабынский долеритовый комплекс* (K_2m) представлен дайками долеритов, базальтов, ессекситов. Абсолютный возраст по К-Аг датировкам составляет 55—66 млн.лет.

Тектонические события. Достоверно установлены минимум пять тектонических циклов, преобразовавших геологическую структуру территории. Под тектоническим циклом здесь понимается не классический цикл Уилсона [8], а тектонический цикл, характерный для внутренних частей континентов [7], раскол которых не достиг стадии активного спрединга и образования океана атлантического типа. Данный цикл включает только три стадии: внутриконтинентальное рифтообразование, формирование континентальной пассивной окраины и закрытие субокеанического бассейна.

В обнаженном от нижнего рифея до мела стратиграфическом разрезе можно выделить следующие важнейшие тектонические события.

Раннепротерозойско-раннерифейский цикл. *Внутриконтинентальное рифтообразование* (PR_1 1900—1650 млн.лет). Метаморфизованная толща билякчанской серии, включающая metabазальты, метариолиты, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации конгломераты, кварцевые песчаники, известняки, доломиты, алевролиты. Раннепротерозойский рифтогенный трог, структурно-вещественные комплексы которого сохранились в Билякчанской зоне вдоль западной границы Охотской микроплиты, положил начало тектонического развития структуры Южного Верхоянья.

Континентальная пассивная окраина (R_1 1650—1300 млн.лет). Ее наличие подтверждается мощной толщей ритмичного переслаивания нижнерифейских карбонатных и терригенных пород.

Коллизия (R_1 1300—1350 млн.лет). Установлена по несогласному залеганию среднерифейской талынской свиты на складчатом основании нижнего рифея.

Среднерифейский цикл. *Внутриконтинентальное рифтообразование* (структурно-вещественные комплексы пока не обнаружены).

Континентальная пассивная окраина (R_2 1350—1100 млн.лет). Терригенно-карбонатные шельфовые отложения.

Коллизия (R_2 1100—1000 млн.лет — гренвильская). Коллизионными образованиями считаются отложения кандыкской и улаханбамской свит верхнего рифея, формирование которых проходило в обстановке орогенного краевого прогиба.

Позднерифейский цикл. *Внутриконтинентальное рифтообразование* (R_3 1000—900 млн.лет). Силлы долеритов улаханбамского комплекса и покровы натровых и калий-натровых базальтов среди верхнерифейских пестроцветных отложений рифтовой долины [13] указывают на процессы активного рифтогенеза этого времени [14].

Континентальная пассивная окраина (R_3 900—600 млн.лет). Песчаниково-алевролит-аргиллитовые градирированные турбидиты джоронской и далындинской свит характеризуют обстановку склона и подножия пассивной окраины континента.

Коллизия (R_3 600—650 млн.лет — байкальская). Установлена по несогласному залеганию вендских отложений на складчатом основании верхнего рифея.

Венд-среднеордовикский цикл. *Внутриконтинентальное рифтообразование* (V 650—540 млн.лет). Ингилийский щелочно-ультрабазитовый комплекс с карбонатитами, Горбинский долеритовый комплекс, пестроцветные терригенно-карбонатные отложения, биогермы и биостромы доломитов, содержащих стратиформные полиметаллические залежи (Ge-Pb-Zn) типа древних «черных курильщиков» указывают на рифтогенный режим развития территории.

Континентальная пассивная окраина ($E-O_2$ 540—470 млн.лет). Четко проявленные фации шельфа (Кыллахская зона), склона и подножия пассивной окраины, тур-

бидитные отложения которого характеризуются большими мощностями пород, градиационной слоистостью, косо-слоистыми структурами глубоководных контурных течений и содержат олистостромы (Сетте-Дабанская зона). Шельфовые фации нижнего кембрия включают горизонты желваковых фосфоритов.

Коллизия (O_2ld-k 470—460 млн.лет). Закрытие раннепалеозойского бассейна зафиксировано на рубеже лландейловского и карадокского ярусов. В основании сетаньинской и кулонской свит среднего ордовика (карадок) фиксируется регионально проявленное несогласие, под которым интенсивность складчатости на порядок выше, чем наблюдаемая среди верхнеордовикско-силурийских и девонских отложений. Это обстоятельство дает основание предполагать процессы складкообразования среднеордовикского (докарадокского) возраста.

Среднеордовикско-раннемеловой (аптский) цикл. *Внутриконтинентальное рифтообразование.* Выделены два полциклических этапа среднепалеозойского рифтообразования: 1) предрифтовый или раннерифтовый (O_2ld-S_2ld 460—410 млн.лет). Сводообразование, заложение рифтовой долины, начало формирования Лединского щелочно-ультрабазитового комплекса с карбонатитами и Суордахского долеритового комплекса, накопление рифовых доломитов тасканской серии (O_2ld-S_2ld), содержащих стратиформные полиметаллические (Ba-F-Zn) горизонты. Плечи тасканской рифтовой долины — Сибирская и Охотская плиты; 2) рифтовый (D_1-C_1t 408—352 млн.лет). Формирование сводового поднятия, развитие Сетте-Дабанской «трехлучевой» рифтовой системы с образованием конседиментационных грабенных и горстов, полициклическое заполнение грабенных базальтами и пестроцветными вулканогенно-терригенно-карбонатными меденосными образованиями, формирование мощного дайкового пояса долеритов, щелочных пикритов и диатрем щелочно-ультраосновного состава [11].

Континентальная пассивная окраина (C_1v-J_2 540—470 млн.лет). Верхнекаменноугольная и нижнепермская алевролит-песчаниковая формации Кыллахской зоны характеризуют фации шельфа. Турбидитные песчаниково-аргиллит-алевролитовые отложения C_1v-P_1 с отчетливой градиационной слоистостью, контуритами и олистостромами характеризуют фации склона и подножия пассивной окраины в Сетте-Дабанской зоне. Мощная толща отложения P_2-J_2 Приохотской зоны характеризует отложения палеоделты и указывает на преимущественный снос терригенного материала с примесью вулканокластики с востока—юго-востока [15]. В норийско-плинсбахское время (T_3-J_1) в северо-восточной части Южного Верхоянья (северо-восточная ветвь Сетте-Дабанской «трехлучевой» рифтовой системы) происходило активное излияние базальтов и формирование Кобюминского долеритового комплекса малых интрузий.

Коллизия (J_3-K_1a 163—113 млн.лет). Это наиболее важное структурообразующее событие, охватившее всю Верхояно-Колымскую область. Оно было обусловлено начавшейся субдукцией в краевых частях Колымской и Охотской микроплит [4]. В пределах Южного Верхоянья все структурно-вещественные комплексы пород от нижнего протерозоя до мела были смяты в линейные складки, нарушены сначала разломами взбросо-надвигового, а затем сдвигового типов, в зонах древних долгоживущих разломов метаморфизованы в условиях дислокационного метаморфизма зеленосланцевой фации, интродуцированы малыми интрузиями Анчинского комплекса и гранитоидами Уэмляхского комплекса. Именно в это время сформировались основные близкие современным структуры Южного Верхоянья: Кыллахская надвиговая зона форланда, Сетте-Дабанское передовое складчато-надвиговое поднятие и Южно-Верхоянский синклиорий.

Активная континентальная окраина ($K_{1alb}-K_2$). Удско-Муральская субдукция, проходившая в восточной зоне Охотской микроплиты, обусловила формирование Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса [9]. Южное Верхоянье представляло собой тыловую зону этого вулканического пояса. В его пределах отмечены гранитоидные плутонические и вулканические комплексы, наложенные на уже сформированную складчатую структуру территории.

Полезные ископаемые. Образование месторождений полезных ископаемых обнаруживает прямую связь с тектоническими событиями и сопровождающим их магматизмом.

Рифтогенные обстановки:

с вендским и среднеордовикско-силурийским комплексами щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов генетически связаны Ta-Nb, La-Ce и фосфатные месторождения Сетте-Дабана;

с вендскими карбонатными отложениями рифтовой долины связаны стратиформные Ge-Pb-Zn месторождения типа древних «черных курильщиков», а также стратифицированное медное оруденение;

с силурийскими карбонатными отложениями связаны стратиформная и секущая барит-флюорит-сфалеритовая минерализация;

с девонскими базальтами рифтовых долин (грабен) генетически связано самородномедное оруденение (тип Верхнее Озеро, США);

седиментационно-диагенетические и гидротермально-экспозиционные месторождения меди в медистых песчаниках (тип Уайт-Пайн, США) связаны как с размывом девонских меденосных базальтов, так и с пост- и синмагматическими экспозициями внутри палеограбенов;

галогеинные гипс-ангидритовые месторождения в центральной части девонской рифтовой долины.

Коллизийная обстановка:

золоторудные месторождения малосульфидной золото-кварцевой формации метаморфогенно-гидротермального типа в черносланцевых отложениях и дайках долеритов связаны с проявлением дислокационного метаморфизма зеленосланцевой фации. Они представляют собой основной источник россыпей золота Южного Верхоянья.

Активная континентальная окраина:

с гранитоидным магматизмом этой геодинамической обстановки парагенетически связаны месторождения Au, Zn-Pb-Ag, Te-Bi-Au, As, Sb, Hg, Be-W, Au-Cu-W, Mo, C, Sn и других металлов.

Из всего сказанного можно сделать следующие выводы. Особенность Южного Верхоянья — его тектоническая позиция относительно Сибирской платформы. Южное Верхоянье представляет собой структуру типа «входящего угла» (авлакогена), аналогичную Виллюйской синеклизе, с тем лишь отличием, что она располагалась в краевой части Восточно-Сибирского палеоконтинента. Это обстоятельство во многом определило ее более интенсивное тектоническое развитие, значительный рифтогенный раздвиг и, вероятно, некоторое отделение от Сибирской платформы Охотского сегмента (террейна), хотя полного разрыва и отделения от платформы, по-видимому, так и не произошло. Являясь составной частью западного обрамления Тихоокеанского бассейна, Южное Верхоянье отражает все тектонические события, происходившие в западной части Палеотетиса.

Каждое из перечисленных тектонических событий внесло свой вклад в формирование современной геологической структуры Южного Верхоянья, а также разновозрастных и разноформационных месторождений полезных ископаемых. Наиболее ярким и интенсивным из них была все же мезозойская коллизия. Она значительно затушевывает раннее происходившие тектонические события, оставляя однако возможность, при детальном изучении и

анализе, установить и реставрировать события очень давних эпох.

Остаются нерешенными следующие вопросы.

1. Недостаточность геохронологического обоснования возраста Лединского щелочно-ультрабазитового комплекса. С геологических позиций время формирования комплекса может иметь два варианта: среднеордовикский и позднесилурийско-раннедевонский. Это были два периода значительных тектонических перестроек и образования сводовых поднятий, с которыми связывается ультрабазитовый магматизм.

2. Недостаточная обнаженность девонских рифтогенных образований северной части Сетте-Дабанской зоны, перекрытых более молодыми отложениями «верхоянского терригенного комплекса», и такие факты, как стабильное увеличение мощностей базальтовых покровов, уходящих под более молодые образования, а также глубинная интерпретации геофизических данных позволяют предполагать в центральной части Южного Верхоянья наличие спрединговых зон, скрытых под отложениями «верхоянского терригенного комплекса». Если учесть, что в девонский этап рифтогенеза сформировалась «трехлучевая» рифтовая система [11], южный «луч» которой предстает собой Южно-Верхоянская клино-раздвиговая структура, то два остальных «луча» — северо-западный и северо-восточный должны были представлять собой спрединговые зоны зарождающегося океана. Петрохимический состав поздне-рифейских базальтов хр. Улахан-Бам обнаруживает близость с таковыми в срединно-океанических хребтах [14]. Возможно, к северу под «верхоянским терригенным комплексом» располагалась субдуцированная поздне-рифейская спрединговая зона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бахарев А.Г. Магматизм Неждинского рудно-магматического узла // Отечественная геология. 1999. № 4. С. 5—8.
2. Волков И.Г. Магматические формации и цикличность геологических процессов Верхоянно-Чукотской складчатой области // Геология и полезные ископаемые Верхоянно-Колымской складчатой системы. Якутск, 1984. С. 57—74.
3. Гринберг Г.А., Бахарев А.Г., Гамянин Г.Н. и др. Гранитоиды Южного Верхоянья. — М.: Наука, 1970.
4. Гусев Г.С., Петров А.Ф., Фрадкин Г.С. Структура и эволюция земной коры Якутии. — М.: Наука, 1985.
5. Кисляков С.Г. Магматические комплексы центральной части Южного Верхоянья // Тр. ассоциации «Дальнедра». Вып. 2. Хабаровск, 1992. С. 32—36.
6. Коростелев В.И. Геология и тектоника Южного Верхоянья. — Новосибирск: Наука, 1982.
7. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли. — М.: Недра, 1983.
8. Митчел А., Грасон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. — М.: Мир, 1984.
9. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойского северо-востока Азии. — Новосибирск: Наука, 1984.
10. Прокопьев А.В. Кинематика мезозойской складчатости западной части Южного Верхоянья. — Якутск: Якутский научный центр СО АН СССР, 1989.
11. Сагир А.В. Особенности развития и металлогения Сетте-Дабанского палеорифта // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 4. С. 740—745.
12. Соболев А.Е. Вендские мафиты Южного Верхоянья // Докл. АН СССР. 1982. Т. 237. № 4—6. С. 557—560.
13. Сухоруков В.И. Опорные разрезы верхнего рифея хребта Улахан-Бам // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Сибирская платформа и внешняя зона Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1986. С. 23—64.
14. Худoley А.К., Рейнберд Р., Стерн Р. и др. Новые данные о рифейском тектогенезе на Северо-Востоке Якутии // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма: Матер. совещ. М., 1999. Т. 2. С. 261—264.
15. Худoley А.К., Гурьев Г.А. Южное Верхоянье — пример средне-палеозойско-мезозойской пассивной окраины // Докл. РАН. 1998. Т. 362. № 5. С. 666—669.
16. Энтин А.Р., Зайцев А.И., Лазебник К.А. и др. Карбонатиты Якутии (вещественный состав и минералогия). — Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1991.

Исток-Ангарский норитовый массив: геология и петрология

А.Н.КАЗАКОВ, С.Д.ВЕЛИКОСЛАВИНСКИЙ (ИГГД РАН), Е.В.ТОЛМАЧЕВА (ВСЕГЕИ)

Выделение метаинтрузивных образований в пределах высокометаморфизованных комплексов — сложная и дискуссионная задача для всех регионов. Не исключение и массив, расположенный в южной части побережья оз.Байкал у истока р.Нижняя Ангара (рис. 1). Он прорывает породы осадочно-вулканогенной шарыжалгайской серии и метаморфизован вместе с последними в условиях гранулитовой фации. Выходы этого массива прослеживаются по линии Кругобайкальской железной дороги от пади Зобушка до района Толстого мыса на расстояние 13—14 км.

Впервые этот массив был выделен Н.И.Свитальским [9] еще в 1915 г. и рассматривался как анортозитовый. К этой же группе были отнесены массивы у устья рек Большая и Малая Шумиха и в верховьях рек Половинная и Ивановка. В пределах массива Н.И.Свитальский выделял четыре разновидности пород: гиперстеновые граниты, монцитониты (шумахинский карьер), анортозиты и габбро-нориты, связанные между собой постепенными переходами. Породы массива рассматривались как магматические, сформированные за счет плавления осадочных пород. С тех времен массив специально не изучался. Однако при составлении общей стратиграфической схемы архея Прибайкалья (конец 1950-х—начало 1960-х годов) Ю.З.Елизарьевым [4] породы массива, несмотря на их магматический облик в связи с полосчатой текстурой, рассматривались как осадочные и были включены в общую стратиграфическую колонку метаосадочно-вулканогенной шарыжалгайской серии в качестве верхней свиты светло-серых гнейсов.

Цель настоящей работы — показать с помощью геологических и геохимических методов и результатов изучения расплавных и флюидных включений, что рассматриваемые породы действительно представляют собой метаморфизованную интрузию и оценить ее значение для геодинамических реконструкций.

Геологическое описание. Как отмечалось выше, интрузия внедрена в породы шарыжалгайской серии и имеет преимущественно норитовый состав. Пироксениты (метавебстериты) встречаются в виде ксенолитов в метаноритах у мыса Бакланий и в выходах в районе нижнего течения кл.Большой Баранчик, что дает основание относить их к ранней фазе интрузии.

Для метаноритов характерны полосчатые текстуры. Важный признак, свидетельствующий о первично интрузивной природе рассматриваемого комплекса пород, — присутствие ксенолитов вмещающих пород, представленных мигматизированными меланократовыми пироксеновыми сланцами (рис. 2), и пироксенитов ранней интрузивной фазы. Размеры ксенолитов вмещающих пород не превышают 50—60 см в поперечном сечении. Внутренняя полосчатость в ксенолитах дискордантна к их ограничениям. Ксенолиты нередко отмечены в массивных разновидностях метаноритов, внутренняя полосчатость смежных ксенолитов разноориентирована, отсутствуют межбужинные заполнения, что не позволяет рассматривать их как отдельные будины в отличие от вмещающих пород, где будинаж интенсивно проявлен [7]. По наличию ксенолитов в породах отбивается сложный северо-западный контакт интрузии. В ксенолитах наблюдаются мелкие складки, изгибающие внутреннюю полосчатость и мигматизирующие прожилки, что указывает на доинтрузивный этап метаморфизма и складчатости и на внедрение интрузии в жесткую раму.

Текстура метаноритов полосчатая. Полосчатость образована как тонкими полосами шириной 5—7 см и протяженностью 1—2 м с четкими ограничениями, так и шпирями, не имеющими четких контактов и выклинивающихся на коротких расстояниях, и обусловлена как перемежаемостью разных петрографических разновидностей метаноритов (лейкократовых, мезократовых и меланократо-

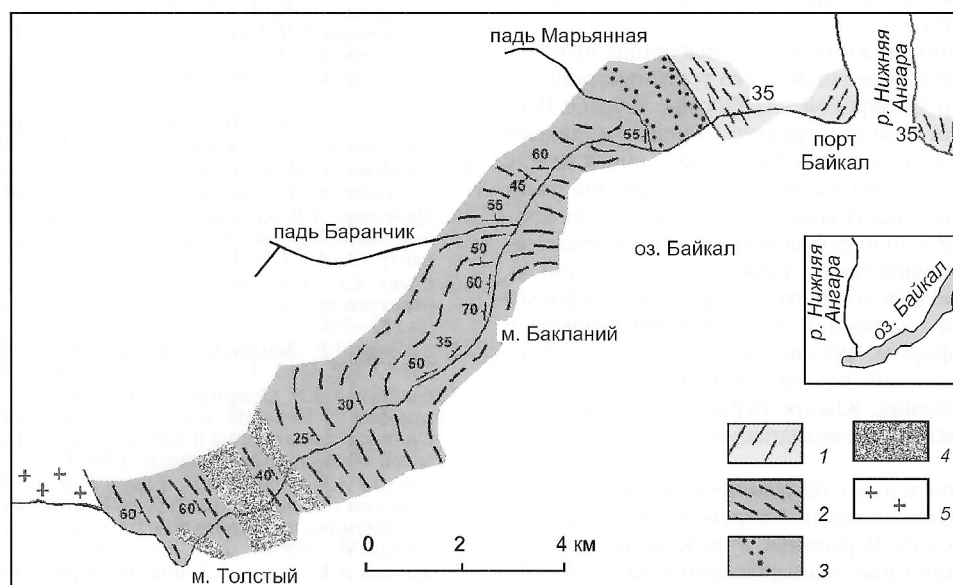


Рис. 1. Геологическая схема Исток-Ангарской норитовой интрузии:

1 — вмещающие породы (сланцы и гнейсы шарыжалгайского комплекса); 2 — Исток-Ангарская норитовая интрузия; 3 — зона эндоконтакта; 4 — милониты по плагиогранитам; 5 — микроклиновые граниты

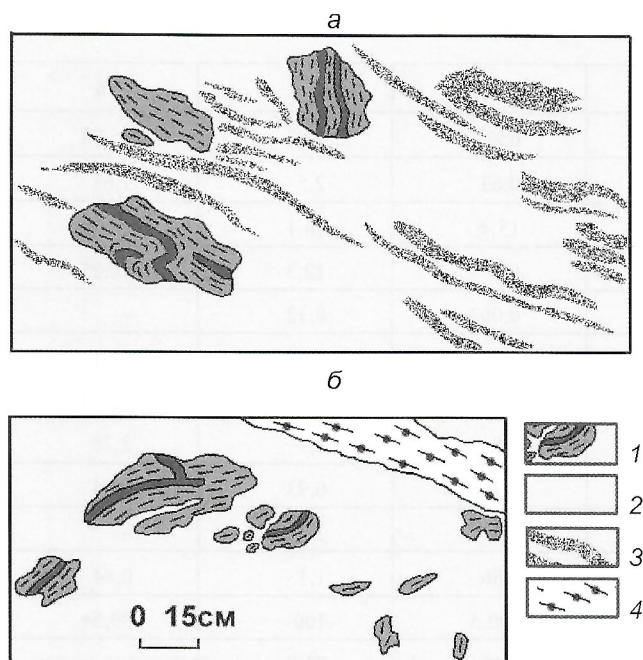


Рис. 2. Ксенолиты в поперечном (берег оз. Байкал, южнее устья падь Баранчик) (а) и продольном (б) к полосчатости сечении (берег оз. Байкал, у мыса Бакланый):

ксенолиты: 1 — мигматизированных сланцев, 2 — в лейкократовых норитах, 3 — с прослоями и шширами лейкократовых норитов; 4 — зона дробления; рисунки с фотографий

вых), так и с вторичным минералообразованием (биотит, роговая обманка). Иногда наблюдается срезание полосчатости подобно кривой слоистости. Крупные «пласты» мощностью 1–2 м обычно встречаются в виде линз и представлены лейкократовыми норитами.

Заключительные дериваты интрузии — гиперстеновые граниты, отличающиеся от метаноритов большим количеством кварца и иногда присутствием микроклина (табл. 1). Они принимают участие в образовании полосчатой текстуры интрузии, но кроме того интенсивно импрегнируют метанориты в районе восточного контакта интрузии (падь Зобушка), встречаясь в виде тонких прожилков, послойных и секущих жил, наиболее крупные из которых содержат ксенолиты метаноритов.

Интрузия имеет куполовидное строение (Баранчиковский купол) [3]. Северо-западная часть купола очерчена ориентировкой полосчатости с падениями под средними углами (см. рис. 1). Юго-восточная его часть сорвана региональным сбросом большой амплитуды (глубины оз. Байкал — на расстоянии 3–4 км от берега достигают почти 1400 м). В крайней северо-восточной части интрузии наблюдается субгоризонтальная ориентировка полосчатости.

Вмещающие породы обнажены у восточного контакта интрузии в районе падь Шелка. Они представлены комплексом пироксеновых меланократовых сланцев, переслаивающихся с биотитовыми гнейсами, интенсивно мигмати-

зированными и пронизанными жилками гиперстеновых гранитов. Среди этих гетерогенных образований встречаются тела метагabbро-норитов, внешне похожие на породы интрузии. Они обогащены апатитом. Породы смяты в интенсивные изоклиналильные складки [7].

Вследствие интенсивного наложенного метаморфизма амфиболитовой фации восточный контакт интрузии отчетливо не проявлен. Здесь же встречаются многочисленные выходы карбонатных и известково-силикатных пород с минеральной ассоциацией карбонатитов. Местами отмечается их рвущее залегание среди сланцев и гнейсов. Вдоль западного контакта интрузии (западнее мыса Толстик) отмечено внедрение микроклиновых гранитов. В эндоконтакте развиты зоны милонитов по гранитам, в которых проявлена монацитовая минерализация.

Прямых определений радиологического возраста пород Исток-Ангарского массива пока нет. Возраст считающегося синхронным с ним Шумихинского норитового массива, расположенного в 6–7 км к западу, составляет 2340 ± 100 млн. лет (U-Pb метод по циркону) [2]. Древнейший метаморфизм шарыжалгайского комплекса, которому подверглись и породы ксенолитов, оценен в 2400–2500 млн. лет [10].

Минеральный состав интрузии. Пироксениты (метавестериты) представлены ксенолитами ранней фазы интрузии и состоят из гиперстена и диопсида. Породы сильно амфиболитизированы и биотитизированы. Биотит имеет предпочтительную ориентировку, соответствующую вторичной наложенной сланцеватости.

К первичным минералам метаноритов относятся гиперстен, плагиоклаз и рудный минерал (см. табл. 1). Структура пород типично габбровая, аллотриоморфнозернистая. Гиперстен ($Ng > 1,700$) образует эвгедральные зерна, без вторичных изменений. Плагиоклаз состава основного андезина (№ 39–40) — сдвойникованный, преимущественно незональный, что указывает на спокойные условия кристаллизации. Иногда встречаются плагиоклаз-антипертиты с вростками калиевого полевого шпата; скопления таких зерен расположены полосками.

Вторичные минералы: обыкновенная роговая обманка, биотит, кварц, микроклин, апатит. Роговая обманка (ряда гадингсита, $Ng > 1,700$, $CNg 16^\circ$) расположена на стыках зерен гиперстена, а также в виде венчиков вокруг рудного минерала. Плеохроизм по Ng — густой зеленовато-бурый, по Np — бурый.

Биотит ($Ng 1,628$; $Np 1,580$) встречается в двух генерациях: в тонких листочках, имеющих субпараллельную ориентировку, наложенную на изометричную структуру норитов (наложенная сланцеватость); в виде крупных порфирообразных случайной ориентировки. Плеохроизм по Ng — ярко-оранжевый, по Np — светло-желтый.

Кварц представлен линзами, составляющими зоны вторичного окварцевания. Микроклин встречается в виде отдельных зерен и мirmekитов. Апатит представлен призматическими кристаллами, наложенными на все вторичные минералы, кристаллизуется последним.

Первичные минералы гиперстеновых гранитов (см. табл. 1): плагиоклаз — андезин (№ 35–52) и гиперстен.

1. Количественно-минеральный состав пород, %

Порода	Пл	Ги	Руд	Ро	Би	Кв	Ми	Ап	Акц
Мезократовый норит	59	36	5	—	—	—	—	—	Ап, Кв, Ро
Биотитовый лейкократовый норит	68	23	—	—	6	3	—	—	Кв
Гиперстеновый гранит	56	10	1	—	1	24	8	—	Ро, Ап
Пироксеновый кристаллосланец	57	20*	5	7	6	—	—	5	

Примечание: Пл — плагиоклаз; Ги — гиперстен; Руд — рудные минералы; Ро — роговая обманка; Би — биотит; Кв — кварц; Ми — микроклин; Ап — апатит; Акц — акцессорные минералы; звездочкой отмечен диопсид.

2. Химический состав пород Исток-Ангарской интрузии

Элемент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	48,40	50,0	56,3	65,6	45,2	45,98
TiO ₂	0,40	1,6	0,15	0,63	2,5	1,65
Al ₂ O ₃	9,1	15,3	17,3	15,4	16,1	14,09
Fe ₂ O ₃ t	14,9	15,2	9,5	4,8	12,3	16,25
MnO	0,27	0,22	0,16	0,063	0,12	—
MgO	18,40	4,9	5,7	2,5	6,0	6,61
CaO	4,90	9,1	5,6	4,7	10,6	11,83
Na ₂ O	1,20	2,8	4,0	3,3	2,7	2,78
K ₂ O	1,20	0,46	0,92	2,3	0,93	0,84
P ₂ O ₅	0,075	0,20	0,09	0,19	2,3	—
п.п.п.	0,74	0,43	0,31	0,86	1,1	0,64
Сумма	99,60	100,2	100,1	100,3	100	99,54
Sc	33,2	35,8	24,2	6,11	23,8	
Cr	2742	68,1	64,9	56,7	165	
Co	57,5	49,6	31,5	18,9	34,1	
Hf	0,55	3,6	1,6	5,1	3,9	
Ta	0,08	0,41	0,093	0,18	0,56	
Th	1,5	1,3	5,5	<0,5	0,83	
U	<0,5	<0,5	0,84	<0,5	<0,5	
La	24,0	14,7	22,4	24,5	77,6	
Ce	61,2	31,0	33,7	44,1	163	
Nd	34,5	18,5	12,6	22,5	95,8	
Sm	3,99	3,82	1,32	3,26	15,1	
Eu	0,67	1,37	1,02	1,25	3,22	
Tb	0,52	0,55	0,27	0,26	1,15	
Yb	1,18	1,99	1,1	0,58	2,08	
Lu	0,15	0,30	0,15	0,089	0,30	

Примечание: I фаза: 1 (14) — пироксенит (метавебстерит); II фаза: 2 (2) — мезократовый метанорит, 3 (3) — биотитовый лейкократовый метанорит, 4 (15) — гиперстеновый гранит, 5 (10) — двупироксеновый кристаллический сланец, 6 — габбро-норит из шумихинской интрузии, по Н.И.Свистальскому [9]; в скобках — номера образцов из коллекции А.Н.Казакова; петрогенные элементы — в %, данные квантометрического анализа, лаборатория ВСЕГЕИ; малые элементы — в т/т, по данным ИНАА, лаборатория ПИЯФ РАН.

Кварц встречается в двух генерациях — изометричные зерна, панкеноморфные с плагиоклазом (вероятно, первичные) и преобладающие линзовидные зерна вторичного происхождения. Таким образом, первоначально до наложенного метаморфизма гиперстеновые граниты, вероятно, представляли собой гиперстеновые диориты или лейкократовые нориты.

Результаты исследования расплавных и флюидных включений. Включения минералообразующих сред изучались в пластинках толщиной 0,25—0,35 мм. Основной объем информации получен в результате генетического анализа включений, который проводился на микроскопе фирмы «Leitz» при увеличениях в 200—1000 раз. Определение температур осуществлялось методом гомогенизации включений при нагревании в высокотемпературной термокамере той же фирмы. Включения минералообразующих сред исследованы в образцах следующих пород Ис-

ток-Ангарской норитовой интрузии: пироксенитах ранней фазы из ксенолитов (табл. 2, обр. 1), метаноритах главной фазы (обр. 2), гиперстеновых гранитах (обр. 4) и во вмещающих кристаллических сланцах (обр. 5).

В гиперстене и плагиоклазе *пироксенитов и метаноритов* (обр. 1, 2) обнаружено большое количество первичных расплавных, хорошо раскристаллизованных включений (рис. 3), что характерно только для интрузивных магматических пород. Среди кристаллических фаз около 30% составляет рудная, обычно ксеноморфная, фаза, около 40% — бурая, представленная, вероятно, пироксеном, и около 30% — лейкократовая фаза, которая, судя по присутствию характерных двойников, представлена плагиоклазом. Видимая флюидная фаза в них отсутствует. Расплавные включения расположены небольшими группами преимущественно в зонах роста минерала-хозяина. Размеры включений 5—20 мкм, форма их овальная или округ-

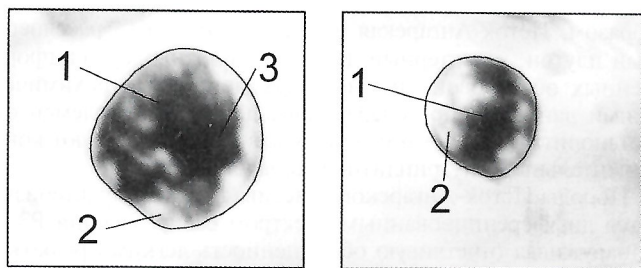


Рис. 3. Расплавные включения в метавебстеритах (пироксенитах), табл. 2, обр. 1:

1 — меланократовые раскристаллизованные фазы; 2 — лейкократовые раскристаллизованные фазы (в скрещенных николях среди них отчетливо выделяются сдвойникованные лейсты плагиоклаза); 3 — кристалл магнетита; диаметр левого включения 25 мкм

лая. Расплавные включения из пироксенитов ранней фазы исследованы методом гомогенизации. Появление видимой флюидной фазы в процессе нагревания при расплавлении части кристаллических фаз свидетельствует о сухости расплавов. Нагревание проводилось до температуры обособления флюидной фазы и начала видимого плавления кристаллических фаз, что имело место при 1180°C. Полного плавления всех кристаллических фаз не наблюдалось из-за потери видимости, поскольку нагревание осуществлялось не в инертной среде. Поэтому истинная температура гомогенизации несколько выше и составляет 1200—1250°C.

Первичные флюидные включения не многочисленны и имеют, по-видимому, метаморфогенную природу. Они представлены кристаллофлюидными водными включениями, состоящими из H_2O , карбонатов и рудного минерала в соотношении 20:40:40. Достаточно часто в подобных включениях отмечаются призматические кристаллики, по оптическим свойствам соответствующие апатиту. Кроме того, в гиперстене часто отмечаются твердофазовые включения микролитов рудного минерала, вероятно, ильменита с «прилипшими» к нему микрокристаллами апатита.

Кроме того, как в гиперстене, так и в плагиоклазе наблюдаются две генерации вторичных (постгенетических) флюидных, также метаморфогенных, включений. Наиболее ранние из них состоят из H_2O и карбонатов в соотношении 80—90:20—10 и имеют неправильную, но более или менее изометричную форму. Поздние представлены скоплениями субпараллельных включений игольчатой формы и состоят из воды и рудного минерала (рудная фаза — гематит). Подобные включения характерны для флюидопроводящих зон. Аналогичные включения присутствуют в единичных зернах кварца в норитах, но в них они являются первичными (сингенетическими) включениями, что свидетельствует о более позднем образовании кварца — вероятно, в процессе метаморфизма, наложенного на нориты. В целом количество флюидных включений в норитах мало. Вероятно, относительная «сухость» привела к слабой перекристаллизации норитов, и только при снижении степени метаморфизма произошло незначительное их окварцевание.

В гиперстене *гиперстеновых гранитов* наблюдаются редкие расплавные хорошо раскристаллизованные включения, часто декрепитированные в результате проявления наложенного высокотемпературного метаморфизма. Следовательно, они представляли собой до метаморфизма интрузивную породу. В плагиоклазе и редких мелких изометричных зернах кварца первой генерации первичные флюидные включения имеют водно-солевой состав и высокую концентрацию солей (35—38%), представленных карбонатами и хлоридами щелочей. Иной, водно-железистый состав первичных включений в зернах наиболее распростра-

ненного кварца второй генерации, имеющих неправильную форму. Никаких включений другого состава в этом кварце нет. В плагиоклазе включения подобного состава всегда вторичны. Следовательно, «гиперстеновый гранит» представляет собой существенно окварцеванную породу, вероятно, первично диоритового состава или состава лейкократовых норитов, состоящую до метаморфизма из гиперстена, плагиоклаза и небольшого количества кварца.

В плагиоклазе *кристаллических сланцев* основного состава, вмещающих метанориты, также содержатся первичные расплавные включения, но в отличие от расплавных включений в норитах они лишь частично раскристаллизованы, и одна из твердых фаз в них представлена силикатным стеклом (около 20%), а остальные несколькими кристалликами как темноцветных, так и лейкократовых минералов. В некоторых расплавных включениях присутствует видимая газовая фаза. Расплавные включения подобного типа характерны для вулканогенных пород [5], что позволяет рассматривать кристаллические сланцы как метавулканиды. Большая часть расплавных включений декрепитирована в процессе высокотемпературного метаморфизма вулканитов, преобразовавшего их в кристаллические сланцы.

Метаморфогенные включения во всех минералах кристаллических сланцев многочисленны и представлены двумя типами: экссоллюционными и флюидными. Первые закономерно, но относительно равномерно рассеяны в кристаллах диопсида, вторые представлены несколькими генерациями и наблюдаются в виде цепочек и шлейфов первичных включений. Экссоллюционные включения в диопсиде имеют водно-рудный состав и характеризуются неправильной формой. Их образование связывается с «внутренними изохимическими процессами, происходящими в самих кристаллах» при метаморфизме [8]. В плагиоклазе присутствуют многочисленные микрокристаллиты рудного идиоморфного минерала. Очевидно, из водно-рудного флюида, выделяющегося из темноцветных минералов, при их метаморфизме образовывались идиоморфные микрокристаллиты, которые захватывались перекристаллизовывающимся в процессе метаморфизма плагиоклазом.

Наиболее ранние первичные метаморфогенные флюидные включения присутствуют преимущественно в плагиоклазе. Они представлены водными включениями с умеренной концентрацией солей (26—27% в эквиваленте NaCl). Более поздние первичные включения состоят из воды и рудной фазы в количестве 5—10%. Еще более поздние метаморфогенные включения (первично-вторичные включения, по работе [5]) — высококонцентрированные водно-солевые. Солевые фазы в них представлены карбонатами (около 30%), хлоридами Na K (около 10%), рудным ксеноморфным не диагностированным минералом (1—5%). Самые поздние — вторичные включения — наблюдаются только в единичных зернах кварца. Они представлены включениями водно-рудного состава, имеющими неправильную или игольчатую форму. Подобного типа включения в плагиоклазе и пироксене всегда вторичны (постгенетичны). Таким образом, в процессе метаморфизма вулканитов первыми перекристаллизовывались темноцветные минералы, затем к ним присоединялся плагиоклаз и только когда эти минералы полностью перекристаллизовались на завершающем этапе метаморфизма произошло незначительное окварцевание породы.

Таким образом, результаты исследования включений однозначно указывают на первично интрузивную природу не только метаноритов главной фазы, но и ксенолитов пироксенитов, подтверждая тем самым отнесение последних к ранней фазе интрузивной деятельности.

Геохимические данные. Химический состав петрографических разновидностей интрузивных пород приведен в

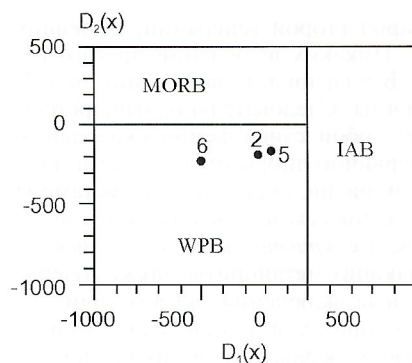


Рис. 4. Диаграмма, разделяющая базальты главнейших геодинамических обстановок по содержаниям петрогенных элементов [1], с точками метаноритов и вмещающих пород Исток-Ангарской интрузии:

поля: IAB — островодужных базальтов, WPB — внутриплитных базальтов, MORB — базальтов срединно-океанических хребтов; $D_1(x) = -14,031\text{SiO}_2 - 154,258\text{TiO}_2 + 85,57\text{Al}_2\text{O}_3 - 50,828\text{FeO}^* - 40,662\text{MgO} - 45,551\text{CaO} - 140,71\text{Na}_2\text{O} + 72,30\text{K}_2\text{O} + 1072,79$; $D_2(x) = -19,378\text{SiO}_2 - 89,529\text{TiO}_2 - 87,18\text{Al}_2\text{O}_3 - 106,394\text{FeO}^* - 38,32\text{MgO} + 40,97\text{CaO} + 151,742\text{Na}_2\text{O} - 428,337\text{K}_2\text{O} + 3303,84$; номера точек соответствуют номерам в табл. 2

табл. 2. Формально они соответствуют породам известково-щелочной серии, дифференцированной от ультраосновных вебстеритов до гранодиоритов. Однако такое представление противоречит геологическим наблюдениям (взаимоотношения мезо- и лейкократовых метаноритов указывают на внутреннюю расслоенность интрузии, т.е. на дифференциацию главной фазы норитов *in situ*) и данным по распределению РЗЭ (все петрографические разновидности Исток-Ангарской интрузии, сильно различающиеся по содержаниям петрогенных элементов, характеризуются примерно одинаковым содержанием РЗЭ, что не свойственно членам дифференцированных магматических серий). Лейкократовые метанориты отличаются от мезократовых (см. табл. 2) в первую очередь более высокими содержаниями SiO_2 , Al_2O_3 и Eu, что позволяет в совокупности с полевыми наблюдениями рассматривать лейкократовые метанориты как кумулюсную фазу, обогащенную плагиоклазом. Таким

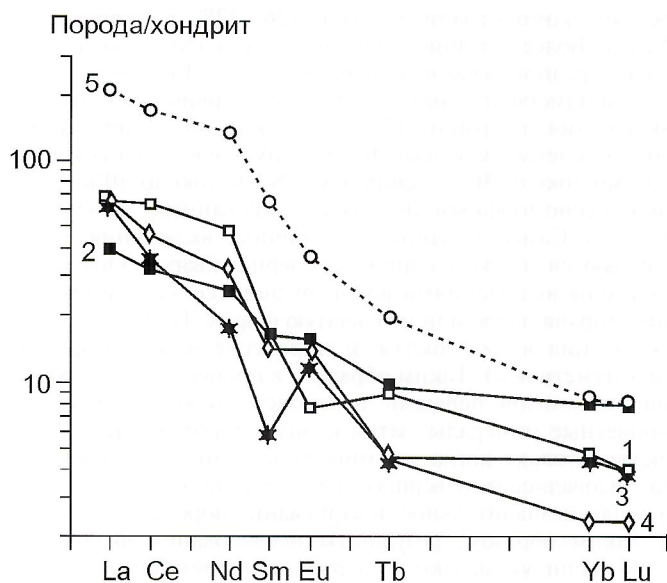


Рис. 5. Распределение нормализованных по хондриту редкоземельных элементов (РЗЭ) в породах Исток-Ангарской интрузии:

номера образцов соответствуют номерам в табл. 2

образом, Исток-Ангарская интрузия в целом — расслоенный плутон, характерный для внутриплитных субплатформенных обстановок, что подтверждается и петрохимическими данными: по содержаниям петрогенных элементов метанориты Исток-Ангарского массива соответствуют континентальным внутриплитным базальтам (рис. 4).

Породы Исток-Ангарского массива в целом характеризуются дифференцированным спектром распределения РЗЭ, обнаруживая отчетливую обогащенность легкими редкоземельными элементами (рис. 5). В метаноритах (см. табл. 2, обр. 2, 3) $[\text{La}/\text{Sm}]_n$ 2,32 и 17 (обр. 2 и 3 соответственно), $\text{Sm} < \text{Nd}$. По значениям $[\text{La}/\text{Sm}]_n$ и $\text{Sm} < \text{Nd}$ они соответствуют деплетированной мантии, обогащенной РЗЭ, либо выплавкам из деплетированной мантии, контаминированной коровым материалом, что также согласуется с образованием норитовой магмы в континентальных условиях.

Спектры распределения РЗЭ в гиперстеновых гранитоидах (обр. 15) и метаноритах практически совпадают (см. рис. 5) за исключением более низких содержаний Yb и Lu в первых, что, вероятно, указывает на родственность норитов и гиперстеновых гранитов. В них, как и в лейкократовых метаноритах, также отмечена достаточно высокая положительная Eu-аномалия. Согласно петрографическим и термобарогеохимическим данным, в гиперстеновых гранитах отмечается вторичное окварцевание. В связи с этим они могли сформироваться за счет интенсивного окварцевания первоначальных обособлений лейкократовых норитов.

Следует отметить, что амфибол-биотит-пироксеновые кристаллические сланцы (обр. 10), являющиеся вмещающими породами Исток-Ангарской интрузии и имеющие, согласно результатам термобарогеохимических исследований, первично вулканогенное происхождение, существенно отличаются по химическому составу от петрографически близких к ним метаноритов. В частности, они характеризуются наиболее высокими содержаниями РЗЭ (см. рис. 5). Спектр распределения РЗЭ указывает на более сильное по сравнению с метаноритами обогащение легкими РЗЭ и слабое фракционирование тяжелых РЗЭ: $[\text{La}/\text{Sm}]_n$ 5,13; сумма тяжелых РЗЭ 3,53; Ce/Yb 80. По содержаниям РЗЭ и петрогенных элементов вмещающие породы соответствуют внутриплитным базальтам.

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы.

1. На основании геологических (наличие ксенолитов вмещающих пород и ксенолитов пироксенитов ранней интрузивной фазы), термобарогеохимических (наличие хорошо раскристаллизованных расплавных включений с температурой гомогенизации 1200—1250°C, соответствующей температурам кристаллизации магматических расплавов основного состава) и геохимических (отличия петрографически сходных метаноритов и вмещающих кристаллических сланцев по содержаниям TiO_2 и РЗЭ) данных обосновано выделение рассматриваемых пород из стратифицированных метавулканогенно-осадочных образований шарыжалгайской серии в самостоятельную метаморфизованную интрузию.

2. Наличие в ксенолитах вмещающих пород мелких складок, изгибающих внутреннюю полосчатость и мигматизирующие прожилки, позволило установить, что Исток-Ангарский массив внедрялся в жесткую метаморфизованную и подвергнувшуюся складчатости раму в интервале между двумя этапами регионального метаморфизма шарыжалгайского комплекса. Древнейший метаморфизм, предшествовавший внедрению интрузии, датируется 2400—2500 млн.лет [10]. Более молодой второй метаморфизм, выразившийся в образовании наложенной сланцеватости по биотиту и наложенного окварцевания, накладывался на уже сформировавшийся интрузивный массив. По структурной последовательности, предложенной для

шарыжалгайского комплекса [11], он соответствовал этапу D₂, совпадающему с коллизионными процессами с приблизительно возрастом 1,97 млн. лет [10].

3. Исток-Ангарский массив — многофазная расслоенная внутриплитная континентальная интрузия, характеризующая постметаморфический магматизм периода раннепротерозойской консолидации территории.

4. Некоторые исследователи [6 и др.] сопоставляют протолит шарыжалгайского комплекса с корой океанского типа. Однако геохимические данные как по метайнтрузивным породам Исток-Ангарского массива, так и вмещающим его породам показывают, что шарыжалгайский комплекс следует относить к континентальным образованиям.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Великославинский С.Д. Распознавание геодинамических обстановок по петрохимическим характеристикам базальтов // ЗВМО. 1997. Ч. СХХVI. № 1. С. 109—124.
2. Волобуев М.И., Зыков С.И., Ступнина М.И. Геохронология докембрийских гранитоидов Восточного Саяна и Западного Прибайкалья // Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. М., 1980. С. 66—79.
3. Грабкин О.В., Мельников А.И. Структура фундамента Сибирской платформы в зоне краевого шва. — Новосибирск: Наука, 1980.
4. Елизарьев Ю.З. К стратиграфии шарыжалгайского комплекса юго-западного Прибайкалья // Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та. Сер. геол. 1959. Вып. 2. С. 21—34.
5. Ермаков Н.П. Геохимическая система включений в минералах. — М.: Недра, 1972.
6. Ескин А.С. Ранние стадии формирования континентальной коры Саяно-Байкальской горной области (геолого-петрологические данные на примере шарыжалгайского гнейсо-мигматитового гранулитового комплекса) // Метаморфические образования докембрия Восточной Сибири. Новосибирск, 1988. С. 20—31.
7. Мельников А.И. Основные этапы структурной эволюции шарыжалгайского комплекса в раннем докембрии // Структурные исследования в областях раннего докембрия. Л., 1989. С. 244—253.
8. Реддер Э. Флюидные включения в минералах. Т. 1—2. — М.: Мир, 1987.
9. Свистальский Н.И. Анортзитовые породы и пироксеновые кристаллические сланцы юго-западного Прибайкалья // Изв. геол. ком. 1915. Т. 34. С. 246.
10. Aftalion M., Bibikova E.V., Bowes D.E. et al. Timing of Early Proterozoic collisional and extensional events in the granulite-gneiss-charnokite-granite complex, lake Baikal, USSR: a U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd isotopy study // J. Geol. 1991. Vol. 99. № 6. P. 851—862.
11. Hopgood A.M., Bowes D.E. Contrasting structure features in the granulite-gneiss-charnokite-granite complex, Lake Baikal, USSR: evidence for diverse geotectonic regimes in Early Proterozoic times // Tectonophysics. 1990. Vol. 174. № 3—4. P. 279—299.

УДК 550.47+550.846+553.412

© А.Л.Ковалевский, 2002

Выбор объектов опробования растений при биогеохимических поисках серебра

А.Л.КОВАЛЕВСКИЙ (Геологический институт СО РАН)

Серебро — незаменимое полезное ископаемое. Оно необходимо электротехнике, электронике, военной, фото-, кино- и другим отраслям промышленности (65—80% потребления). В средние века стоимость серебра была выше золота, хотя его среднее содержание в изверженных горных породах больше, чем Au в 10—60 раз [1]. В последние десятилетия стоимость Ag ниже Au в 30—80 раз.

По нашим данным, Ag, подобно Hg, Cd, Zn, — универсальный индикатор разнообразной рудной минерализации. Особенно это относится к биогеохимическим данным. Весьма благоприятна для использования Ag в этом качестве высокая контрастность его концентраций в минерализованных породах и рудах в сравнении с низкими содержаниями в безрудных горных породах. Его рудные концентрации порядка 10—1000 г/т превышают кларк около 0,04 г/т в сотни, тысячи и десятки тысяч раз. Благоприятна для использования Ag в качестве индикатора рудной минерализации высокая чувствительность современных аналитических методов, позволяющая определять его фоновые содержания в большинстве проб горных пород, почв и золы растений. В этом отношении Ag сходен с Zn.

Основными источниками промышленного Ag в СССР и России служили и служат полиметаллические и другие руды. Однако в Мексике и США — крупнейших производителей Ag его основные источники — многочисленные собственные жильные месторождения. К сожалению, в большинстве производственных геологических организаций СССР и России поиски трудно выявляемых собственно серебрянорудных жильных месторождений не проводились и не проводятся. Поэтому в России не выявленные серебрянорудные месторождения, в отличие от золоторудных, сохранились в недрах. По нашей предварительной оценке, прогнозные ресурсы Ag во многих районах России, в частности в Забайкалье и на юге Сибири, превышают ресурсы Au в стоимостном выражении, хотя по развед-

анным запасам — наоборот. Собственно серебрянорудные месторождения России можно считать ее невестребованным ресурсом серебра. Особенно это касается регионального серебряносного пояса на юге Сибири, протянувшегося от Алтая на западе до Амурской области на востоке, и имеющего продолжение на запад — в Казахстан и Узбекистан.

Следует отметить, что за рубежом в связи с интенсивными специальными поисками Ag на флангах давно эксплуатирующихся и на многих мелких забалансовых месторождениях полиметаллов и меди выявлены многочисленные собственные серебрянорудные тела с концентрациями Ag 1—4 кг/т. Они существенно увеличили его разведанные запасы [1]. Зарубежный опыт последних 20 лет показывает, что значительный прирост запасов Ag получен в «старых» полиметаллических, меденосных и золоторудных районах. Богатые, но не разведанные, собственно серебрянорудные тела известны также на флангах коренных золоторудных месторождений в Бурятии, например, Зун-Холба, Ирокинды и Кедровка. Это свидетельствует о наличии в России проблемы поисков собственных жильных серебрянорудных тел (ЖСРТ) и жильных месторождений Ag в перспективных районах. Как показывают наши исследования, в решении проблемы поисков ЖСРТ значительную помощь могут оказать наши ноу-хау — безбарьерные биогеохимические поиски (ББП) и безбарьерная биогеохимическая разведка (ББР) Ag по высокоинформативным биологическим объектам растений, безбарьерным и практически безбарьерным по отношению к Ag.

В изучаемой нами с 1984 г. Гильберинской зоне глубинных разломов (ГЗГР) биогеохимией выявлены более 250 предполагаемых рудных биогеохимических аномалий (ПРБА) Ag с его концентрациями от 70 до 3000 мкг/г на фоне 0,7 мкг/г в золе древесины старых пней сосны обыкновенной (*Pinus silvestris*) — ДГПС. Концентрации Ag в них, достигающие 3000 мкг/г, уникальны. На земном

шаре концентраций Ag в биогеохимических пробах, превышавших 100 мкг/г, нам не известно. Проверка канавами 27 ПРБА Ag показала, что 25 (93%) из них были обусловлены локальными ЖСРТ мощностью 0,4—2 м с концентрациями Ag 20—6300 г/т. В 12 выявленных ЖСРТ с более 100 г/т концентрации Ag соответствовали промышленным серебряным рудам.

Объектами наших литобиогеохимических исследований в 1957—2000 гг., при которых в пробах определялись 45—54 химических элементов, включая Ag, были известные месторождения и рудопроявления урана, вольфрама, молибдена, полиметаллов, золота, серебра, меди, платиноидов, ртути, сурьмы, бериллия, лития, фтора, стронция, бария, железа и марганца [3—7, 16, 17]. Наиболее интересные результаты, касающиеся биогеохимии Ag, были получены в 1984—1990 гг., в сереброносной ГЗГР протяженностью около 20 км. Здесь, за пределами разведанного рудопроявления Ag Малый Мыкерт неожиданно были выявлены более 250 ПРБА Ag с его концентрациями, превышающими местный фон в 100—4300 раз. Это, а также обобщение имевшихся данных, позволило получить обильный фактический материал о количественных барьерных характеристиках (КБХ) 1146 биообъектов растений Сибири, который представляет собой основу настоящей статьи. Важными направлениями исследований были определение горизонта питания растений Ag и эталонирование высококонтрастного биогеохимического поля Ag в ГЗГР по его содержаниям в разведочных бороздовых пробах из полота канав.

Наиболее изученная, южная часть ГЗГР площадью около 10 км² сложена в основном раннепалеозойскими изверженными горными породами: различными гибридными сиенитами при меньшем распространении монцитов (габбро-сиенитов), гранитов и кристаллических сланцев. Изредка здесь встречаются более поздние (мезозойские?) дайки диоритов и микродиоритов и еще более редкие кварцевые жилы и кварцпрожилковые зоны (по-видимому, производные мезозойской эпохи активизации). С помощью геофизики, а также при проходке разведочных канав, были выявлены многочисленные зоны тектонических нарушений нескольких направлений. Преобладающим направлением сереброносных зон, приуроченных к зонам повышенной трещиноватости, брекчирования и катаклаза, оказалось север—северо-восточное, а не близширотное, как считали наши предшественники. Изученная территория практически лишена выходов коренных горных пород, что обусловило пропуск почти всех выявленных нами ПРБА Ag и соответствующих им ЖСРТ четырехкратными почвенно-геохимическими поисками ПГО «Бурятгеология» 1970—1985 гг. Главный фактор в успехе проведенных исследований и получении важных научных, методических, поисковых и технологических результатов — выявление и использование редких количественно-информативных биообъектов растений, безбарьерных по отношению к Ag. Основным биообъектом была ДГПС, выявленная, изученная и использованная впервые в массовом масштабе в ГЗГР. В 1984—2000 гг. здесь были отобраны около 25 000 биогеохимических и более 6000 литогеохимических проб. Около половины биогеохимических проб было представлено ДГПС.

Площадь детальных литобиогеохимических исследований расположена в ландшафтах южной тайги, представленных разновозрастными сосняками с редкой примесью лиственницы даурской (*Larix dahurica* Turcz.), кедра сибирского (*Cedrus sibirica* Rupr.) и березы плосколистной (*Betula platyphylla* Sukacz.). В долине единственного ручья Малый Мыкерт и в других долинах и ложбинах с временными водотоками появляются ель сибирская (*Picea obovata* Ledeb.), осина дрожащая (*Populus tremula* L.), ива козья (*Salix caprea* L.). Повсеместно распространены кустарники

и травы. Местами на северных склонах присутствует редкий моховой покров. Особенность большей части территории — сплошные рубки леса в 1930—1950 гг., на месте которых произрастают преобладающие здесь молодые сосняки. ДГПС этих рубок — основной объект биогеохимического опробования на Ag.

Для определения КБХ Ag различных видов и частей растений, необходимых для оценки их поисковой и экологической информативности и выявления количественно-информативных, безбарьерных биообъектов использовались два основных метода. 1. Сопоставление с помощью концентрационных кривых содержаний Ag в изучаемых биообъектах и специально определяемом горизонте питания растений [5—7, 16, 17]. Этот классический метод — весьма трудоемкий, т.к. в изучаемом районе этот горизонт расположен в элювии коренных горных пород и руд на глубине 1,5—2,5 м и более (рис. 1). На первом этапе выявления безбарьерных биообъектов использовался этот метод. 2. Сопоставление содержаний Ag в изучаемых и известных безбарьерных биообъектах, отбираемых на локальных точках наблюдения, диаметром 2—5 м, в т.ч. из тех же особей растений. Наиболее эффективным оказался отбор различных частей тех же особей растений, т.к. при этом полностью исключается несоответствие малообъемных литогеохимических проб объему корней изучаемых особей растений. Исследования проводились в два этапа: на первом были выявлены предполагаемые безбарьерные биообъекты; на втором, на большом статистическом материале определялись КБХ всех опробованных видов и частей растений и проверялась стабильность безбарьерности наиболее интересных биообъектов. Второй этап необходим для проверки возможной нестабильности КБХ изучаемых биообъектов растений, установленной ранее для Pb, Ag, Sr, Ba, Mo, Co, Hg [5, 6, 8, 17]. При выявлении нестабильности КБХ проводилось определение относительного числа биообъектов, относящихся к различным, обычно двум совокупностям. Наиболее сложно в этих исследованиях получить достаточные статистические совокупности в диапазоне максимальных концентраций Ag, т.к. они имеют место только над весьма редкими и маломощными (0,2—2 м) богатыми ЖСРТ с концентрациями Ag в корнеобитаемом элювии 1—6 кг/т. В изучаемой с 1984 г. ГЗГР для наиболее изученного безбарьерного биообъекта — ДГПС к 2000 г. было выявлено только 7 из 114 таких сопоставимых точек. Как видно на рис. 1, интенсивность поглощения Ag безбарьерной ДГПС закономерно уменьшается при переходе от фоновых, неминерализованных горных пород к первичным околорудным ореолам, бедным, рядовым и богатым рудам. Для ее определения использовались растительно-горно-породный (РГПК) и растительно-рудный (РРК) коэффициенты. Они равны отношению содержания Ag в золе безбарьерного биообъекта к содержанию на горизонте питания растений в горных породах с фоновыми содержаниями Ag при определениях РГПК и к концентрациям в рудах при определениях РРК. В ГЗГР горизонт питания растений Ag, так же как и на штоковом Жарчихинском молибденовом месторождении [6], оказался приуроченным к элювию горных пород и руд на глубине 1,5—2,5 м и более. Наибольшие РГПК Ag для ДГПС, равные 10—40, в среднем около 20, были установлены для горных пород с его минимальными содержаниями 0,02—0,08 г/т, в среднем около 0,04 г/т, близкими кларку гранитов. Наименьшие отношения Ag в системе растение—горизонт питания, равные 0,5—2, в среднем близкие к 1, были установлены для РРК над богатыми сереборудными телами с концентрациями Ag 1—3 кг/т (см. рис. 1). Опыт определения РРК Ag для ДГПС показал, что этот биообъект — безбарьерный по отношению к Ag во всем изученном диапазоне его рудных концентраций, достигавших 1—3 кг/т.

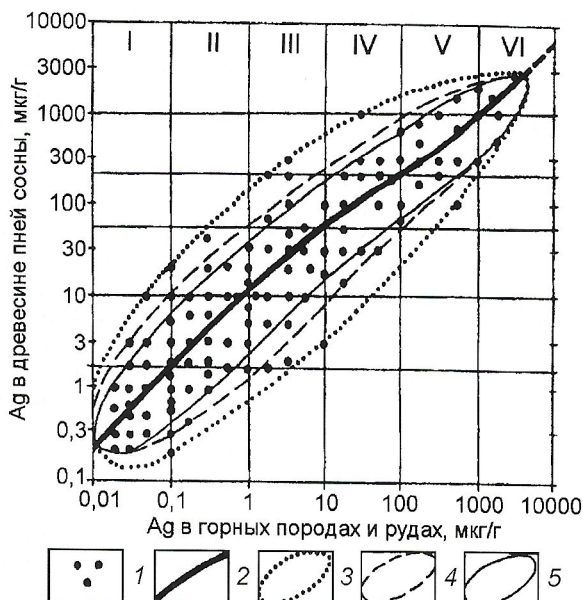


Рис. 1. Зависимость между содержаниями Ag в системе горные породы—руды—растения в Гильберинском сереброрудном поле:

содержания Ag в горных породах и рудах (в г/т): I — фоновые (средний фон 0,04), II — минимальные аномалии (0,1—1), III — околорудные аномалии (1—10), IV — бедные руды (10—100), V — рядовые руды (100—1000); VI — богатые руды (1000—10000); 1 — фактические точки; 2 — их усредняющая зависимость; контуры полей точек при разных вероятностях их охвата, %: 3 — 100, 4 — 90, 5 — 80

Важнейший результат настоящего исследования — значительное расширение знаний по биогеохимии Ag. Это относится в первую очередь к определению на большом статистическом материале КБХ и поисковой информативности Ag для 1146 биообъектов растений в высокоаномальных биогеохимических полях. Эти определения позволили выявить и детально изучить ряд надземных количественно-информативных, безбарьерных и практически безбарьерных биообъектов, апробировать их в районе с уникальными биогеохимическими ореолами и аномалиями Ag, превышающими фон в сотни и тысячи раз, уточ-

нить и исправить данные о КБХ некоторых изученных ранее биообъектов растений. Использование безбарьерных биообъектов позволило выявить в ГЗГР еще не оконтуренное уникальное биогеохимическое поле Ag, которое может рассматриваться как серебряная биогеохимическая провинция, а так же как испытательный и учебный полигон. С помощью безбарьерных биообъектов в ГЗГР выявлены 11 и оконтурены 6 штоковерковых сереброносных объектов размером 100—300×150—400 м с 51, 35, 21, 19, 12 и 9 ПРБА серебра и немногочисленные разрозненные ПРБА, расположенные за их пределами. Это изменило представления об изучаемой площади как неперспективной для дальнейших работ на Ag. Полученные научные, методические и поисковые результаты переданы Бурятскому геологическому комитету Министерства природных ресурсов Российской Федерации для проведения дальнейших поисковых и разведочных работ в ГЗГР и других подобных зонах глубинных разломов.

Важный результат исследований — установление стабильной безбарьерности основного объекта биогеохимического опробования на Ag — ДГПС. Специальными исследованиями установлено, что безбарьерная — удобная для опробования заболонная и ядровая древесина только верхних частей пней на расстоянии 0—30 см от торца. Это наблюдается для древесины пней всех изученных видов хвойных деревьев, но не характерно для менее изученной древесины пней лиственных деревьев. Впервые было установлено, что древесина живых сосен — барьерная по отношению к высоким концентрациям серебра в корнеобитаемой зоне (рис. 2). Ранее эта древесина была ошибочно отнесена к безбарьерным биообъектам и рекомендована нами [5, 17] и другими исследователями [15] для систематического опробования на Ag. При отсутствии на точках опробования старых пней у живых сосен мы рекомендуем опробовать на Ag опробованные шишки с лесного полога (ШС), высокоинформативные не только на Ag, но и на Na, Li, Rb, Cs, Au, Be, Ra, Zn, Cd, Hg, Pb, As, Sb, Bi, Cr, Mo, W, Fe, Ni, [5, 6, 17]. Превращение барьерной древесины живых сосен в безбарьерную ДГПС происходит в течение первых десятков лет за счет питания пней корнями, жизнедеятельными в течение 10—15 лет, а также не известного ранее «фитильного эффекта». Он заключается в капиллярном подъеме по пористой древесине Ag и других химических элементов вместе с влагой из корней к сухим торцам пней. Нами установлено, что максимальная интенсивность испарения этих вос-

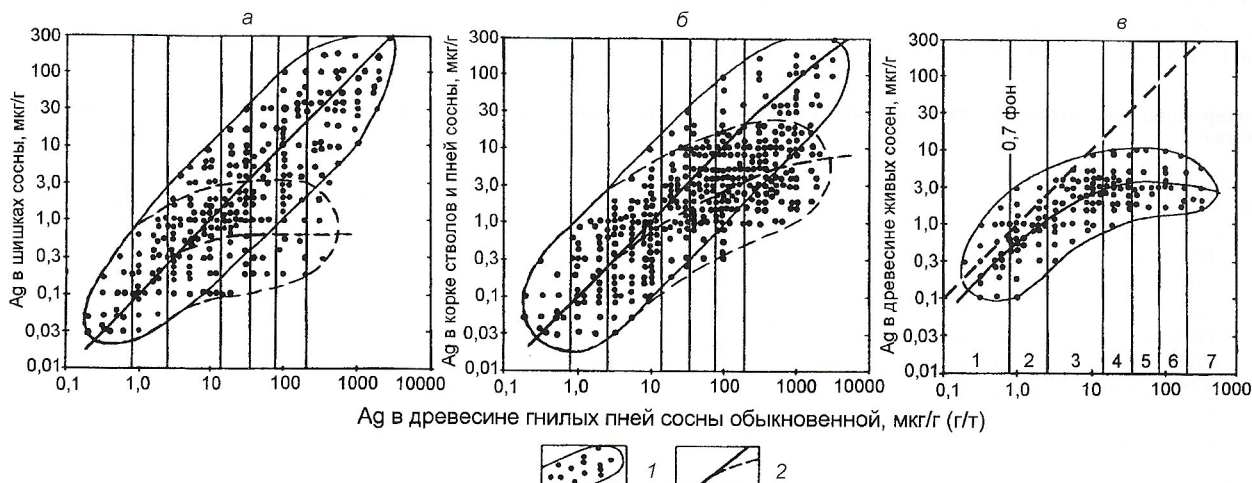


Рис. 2. Зависимости содержания Ag в системе древесина гнилых пней сосны (ДГПС)—различные биообъекты:

а — древесина старых пней сосны—шишки сосны (безбарьерный тип — сплошная линия, барьерный — пунктирная); б — ДГПС—корка стволов и пней сосны; в — древесина старых пней сосны—древесина живых сосен (сплошная линия), ДГПС—ДГПС (пунктирная линия); 1 — контур поля фактических точек; 2 — усредняющая концентрационная кривая; содержания Ag в древесине гнилых пней сосны: 1 — нижефоновые, 2 — вышефоновые; соответствующие минерализованным зонам, г/т: 3 — слабым (0,2—2), 4 — интенсивным (2—8); соответствующие рудам, г/т: 5 — бедным (8—20), 6 — рядовым (20—50), 7 — богатым (более 200)

ходящих растворов происходит на расстоянии 5–15 см от торца пней. В этом интервале наблюдается увеличение зольности древесины пней, а ниже — наиболее интенсивное гниение пней. Это хорошо объясняет наличие в верхних частях пней максимальных концентраций ряда рудных элементов, изучение которых было начато на бериллиевом месторождении в 1970-х годах [11]. Оказалось, что концентрация химических элементов со временем, связанная с испарением восходящих растворов из торцов пней, сопровождается образованием в старых пнях разнообразных биогенных минералов. Именно с их безбарьерным накоплением со временем за счет испарения воды из торцов пней мы объясняем превращение барьерной древесины живых сосен в безбарьерную ДГПС для ряда рудных элементов. В ДГПС в ГЗГР нами, в частности, был выявлен кераргирит, хлорид серебра AgCl [12]. Выявление и изучение уникальных особенностей безбарьерного накопления Ag ДГПС позволяет рекомендовать этот биообъект с относительно высокими и стабильными во времени содержаниями Ag и ряда других рудных элементов [7] в качестве эталонного при любых биогеохимических исследованиях и в качестве основного объекта опробования на Ag в районах старых рубок сосняков.

В отличие от ДГПС, внешние слои корки живых сосен, их пней и ШС имеют нестабильные барьерные характеристики (см. рис. 2). Для них намечается расщепление на две группы особей — с безбарьерными и барьерным накоплением Ag . При этом ШС небольшой части (7%) особей сосны имеет декафонобарьерное накопление Ag , а остальные (93%) особей — безбарьерное (см. рис. 2, а). Менее отчетливое расщепление концентрационной кривой намечается для корки живых сосен и их пней. Приблизительно у половины (50%) изученных особей сосны накопление Ag коркой сосен проходит по практически безбарьерному, гектафонобарьерному типу, а у половины — по безбарьерному (см. рис. 2, б). Древесина живых сосен имеет явное барьерное накопление Ag с предельными содержаниями, превышающими местный фон приблизительно в 10 раз. На этом основании она отнесена нами к группе биообъектов с малоинформативным гектафоновым накоплением Ag и не рекомендуется для опробования при его биогеохимических поисках. При минимальных, фоновых содержаниях, среднее отношение содержаний Ag в ДГПС и в древесине живых сосен составляет 1,5 (см. рис. 2, в). При максимальных изученных концентрациях в ДГПС, равных 300 мкг/г, среднее содержание серебра в древесине живых сосен 3 мкг/г — в 100 раз меньше, чем в ДГПС. Можно ожидать, что при максимальных для района работ концен-

трациях Ag в ДГПС, равных 3000 мкг/г эта разница будет составлять приблизительно 1000. Изученные пять биообъектов сосны образуют следующий ряд по их информативности: ДГПС>ШС>кора живых сосен=кора пней сосен>>древесина живых сосен. Поэтому в качестве основного объекта опробования при поисках Ag мы рекомендуем ДГПС, а при его отсутствии — ШС.

Настоящее группирование 1146 видов и частей растений по величинам КБХ и, соответственно, поисковым характеристикам на Ag (табл. 1) — основной результат работ. Оно значительно дополняет полученные ранее данные, когда было проведено группирование на Ag 84 [4] и 242 [7] биообъектов растений. Благодаря целенаправленному поиску высокоинформативных, безбарьерных и практически безбарьерных видов и частей растений, их число увеличилось с 11 в 1991 г. до 184 в 2000 г., в т.ч. надземных с 6 до 68. Было подтверждено безбарьерное или практическое безбарьерное накопление Ag корнями всех групп растений — древесных, кустарниковых и травянистых. При этом оказалось, что мелкие, всасывающие корни диаметром менее 3 мм имеют безбарьерное, а крупные — практически безбарьерное накопление Ag . Подтвердилась безбарьерность грибов, в т.ч. молодых, старых и засохших, по отношению к высоким концентрациям Ag в почвах. Подтвердилась также практическая безбарьерность мхов и лишайников. Последнее, однако, требует уточнения, т.к. наши данные были получены на небольшом статистическом материале при отсутствии точек наблюдения над наиболее богатыми ЖСРТ.

1. Безбарьерные, количественно-информативные биообъекты группы I:

1—53 — мелкие (менее 3 мм) корни 53 видов деревьев и кустарников: береза бородавчатая, б. плосколистная, б. пушистая, б. гибридная, б. даурская, б. карликовая, б. круглолистная, б. кустарная, б. мелколистная, б. Миддендорфа, б. низкая, ель сибирская, е. саянская, кедр сибирский, кедровый стланик, лиственница даурская, л. сибирская, ива козья, и. карликовая, и. кустарная, и. пятичлениковая, и. Радде, и. Старка, и. сучолоубивая, и. узколистная, и. Флодера, осина дрожащая, пихта сибирская, рябина сибирская, сосна обыкновенная, черемуха Максимовича, багульник болотный, голубика, жимолость голубая, ж. мелколистная, ж. обыкновенная, ж. татарская, ирга, карагана алтайская, к. золотистая, кизильник, курильский чай, малина сахалинская, ольха кустарная, рододендрон даурский, р. золотистый, смородина красная, с. мелкоцветковая, с. черная, таволга средняя, т. трехлопастная, шиповник иглистый, ш. даурский; 54—67 — древесина

1. Группирование биологических объектов Сибири по количественным барьерным характеристикам (КБХ) и поисковой информативности на серебро

Группа	Тип биообъекта	Характеристики биообъектов над сереборудными телами	Номера биообъектов	Надземные	Корни	Всего
I	Безбарьерный, количественно-информативный	$C_m \geq 30$ —3000 мкг/г и превышают C_f 0,03—0,7 мкг/г в 300 раз и более; РРК 0,1—3	1—117 118—251	<u>68</u> 7,1	<u>116</u> 62,7	<u>184</u> 16,1
II	Практически безбарьерный, приближенно-количественно-информативный	C_m 3—100 мкг/г и превышают C_f в 30—300, в среднем в 100 раз; РРК 0,01—0,3	118—251 252—286 287—407	<u>94</u> 9,8	<u>68</u> 36,8	<u>162</u> 14,1
III	Близфонобарьерный, качественно-информативный	C_m 0,3—10 мкг/г и превышают C_f в 3—30, в среднем в 10 раз; РРК 0,001—0,03	287—407 408—564 565—684	<u>278</u> 28,9	<u>1</u> 0,5	<u>279</u> 24,3
IV	Фонобарьерный, не информативный	$C_m < C_a$, РРК 0,0001—0,003	565—684 685—1146	<u>521</u> 54,2	<u>0</u> 0	<u>521</u> 45,5
	Всего		1—1146	<u>961</u> 100	<u>185</u> 100	<u>1146</u> 100

Примечание: C_m , C_f , C_a — максимальное, фоновое, минимально-аномальное содержание серебра в золе соответствующих биообъектов; РРК — растительно-рудный коэффициент, равный отношению содержания серебра в изучаемом биообъекте и в горизонте питания растений данного вида с «рудными» концентрациями серебра от 100 до 6000 г/г; числитель — число, знаменатель — %.

старых (более 10 лет) и гнилых (20—200 лет) пней семи видов хвойных деревьев: ель сибирская, кедр, кедровый стланик, лиственница даурская, л. сибирская, пихта, сосна; 68—81 — древесина корней семи видов № 54—60; 82—84 — опробковевшие шишки с лесного полога (93% особей), внешние слои корки пней и живых стволов сосны (около 50% особей); 85—117 — грибы молодые, старые и засохшие: боровики, волнушки, грузди, маслята, моховики, обабки, подосиновики, рыжики, шампиньоны, поганки белые, поганки желтые.

2. Практически безбарьерные биообъекты, промежуточные между группами I и II:

118—175 — мелкие (менее 3 мм) корни 58 видов травянистых растений: аконит бородачатый, а. Чекановского, астра альпийская, астрагал донниковый, а. перепончатый, а. приподнимающийся, бескильница тонкоцветная, борщевик, брусника, василистник байкальский, вейник наземный, вика приятная, в. однопарная, горошек заборный, г. мышинный, волосенец сибирский, ежа сборная, зопник клубненосный, кипрей узколистный, клевер белый, к. красный, к. луговой, княжик сибирский, ковыль сибирский, костер иркутский, к. сибирский, кровохлебка аптечная, лапчатка пижмолистная, ластовень сибирский, липучка обыкновенная, люцерна, марьян корень, морковник, овсяница луговая, осока дернистая, о. лесная, о. стоповидная, пижма обыкновенная, полевица монгольская, полынь венечная, п. Гмелина, п. обыкновенная, п. холодная, поповник обыкновенный, прострел, райграс высокий, рябинолистник рябинолистный, серпуха васильковая, скерда тонколистная, смолевка злаковидная, с. обыкновенная, стеллера карликовая, схизонепета многонадрезная, тонконог тонкий, тысячелистник азиатский, хвощ лесной, чемерица острокольная, черника; 176—228 — средние (диаметром 3—10 мм) корни деревьев и кустарников № 1—53; 229—242 — крупные (более 10 мм) корни 14 видов деревьев: ель сибирская, кедр, кедровый стланик, лиственница даурская, л. сибирская, пихта, сосна, береза бородавчатая, б. плосколистная, б. пушистая, осина, ива козья, рябина, черемуха; 243—248 — внешние слои корки пней и живых стволов лиственницы даурской, л. сибирской, кедрового стланика; 249—250 — средние слои корки пней и живых стволов сосны; 251 — опробковевшие шишки с лесного полога ели сибирской.

3. Практически безбарьерные (гектафонобарьерные) биообъекты группы II:

252—257 — корни крупные (более 3 мм) жимолости голубой, рододендрона даурского, таволги средней, кипрея, полыни Гмелина, п. обыкновенной; 258—261 — мох (кукушкин лен), моховой, мохово-брусничный и мохово-лишайниковый покровы; 262 — лишайник (олений мох — ягель); 263—268 — корка в верхней части стволов (1,5—3 м от поверхности почвы) и «белая корка» (береста без черных пятен) березы бородавчатой, б. плосколистной, б. пушистой; 269—270 — опробковевшие шишки с лесного полога лиственницы даурской, л. сибирской; 271—281 — сухие ветви в нижней части стволов 11 видов деревьев: береза бородавчатая, б. плосколистная, б. пушистая, ель сибирская, кедр, лиственница даурская, л. сибирская, осина, пихта, рябина, сосна; 282—284 — 3- и 4-5-летняя хвоя в верхней части крон и хвоя в нижней части крон сосны; 285—286 — гриб трутовик на пнях деревьев, чага на березе.

4. Биообъекты, промежуточные между группами II—III:

287—296 — древесина в нижней части на высоте 0,2—1 м молодых (диаметр 2—8 см) стволов и стеблей 10 видов деревьев и кустарников: береза бородавчатая, б. плосколистная, б. пушистая, лиственница даурская, л. сибирская, ольха, осина, сосна, рододендрон даурский, таволга средняя; 297 — внутренние слои корки стволов сосны; 298—300 — средние слои корки стволов лиственницы даурской, л. сибирской, кедрового стланика; 301—306 —

корка пней и живых стволов березы бородавчатой, б. плосколистной, б. пушистой; 307—308 — опробковевшие шишки с лесного полога кедра и кедрового стланика; 309—330 — средние (диаметр 3—10 мм) и толстые (10—30 мм) ветви 11 видов деревьев 271—281; 331 — молодая поросль сосны; 332—337 — древесина, нижние и средние части стеблей рододендрона даурского, бобового кустарного; 338—341 — сухие семянки рододендрона даурского, ольхи, засохшие стручки астрагала перепончатого, вики однопарной; 342—399 — ветошь (прошлогодные остатки) 58 видов № 118—175; 400—406 — зеленые надземные части семи видов трав: ковыль сибирский, мак желтый, мятлик луговой, осока лесная, костер ржаной, чина приземистая, ячмень короткоостый; 407 — брусника с корнями.

5. Декафонобарьерные, близфонобарьерные качественные-информативные биообъекты группы III:

408—410 — древесина стволов ивы козьей, ольхи, осины; 411—424 — ядровая древесина стволов 14 видов деревьев № 229—242; 425—444 — древесина средних и верхних частей молодых стволов 10 видов № 287—296; 445—454 — внешние слои корки пней и живых стволов ели сибирской, кедра, пихты, ивы козьей, осины; 455—466 — средние и внутренние слои корки пней и живых стволов лиственницы даурской, л. сибирской, кедрового стланика; 467—470 — корка с лубом лиственницы даурской, л. сибирской, сосны, кедрового стланика; 471—476 — «черная корка» («бородавки» и другие черные пятна корки бересты), внешние слои луба березы бородавчатой, б. плосколистной, б. пушистой; 477—509 — ветви в нижних частях крон, средние (3—10 мм) и толстые (10—30 мм) ветви 11 видов деревьев № 271—281; 510—511 — средние и толстые ветви кедрового стланика; 512—541 — нижние и средние части стеблей 15 видов кустарников: багульник болотный, голубика, береза карликовая, б. кустарная, б. Миддендорфа, голубика, ива карликовая, и. кустарная, карагана алтайская, к. золотистая, курильский чай, смородина красная, с. мелкоцветковая, с. черная, шиповник иглистый; 542 — сухие семянки таволги средней; 543—545 — лесная подстилка лиственничных (лиственница даурская и л. сибирская) и сосновых лесов; 546—556 — ветошь 11 видов трав: астра, донник, ежа, заячья капуста, зверобой, княжик сибирский, мелколепестник, осинки, очиток пурпурный, регнерия, скерда; 557—564 — колосья и нижние узлы стеблей вейника наземного, пшеницы яровой, ржи посевной, ячменя.

6. Биообъекты, промежуточные между группами III—IV:

565—578 — заболонная древесина 14 видов деревьев № 229—242; 579—585 — зеленые шишки ели сибирской, кедра, кедрового стланика, лиственницы даурской, л. сибирской, пихты сибирской, сосны обыкновенной; 586 — корни бадана; 587—588 — опад лиственничных (лиственница даурская и л. сибирская) лесов; 589—593 — ветви, побеги, хвоя, ветви и побеги с хвоей можжевельника обыкновенного; 594—596 — цветы ивы козьей, рододендрона даурского, таволги средней; 597—599 — весенний сок березы бородавчатой, б. плосколистной, б. пушистой; 600—614 — ветошь 15 видов трав: белена, вика красивая, в. приятная, ирис желтый, клевер красный, к. луговой, ластовень, лебеда, люцерна, осока дернистая, полынь замещающая, прострел, рожь, серпуха, соснорея иволистная; 615—672 — зеленые надземные части 58 видов трав № 118—175 и 342—399; 673—684 — зеленые надземные части 12 видов трав: вероника сибирская, гвоздика, колокольчик, мокрица, одуванчик лекарственный, осинки, парус, подмаренник настоящий, пшеница, пырей, хамеродос, чабрец.

7. Фонобарьерные, неинформативные биообъекты группы IV:

685—691 — кора стеблей жимолости голубой, ж. обыкновенной, ольхи кустарной, рододендрона даурского, рябины, таволги средней, черемухи; 692—719 — корка с лу-

бом и луб стволов 14 видов деревьев № 229—242; 720—725 — внутренние слои луба березы бородавчатой, б. плосколистной, б. пушистой, ивы козьей, и. узколистной, осины; 726—734 — молодая поросль березы бородавчатой, б. плосколистной, б. пушистой, ивы козьей, и. обыкновенной, лиственницы даурской, л. сибирской, осины, пихты; 735—999 — листья (хвоя), побеги, тонкие (менее 3 мм) ветви, побеги с листьями, ветви с листьями 53 видов деревьев и кустарников № 1—53; 1000—1044 — листья (хвоя), побеги, тонкие (менее 3 мм) ветви, побеги с листьями, ветви с листьями девяти видов кустарников: береза растопыренная, бузина сибирская, жимолость алтайская, ж. мелкоцветковая, ж. мелколистная, ива колымская, и. прутьевидная, малина обыкновенная, рододендрон белоцветковый; 1045—1128 — зеленые надземные части 84 видов трав, в т.ч. 58 видов № 118—175, 11 видов № 546—556 и 15 видов № 600—614; 1129—1140 — зеленые надземные части 12 видов трав: агримония, анемона, антея, бадан, бурлеурум, володушка, герань сибирская, ирис, какалия, картофель, купена душистая, ячмень; 1141—1144 — метелки вейника наземного, костера иркутского, к. сибирского, ячменя; 1145—1146 — зеленые стручки и пух кипрея.

Наиболее информативными биообъектами надземных частей травянистых растений оказались ветошь (прошлогодные остатки) большинства изученных видов (биообъекты № 342—399 и 546—556), а также засохшие стручки изученных бобовых (№ 340—341). Это следует иметь в виду при вынужденном опробовании на Ag травянистых растений. Согласно нашему опыту, у травянистых растений, особенно в степных районах с незначительной биомассой надземных частей следует опробовать мелкие корни из легкодоступного верхнего горизонта почв 0—20 см [18]. В них концентрации Ag превышали часто неопределимые содержания в почвах в десятки и сотни раз. Следует отметить повышенную информативность на Ag нижних узлов стеблей изученных злаков в сравнении с их другими надземными частями. Это характерно и для других рудных элементов [7].

На большом фактическом материале подтвердилась неинформативность по отношению к Ag зеленых надземных частей растений. Это относится ко всем изученным видам травянистых растений, а также листьям и хвое кустарниковых и древесных растений, и полностью противоречит рекомендациями 1950—1960 гг. [13, 14, 19] использовать зеленые части растений при биогеохимических поисках в качестве основных объектов опробования. Минимальная информативность и даже неинформативность зеленых надземных частей травянистых растений и листьев деревьев и кустарников была впервые установлена нами на большом фактическом материале для Be и его спутников: F, Pb и Ag [11]. Основание для отказа от систематического опробования зеленых, растущих, частей растений при поисках рудных месторождений — типичное наличие у них антиконцентрационных физиолого-биохимических барьеров против высоких концентраций большинства рудных элементов в корнеобитаемой зоне почв и рыхлых покровов. Вторая причина — значительная изменчивость во времени содержаний многих химических элементов в зеленых частях растений. Эта изменчивость в течение периода вегетации для многих элементов достигает математического порядка [5, 16, 17], а для Au — двух математических порядков [6]. К настоящему времени выявлено довольно большое количество надземных биообъектов растений, сочетающих безбарьерность к большому числу рудных элементов со стабильными содержаниями во времени. К ним относятся в первую очередь внешние, субернизированные (опробковевшие) слои корки стволов деревьев [5, 16, 17]. Это объясняется их физиологической пассивностью и нахождением многих рудных элементов в виде твердых минеральных частиц — биолитов и микробиолитов. Последние образуются при испарении растворов

(растительных соков), мигрирующих из заболонной древесины и луба стволов деревьев к поверхности коры. Эта миграция обусловлена значительным градиентом влаги — минимума на внешней поверхности коры (2—5%) и максимума в лубе (75—85%), состоящем в основном из живых клеток. Впервые это было установлено для нескольких рудных элементов на бериллиевом месторождении [11]. В настоящее время выделение химических элементов в виде биолитов можно считать типичным механизмом безбарьерного накопления избыточных количеств рудных элементов в корке стволов деревьев и в верхних частях старых пней на соответствующих месторождениях [6, 9, 10, 12], где их концентрации в почвах многократно избыточные. Этот механизм заключается в переводе избытка химических элементов из физиологически активных ионных и органических форм в молодых тканях (луб, листья, цветы, мякоть плодов и т.п.) в неактивные минеральные формы (биолиты) в старых опробковевших биообъектах растений. Вследствие этого отрицательное физиологическое действие избытка токсичных химических элементов во внешней среде растений может отсутствовать и обычно не наблюдается. Это относится и к Ag, для которого в золе ДГПС установлен кераргирит — хлорид Ag и «сплавы» Ag+Au, а в неозолотенном веществе возможно наличие сульфидов и самородного Ag [12]. Следует отметить, что микробиолиты, трудноопределяемые минералогическими методами, легко выявляются и изучаются с помощью сцинтилляционного эмиссионного спектрального анализа — СЭСА [5, 6, 12, 17].

Древесина старых пней сосны и лиственницы имеет приблизительно в 10 раз, на целый математический порядок больше относительные содержания Ag, чем опробковевшие шишки сосны и корка стволов всех изученных хвойных деревьев. Это требует введения соответствующих поправок — относительных содержаний в биологических объектах (табл. 2). Опробование древесины старых пней открывает возможность использования при поисках Ag современных полевых флюоресцентных рентгено-спектральных анализаторов с пределом обнаружения Ag 20—40 мкг/г для экспрессного выявления и оконтуривания в полевых условиях ПРБА Ag.

Сопоставление безбарьерных биогеохимических аномалий в ДГПС с почвенными показало, что последние значительно менее контрастные и не могут интерпретироваться количественно. При этом под ПРБА Ag с его концентрациями, превышающими местный фон в 100—4300 раз, статистически достоверные аномалии Ag в почвах могут отсутствовать при наличии в элювии и коренных горных породах локальных первичных ореолов и даже ЖСРТ мощностью 0,5—12 м (рис. 3). Таким образом, было установлено, что в изучаемых условиях почвы малоинформативны, а иногда и неинформативны в отношении изучаемой жильной сереброрудной минерализации. Расчеты показывают, что относительное количество потерянной поисковой информации о ЖСРТ при использовании почв в сравнении с безбарьерной биогеохимией достигает 95—99%.

Из сказанного можно сделать следующие выводы.

1. Проведено группирование 1146 видов и частей растений по КБХ Ag, которые представляют собой показатели их поисковой информативности о высоких, в т.ч. рудных концентрациях Ag в корнеобитаемой зоне. Это значительно увеличило объем знаний по данному важнейшему вопросу биогеохимии Ag (ранее были изучены только 242 биообъекта) и выдвинуло Ag в качестве наиболее изученного химического элемента в этом отношении.

2. Количественно-информативные, безбарьерные по отношению к Ag — корни древесных, кустарниковых и травянистых растений и небольшое количество специфических надземных биообъектов. К ним относятся древесина гнилых пней хвойных деревьев и опробковевшие шиш-

2. Относительное содержание (ОСБО) серебра в безбарьерных биообъектах растений Сибири

Номер	Безбарьерные биообъекты	Ag, мкг/г		ОСБО Ag
		Фон	Максимум	
1	Древесина старых, в основном гнилых пней сосны обыкновенной (ДГПС)	0,70	3000	1
2	Древесина гнилых пней лиственницы даурской	0,70	1000	1
3	Опробковевшие шишки сосны с лесного полога (ШС)	0,063	300	0,09
4—9	Корка стволов и пней сосны, кедрового стланика, пихты сибирской	0,063	100—300	0,09
10—13	Корка стволов и пней лиственницы даурской и сибирской	0,050	200	0,08
14—15	Корка стволов и пней кедра сибирского	0,075	100	0,12

ки сосны с лесного полога, рекомендуемые для первоочередного опробования при поисковом и экологическом картировании на Ag. Безбарьерны также грибы. Практически безбарьерные — внешние опробковевшие слои корки стволов деревьев, рекомендуемые для использования при биогеохимических поисках Ag при отсутствии на пунктах опробования безбарьерных биообъектов. В степных ландшафтах при биогеохимических поисках Ag рекомендуется опробовать корни.

3. Выявлен и детально изучен уникальный безбарьерный биообъект — ДГПС со средним фоновым содержанием Ag в золе 0,7 и 70—3000 мкг/г на предполагаемых рудных биогеохимических аномалиях. Выявлены две пробы этого биообъекта с уникальными концентрациями Ag 3000 мкг/г. В их золе выявлен биогенный минерал Ag — кераргирит или хлораргирит — AgCl и «сплавы» Ag с Au. В неозоленных пробах ожидается наличие сульфидов и самородного Ag.

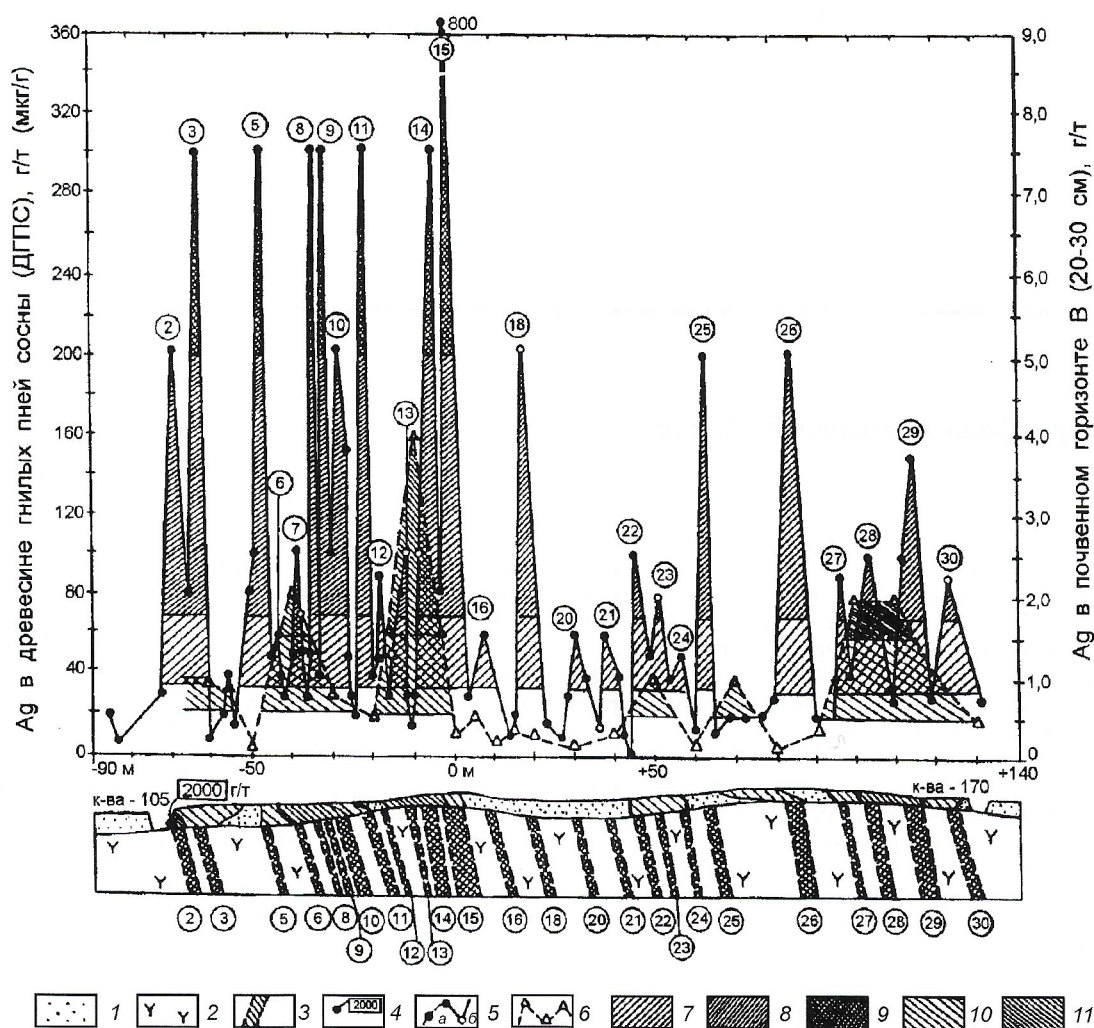


Рис. 3. Распределение серебра по профилю 43 участка «Восточный»:

1 — рыхлый покров; 2 — кварцевые сиениты; 3 — предполагаемые жильные сереборудные тела (ЖСРТ), соответствующие предполагаемым рудным биогеохимическим аномалиям (ПРБА) Ag (цифры в кружках — номера ПРБА и ЖСРТ); 4 — содержание серебра в элювио-делювии канавы 105, 2000 г/т; 5 — Ag в золе растений (а — в ДГПС, б — в ШС, приведенные к древесине умножением фактических данных на 10); 6 — Ag в почвенном горизонте В на глубине 20—30 см; биогеохимические аномалии, мкг/г (цифры в кружках — их номера): 7 — предположительно околорудные (35—70), 8 — рудные (70—200), 9 — богаторудные (200—800); почвенно-геохимические аномалии Ag, г/т (цифры в кружках — их номера): 10 — минимальные (0,5—1,5), 11 — среднеинтенсивные (1,5—4)

4. Древесина старых пней сосны и лиственницы, а также грибы и корни — биообъекты-концентраторы Ag с относительно высокими содержаниями его приблизительно в 10 раз большими, чем в других наземных безбарьерных биообъектах (ШС и корке стволов большинства деревьев). Поэтому они отнесены к весьма редким биообъектам, пригодным для экспрессных полевых определений Ag в золе современными переносными флуоресцентными рентгено-спектральными анализаторами, имеющими предел обнаружения Ag 20—40 мкг/г.

5. Выявление пригодных для систематического опробования высокоинформативных наземных биообъектов, безбарьерных по отношению к Ag, позволило разработать технологии ББП и ББР — наши ноу-хау. Их использование с опробованием ДГПС в качестве основного биообъекта обеспечило выявление пропущенного четырехкратными детальными геолого-геофизическими и почвенно-геохимическими поисками высокоаномального биогеохимического поля с 250 локальными ПРБА Ag и тысячами статистически достоверных биогеохимических аномалий, превышающими фон в 10—100 раз.

6. Установлено, что ПРБА Ag шириной 1—8 м с вероятностью около 90% соответствуют ЖСРТ мощностью 0,2—2 м, а разработанные нами технологии ББП и ББР Ag значительно эффективнее почвенно-геохимических методов.

Работа выполнена при финансовой поддержке ФЦП «Интеграция» (грант К0818) и Российского фонда фундаментальных исследований (грант 00-05-64698).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антонов А.Е. Зарубежные месторождения серебра. — М.: Недра, 1992.
2. Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555—572.
3. Ковалевский А.Л. Биогеохимические методы поисков золоторудных месторождений. — М.: ОЦНТИ ВИЭМС, 1974.
4. Ковалевский А.Л. Биогеохимические методы поисков месторождений цветных металлов. — М.: ОЦНТИ ВИЭМС, 1976.
5. Ковалевский А.Л. Биогеохимические поиски рудных месторождений. Изд. 2-е, перераб. и доп. — М.: Недра, 1984.
6. Ковалевский А.Л. Биогеохимия растений. — Новосибирск: Наука, 1991.
7. Ковалевский А.Л. Естественные радиоактивные элементы в растениях Сибири. — Улан-Удэ: Бурятское кн. изд-во, 1966.
8. Ковалевский А.Л. К выбору объектов опробования при ртутно-биогеохимических поисках месторождений полезных ископаемых // Геохимия. 1989. № 9. С. 1320—1329.
9. Ковалевский А.Л. Перспективы выявления новых биогенных минералов // Матер. к Междунар. семинару «Структура и эволюция минерального мира». Сыктывкар, 1997. С. 102—103.
10. Ковалевский А.Л. Химические и минеральные формы металлов в растениях // Тез. докл. 2-й Рос. школы «Геохим. экология и биогеохимическое районирование биосферы». М., 1999. С. 139—140.
11. Ковалевский А.Л., Ковалевская О.М. Биогеохимические поиски бериллиевых месторождений. — Новосибирск: Наука, 1979.
12. Ковалевский А.Л., Огурцов А.М., Прокопчук С.И., Суранова Н.А. О минеральных формах серебра в растениях // Докл. РАН. 1992. Т. 327. № 2. С. 253—255.
13. Малюга Д.П. Биогеохимический метод поисков рудных месторождений. — М.: Изд-во АН СССР, 1963.
14. Ткалич С.М. Фитогеохимический метод поисков месторождений полезных ископаемых. — Л.: Недра, 1970.
15. Dunn C.E. A field guide to biogeochemical prospecting. Biogeochemical prospecting for metals // Biol. Systems in Mineral Exploration and Processing New York — London — Toronto — Sydney — Tokyo — Singapore: Ellis Horwood, 1995. P. 345—425.
16. Kovalevskii A.L. Biogeochemical Exploration for Mineral Deposits. New Delhi: Oxonian Press, 1979.
17. Kovalevskii A.L. Biogeochemical Exploration for Mineral Deposits. 2nd Ed. Utrecht. The Netherlands: VNU Science Press, 1987.
18. Kovalevskii A.L., Plyusnin A.M. Hydrobiogeochemical methods for exploration and ecological investigations // 18th Intern. Geochem. Explor. Symp. Abstracts. Jerusalem, Israel. 1997. P. 19.
19. Maluga D.P. Biogeochemical Methods of Prospecting. New York: Consultants Bureau, 1964.

УДК 553.641-643

© А.С.Соколов, 2002

Геохимия фосфора в геосферах Земли

А.С.СОКОЛОВ (НИИ горнохимического сырья)

Фосфор — один из важнейших элементов литобиохимических и всех жизненных процессов. Он содержится в любой живой клетке, представляет собой основу энергетической деятельности растений, на питание которых в виде фосфорсодержащих минеральных удобрений направляется до 95% добываемого фосфора, а мировая продукция фосфатов, исторически неуклонно возрастающая, в настоящее время находится на уровне 140—150 млн.т в год.

Сказанное обуславливает большой научный и практический интерес к фосфору, особенно к носителям его высоких концентраций — фосфоритам, залегающим на глубинах, доступных для непосредственного изучения и добычи в приповерхностной части самой верхней оболочки земной коры — стратисфере. Однако, как показали исследования А.Полдверварта [23, 42], А.Б.Роновой и А.Г.Корзиной [26], А.Л.Яншина, М.А.Жаркова [39], масса рассеянного в осадочных породах фосфора — основная, на много порядков превышает все запасы фосфоритов.

Ниже земной коры расположена мощнейшая геосфера — мантия. А.П.Виноградов [6] показал, что первично исходный материал, геолого-исторически формировавший земную кору, ее слои (оболочки), выделялся из мантии. Эти глубинные выделения проявлялись всегда, проявляются и сейчас, активно участвуя в осадочном породо- и рудообразовании, что широко освящено и подчеркнуто многими нашими ведущими учеными [11, 30, 33, 38]. Бо-

льшинство из них, а также некоторые исследователи фосфоритов считают, что глубинные выделения фосфора — важный источник формирования древних фосфоритов [1, 3, 35, 37].

Все сказанное определяет настоятельную необходимость раскрытия закономерностей геохимии фосфора как в земной коре, так и в глубинных геосферах Земли, чему и посвящена настоящая статья. Для решения поставленной задачи необходимо, прежде всего, осветить современное представление о строении Земли, в котором выделены три основных геосферы: земная кора, мантия и ядро.

Земная кора, по широко признанным представлениям, имеет трехчленное строение с выделением в ней трех оболочек (слоев) — осадочной (стратисфера), «гранитной» и «базальтовой». Стратисфера — самая верхняя прерывистая оболочка, образованная в основном осадочными породами. Ее характеристика дана во многих источниках и особенно развернута в работах [24, 25], а закономерности геохимии фосфора в ней освещены в статье [31].

«Гранитная» оболочка в основном образована метаморфическими породами гнейсового облика, по составу близкими гранитам, в связи с чем ее часто называют «гранитно-гнейсовой» [20]. Данная оболочка снизу ограничена границей Конрада со скачкообразным изменением скоростей сейсмических волн. Однако, как отмечает Р.М.Демещенко [10], граница прослеживается плохо и неопреде-

ленно. Это подтвердила и Кольская сверхглубокая скважина, которая пересекала границу Конрада, установленную по геофизическим данным, но «базальтового» слоя не обнаружила. Состав пород оказался примерно таким же, а изменение скоростей волн связано, как выяснилось, не со сменой состава пород, а с их «водородным разуплотнением», обусловленным выделением на больших глубинах, в процессе метаморфизма, свободного флюида из минеральных гидратов (хлориды, слюда и т.д.) [16, 36].

Состав «базальтового» слоя менее ясен: в него входят гранулитовые комплексы, габброиды, амфиболиты и др. Главная — гранулитовая толща, поэтому этот слой часто называют «гранулит-базитовым». В отличие от стратисферы, дифференцированных данных о фосфоритах и рассеянном фосфоре для «гранитной» и «базальтовой» оболочек нет. «Гранулит-базитовая» оболочка, как и вся земная кора, снизу четко ограничена поверхностью Мохоровичича (Мохо), ниже которой расположена мантия.

Отмеченное трехслойное строение земной коры — это лишь обобщенная схема. В действительности ее строение гораздо более сложное, что обстоятельно показано, например, в работе [12].

По латерали в зависимости от типа коры строение оболочек существенно изменяется, и в связи с этим выделяются три блока: континентальный, близкий к нему субконтинентальный и океанический. Главная особенность последнего — отсутствие «гранитного» слоя и сравнительно слабое развитие осадочного. Верхняя мантия в основном образована ультраосновными и основными породами (пироповые и шпинелевые перидотиты), глубже переходящими в эклогиты. Перидотиты и эклогиты — тугоплавкие остатки от выплавления базальтов, выделяющихся в самые верхи мантии и в кору.

Верхняя часть мантии — литифицированный субстрат — вместе с земной корой образуют твердую оболочку Земли, называемую литосферой. Ее мощность под океанами 5—100 км, под континентами 25—200 км и более. Она ограничена слоем Голицына, ниже которого расположена нижняя мантия — астеносфера (вязкая, пластичная); последняя поверхностью Рихтера—Гутенберга отделена от самой глубокой геосферы — ядра.

Перейдем к оценке концентраций и масс фосфора в геосферах и оболочках земной коры. Одна из первых моделей среднего состава земной коры, в т.ч. содержания фосфора [27], была создана с использованием разработанного А.Б.Роновым объемного метода. Дальнейшее развитие эта проблема получила в работе [28] и особенно [24].

Используя данные этих и других работ, оценка концентраций и масс фосфора в слоях земной коры, а также в мантии и ядре, была дана в работе [39]. После выхода этой книги появилась новая информация и по фосфоритам [8, 41], и по рассеянному фосфору [29]. Наиболее достоверная оценка масс и химического состава земной коры и ее слоев, отражающая современный уровень знаний в этой области, дана в работе [29]. С незначительными коррективами (исключение гранитно-метаморфической оболочки из океанического блока с отнесением массы вулканических пород II сейсмического слоя к «базальтовому» слою, уточнение (увеличение) в океаническом блоке массы пород осадочной оболочки по данным работы [24]) распределение массы пород и содержащегося в них фосфора по слоям земной коры, с дифференциацией по блокам показано в таблице.

Значительно труднее оценить концентрации и массы фосфора в более глубоких геосферах Земли. Об их химическом и минеральном составе приходится судить лишь предположительно, в основном по косвенным геофизическим данным. И только для верхних зон мантии имеются прямые показатели, полученные при изучении кимберлитов, содержащихся в них ксенолитов, вынесенных из ман-

тии в трубках взрыва, лавах вулканов, а также по карбонатам, также имеющим подкорковое происхождение [1].

Путь к выяснению состава глубинных геосфер открыла и гипотеза [7], предполагающая, что начальным материалом Земли было вещество, представленное в метеоритах. Близость состава мантии и каменных метеоритов (хондритов) подтверждена экспериментами, моделирующими расщепление хондрита на базальтовое вещество земной коры и остаточное вещество от выплавления базальтов [4—7].

Представление о строении и составе верхней мантии, сложившееся к настоящему времени, кратко сводится к тому, что она образована ультраосновными и основными породами — пироповыми и шпинелевыми перидотитами, глубже переходящими в эклогиты, состоящие из пироп-алмадин-гроссуляровых гранатов с примесью клинопироксенов, а еще глубже в пироповые алмазоносные эклогиты и вещество, близкое по составу кимберлитам [13, 14, 17—21, 34, 44, 45].

Глубинные разломы, возникавшие при растяжении земной коры, достигали верхней мантии, вызывали резкое падение давления, что приводило к плавлению. Магма дифференцировалась на ультраосновной (оливин, перидотит) и щелочной (мончикиты, мельтейгиты и йолит-уртиты) ряды. При сжатии земной коры их расплавы выжимались с образованием широко наблюдаемых кольцевых, многофазных интрузий центрального типа [14].

С щелочным магматизмом, и только с ним, связаны карбонатиты. Щелочной магматизм — самый глубинный из магматических формаций [15]. Он возник на рубеже архея с протерозоем (2,5—2,7 млрд. лет), а затем его активность нарастала. В это же время образовался первый суперконтинент (Пангея О), начала формироваться кислотная атмосфера и наблюдался мощный рост континентальной коры с установлением платформенного режима, с которым, и только с ним, связаны карбонатиты и кимберлиты. В протерозое щелочной магматизм был распространен ограниченно, а с рубежа 600 млн. лет его площади увеличивались, отражая вовлечение в мантийную конвекцию и адвекцию (плюмы) все более глубокие уровни мантии. Вместе с тем с раннего палеозоя возрастает распространение карбонатитов и кимберлитов и достигает максимума в мел-палеогене.

Щелочные оливин-базальтовые формации [17] характеризуются повышенными концентрациями фосфора — в среднем 1% P_2O_5 на материках и 1,5—2% в океанах. Вообще же сведения о содержании фосфора в мантийных породах весьма ограничены. Пироповый перидотит и эклогит из кимберлитовых трубок Сибири содержат P_2O_5 0,5—0,6%; океанический толеитовый базальт 0,1%; щелочно-толеитовые базальты 0,92% [18]. Отмечено также [42, 44], что из-за несовместимости ионных радиусов и заряда ионов фосфор не входит в значительном количестве в состав основных минералов мантии, а концентрируется в жидкой фазе плавления и обогащает кимберлиты, которые вместе с карбонатитами, имеющими мантийное происхождение, содержат информацию о концентрациях фосфора в мантии; косвенные сведения дают метеориты.

Кимберлиты, выполняющие трубки взрыва, состоят из оливина, пироба, граната, флогопита, циркона и апатита. Они широко распространены в Якутии, Африке, Индии, Северной Америке. О содержании фосфора в кимберлитах имеются следующие сведения [34]: кимберлиты Южной Африки содержат 0,41—2,15%, в среднем 1,74% P_2O_5 ; кимберлиты Сибири 0,12—2,18%, в среднем 2,061% P_2O_5 . Данные о повышенных содержаниях фосфора в кимберлитах приведены также в статье [16].

Еще более высокое содержание фосфора несет другая группа пород подкоркового происхождения — карбонатиты, связанные с формацией ультращелочных пород. По данным А.А.Фролова с сотрудниками (ВИМС), среднее

Земная кора																	
Геосферы Земли и слои земной коры				Сейсмические зоны	Глубина от поверхности Земли, км	В целом				Блоки							
						Континентальный			Субконтинентальный			Океанический					
Земная кора	Лито-сфера (твердая оболочка)	Стратисфера (осадочная оболочка)	А	0,6—30	Масса пород, 10 ¹⁷ т	Содержание Р ₂ О ₅ /Р, %	Масса Р ₂ О ₅ /Р, 10 ¹⁴ т	Масса пород, 10 ¹⁷ т	Содержание Р ₂ О ₅ /Р, %	Масса Р ₂ О ₅ /Р, 10 ¹⁴ т	Масса пород, 10 ¹⁷ т	Содержание Р ₂ О ₅ /Р, %	Масса пород, 10 ¹⁷ т	Содержание Р ₂ О ₅ /Р, %	Масса Р ₂ О ₅ /Р, 10 ¹⁴ т	Масса Р ₂ О ₅ /Р, 10 ¹⁴ т	
		«Гранитный слой»			30,2	$\frac{0,163}{0,071}$	$\frac{49,2}{21,5}$	19	$\frac{0,162}{0,071}$	$\frac{30,8}{13,4}$	6,2	$\frac{0,161}{0,07}$	$\frac{10}{4,4}$	5	$\frac{0,168}{0,073}$	$\frac{8,4}{3,7}$	
		Граница Конрада			81,2	$\frac{0,142}{0,062}$	$\frac{115,5}{50,4}$	68	$\frac{0,142}{0,062}$	$\frac{96,3}{2}$	13,2	$\frac{0,145}{0,063}$	$\frac{19,2}{8,4}$				
		«Базальтовый слой»															
		Поверхность Мохоровичича															
Мантия		Итого:			173,2	$\frac{0,214}{0,093}$	$\frac{371}{161,8}$	93,5	$\frac{0,25}{0,109}$	$\frac{233,8}{101,9}$	23,3	$\frac{0,245}{0,107}$	$\frac{57,1}{24,9}$	56,4	$\frac{0,142}{0,062}$	$\frac{80}{34,9}$	
		Верхняя мантия (литифицированный субстрой)			284,6	$\frac{0,188}{0,082}$	$\frac{535,7}{233,7}$	180,5	$\frac{0,2}{0,087}$	$\frac{361}{157,3}$	42,7	$\frac{0,202}{0,088}$	$\frac{86,3}{37,7}$	61,4	$\frac{0,144}{0,063}$	$\frac{88,4}{38,6}$	
		Слой Голицина	400		40 160	$\frac{0,298}{0,13}$	$\frac{119\ 677}{52\ 179}$										
		Нижняя мантия	900														
		Астеносфера	2700														
		Поверхность Рихтера—Гутенберга	2900														
		Внешний слой (жидкий)	4980														
		Перехолный слой	5120		19 360	$\frac{0,298}{0,13}$	$\frac{57\ 693}{25\ 154}$										
		Внутренний слой (твердый)	6371														
		Итого:			59 520	$\frac{0,298}{0,13}$	$\frac{177\ 370}{77\ 333}$										

содержание P_2O_5 в карбонатах 1–2%, а примерно в третьей части из 300 карбонатитовых массивов мира содержание P_2O_5 достигает промышленных концентраций 5–8%, увеличиваясь на некоторых месторождениях до 25%.

Наконец, приведем сведения о концентрациях фосфора в метеоритах, которые позволяют косвенно судить о веществе мантии. Содержание P_2O_5 (в %) в метеоритах силикатных 0,326; хондритах 0,263; углеродистых хондритах 0,432; железных метеоритах СССР от следов до 0,895; каменных 0,023–1,19. По работам [5, 7], среднее содержание P_2O_5 (в %) в каменных метеоритах—хондритах 0,115, а по другим источникам 0,268. Среднее содержание фосфора в мантии, оцененное по метеоритам, 0,34% P_2O_5 [22, 40].

Из приведенных отрывочных, далеко не однозначных сведений сделать вывод о среднем содержании фосфора в мантии очень трудно; очевидно лишь, что оно составляет несколько первых десятых процента P_2O_5 . В работе [39] дан конкретный показатель этого содержания 0,298%, но, к сожалению, не сообщается, из каких источников и каким образом он получен. Вместе с тем, в свете приведенных данных, он представляется близким истинному. Исходя из этого показателя и массы мантии $4,016 \cdot 10^{27}$ г [9], масса фосфора, заключенного в мантии, составляет 119,677 гт P_2O_5 (см. таблицу).

Несравненно труднее оценить концентрацию и массу фосфора в ядре Земли. Скудные данные по железным метеоритам, трактуемые как аналог вещества ядра, позволяют определить содержание P_2O_5 в несколько десятых процента. В книге [39] для ядра Земли указан тот же показатель содержания фосфора, как и для мантии 0,298% P_2O_5 . Других сведений нет. Принимая этот показатель и массу ядра Земли $1,936 \cdot 10^{27}$ г [9], масса фосфора, заключенная в ядре, составляет 57,693 гт P_2O_5 .

Все изложенные оценки концентраций и масс фосфора в геосферах Земли сведены в табл. 2. Из нее отчетливо видно нарастание концентраций и масс фосфора с глубиной. Земная кора включает лишь 0,3% общей массы фосфора Земли. По ее оболочкам эта масса распределяется следующим образом (в %): осадочная 9,2; «гранитная» 21,4; «базальтовая» 69,4; по блокам: континентальный 67,3, субконтинентальный 16,2, океанический 16,5%.

Из геосфер Земли главная масса фосфора 67,3% заключена в мантии. Она поставщик фосфора в земную кору в процессе ее формирования. Поступления из нее фосфора неравномерно прерывисто происходят и до настоящего времени. В послепалеозойское время наиболее значительные выделения мантийного фосфора в земную кору, ее приповерхностную зону и океаны наблюдались в завершающие этапы тектономагматических эпох. При этом формировались главные накопления апатитоносных карбонатитов на континентах и фосфоритов в морях и океанах, которые активизировались поступлением в океаны глубинного фосфора. Особенно значительно это проявилось в завершающие этапы байкальской и альпийско-киммерийской тектономагматических эпох, с которыми связано образование самых крупных накоплений фосфоритов в венд-кемберии и мел-палеогене [32, 35].

К сожалению, роль глубинного фосфора в формировании крупных накоплений фосфоритов обычно недооценивается и настоятельно требуется коренная переоценка этого. Представляется, что рассматриваемая геохимия фосфора в геосферах Земли существенно способствует этому процессу.

В заключение отметим, что приведенные в табл. 2 данные свидетельствуют о необходимости корректировки, переоценки кларка фосфора земной коры. Кларки химических элементов — числовое выражение их среднего содержания в земной коре, в Земле в целом и в других геохимических системах. Выражаются кларки в процентах или граммах на тонну. В отечественной литературе кларки эле-

ментов земной коры обычно принимаются по данным А.П.Виноградова [5]; для фосфора он определен 0,093 ($9,3 \cdot 10^{-2}$)%, или 930 г/т. Принятый А.П.Виноградовым состав земной коры не соответствует истинному, а кларк фосфора завышен [2]. Уже вскоре К.Ведеполь [45] оценил кларк фосфора заметно более низким 0,081%; почти такая же величина приведена в работе [2], а в работе [39] дано еще более низкое содержание фосфора в земной коре 0,075%.

В настоящее время средний химический состав земной коры наиболее достоверно охарактеризован в книге [29]. С использованием этих данных составлены табл. 1 и 2, в которых среднее содержание фосфора в земной коре — его кларк составляет 0,082%, или 820 г/т. Для осадочной оболочки он еще ниже 0,071%, а для всей Земли в целом составляет 0,130%. Надо полагать, что данные работы [29] позволяют сделать подобную переоценку кларков и для других элементов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белов С.В., Фролов А.А. Посланцы мантийных магм // Природа. 1998. № 11. С. 44–56.
2. Беус А.А. Геохимия литосферы. — М.: Недра, 1972.
3. Бродская Н.Г. Роль вулканизма в образовании фосфоритов // Тр. Геологического института АН СССР. 1974. Вып. 258.
4. Виноградов А.П. Зонная плавка как метод изучения некоторых радиальных процессов в Земле // Геохимия. 1962. № 3. С. 269–278.
5. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород в земной коре // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–571.
6. Виноградов А.П. Происхождение оболочек Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 11. С. 3–31.
7. Виноградов А.П. Верхняя мантия — земная кора (Геохимический аспект). — М., 1964.
8. ВНИИЗарубежгеология. Минеральные ресурсы зарубежных стран (на начало 1992 г.). — М.: Роскомнедра, 1993.
9. Гаррелс Р., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород. — М.: Мир, 1974.
10. Деменицкая Р.М. Кора и мантия Земли. — М.: Недра, 1975.
11. Дзоендзе Г.С. Влияние вулканизма на образование осадков. — М.: Недра, 1965.
12. Жариков В.А. Наука о твердой Земле // Вестник РАН. 1995. Т. 65. № 5. С. 416–425.
13. Земная кора и верхняя мантия. — М.: Мир, 1972.
14. Илупин И.П., Лутц Б.Г. Химический состав кимберлитов и вопросы происхождения кимберлитовой магмы // Советская геология. 1971. № 6. С. 61–73.
15. Когарко Л.Н., Хаин В.Е. Щелочной магнетизм в истории Земли: опыт геодинамической интерпретации // Докл. РАН. 2001. Т. 377. № 5. С. 677–679.
16. Козловский Е.А. Программа изучения глубинного строения недр // Горная энциклопедия. 1989. Т. 4. С. 242–245.
17. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. — М.: Недра, 1964.
18. Лутц Б.Г. Экологиты верхней мантии // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, 1971. С. 68–77.
19. Лутц Б.Г. Верхняя мантия Земли и формирование коры континентов // Вестник АН СССР. 1973. № 10. С. 28–36.
20. Лутц Б.Г. Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. — М.: Наука, 1974.
21. Лутц Б.Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. — М.: Наука, 1975.
22. Мейсон Б. Метеориты. — М.: Мир, 1965.
23. Палдерварт А. Химия земной коры // Земная кора. М., 1957. С. 130–157.
24. Ронов А.Б. Осадочная оболочка Земли (количественные закономерности строения, состава и эволюции). — М.: Наука, 1980.
25. Ронов А.Б. Стратисфера или осадочная оболочка Земли. — М.: Наука, 1993.
26. Ронов А.Б., Корзина А.Г. Фосфор в осадочных породах // Геохимия. 1960. № 8. С. 667–687.
27. Ронов А.Б., Ярошевский А.А. Химический состав земной коры // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, 1971. С. 192–207.
28. Ронов А.Б., Ярошевский А.А. Новая модель химического строения земной коры // Геохимия. 1976. № 12. С. 1763–1795.
29. Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А. Химическое строение земной коры и геохимический главных элементов. — М.: Наука, 1990.

30. Сидоренко А.В. О задачах VI-го Всесоюзного литологического совещания, посвященного проблемам вулканогенно-осадочных пород и связанных с ними полезными ископаемыми // Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М., 1965. С. 8—10.
31. Соколов А.С. Фосфор в стратиферии // Докл. РАН. 1995. Т. 344. № 3. С. 370—372.
32. Соколов А.С., Фролов А.А., Белов С.В. Закономерности размещения и особенности генезиса месторождений, фосфатных руд // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43. № 2. С. 169—180.
33. Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. — М.: Гостеолиздат, 1963.
34. Трофимов В.С. Кимберлитовая формация и ее алмазоносность // Магматические формации. М., 1964. С. 113—124.
35. Фролов А.А., Соколов А.С. Роль глубинного фосфора в формировании фосфатных руд // Горный вестник. Спец. выпуск. Проблемы фосфатной геологии. М., 1996. С. 40—43.
36. Хахаев Б.Н., Певзнер Л.А., Липилин А.В. и др. Сверхглубокое бурение в России, состояние и перспективы // Разведка и охрана недр. 1996. № 7. С. 3—6.
37. Шатский Н.С. Фосфоритовые формации и классификация фосфоритовых залежей // Совещ. по осадочным породам. Вып. 2. М., 1955. С. 7—101.
38. Янишин А.Л. Вулканизм и осадочное рудообразование (О книге Г.С.Дзюценидзе «Влияние вулканизма на образование осадков». — М.: Наука, 1965) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1968. Т. XLIII. Вып. 4. С. 112—127.
39. Янишин А.Л., Жарков М.А. Фосфор и калий в природе. — Новосибирск, 1986.
40. Mason B. Composition of Earth // Nature. 1966. Vol. 211. P. 616—618.
41. Phosphate deposits of the world. Vol. 2 Phosphate rock resources. Cambridge Univer Press, 1989.
42. Poldervart A. Chemistry of the Earth's Crust // The Geological Society of America. Special Paper 62, Baltimore July, 1955. P. 119—144.
43. Ringwood A.E. Chemical and genetic relationships among meteorites // Geochim et cosmochim acta. 1961. Vol. 24. P. 159—197.
44. Taylor S.R., McLennan C.M. The continental crust; its composition and evolution. — L.: Blackwell, 1985.
45. Wedepohl K.H. Geochemie // 1967. Sammlung Goshen Bd. 1224—1224a/1224b.

Гидрогеология, инженерная геология

УДК 556.3

© Н.В.Седов, 2002

Гидрогеологическая терминология. Состояние, проблемы, пути совершенствования

Н.В.СЕДОВ (ВСЕГИНГЕО)

Некоторые общие вопросы научно-технической терминологии. Для описания научных гипотез и практических действий, методов и средств изучения различных объектов, их взаимосвязей и структуры, процессов и многого другого в любой современной области знаний используется специализированный научно-технический язык. Как любой язык он в основном состоит из слов национального (в нашем случае русского) языка, посредством которого раскрывается то или иное понятие. «Понятием называется форма мышления, отражающая и фиксирующая существенные признаки вещей и явлений объективной действительности» [14]. Разъяснению научных и технических понятий посвящены фундаментальные труды, статьи, учебники, энциклопедические словари. Научным, техническим термином называется «слово или словосочетание определенной области знания, выбираемое или создаваемое для наименования понятия». [22]. Редко термин по форме совпадает с понятием, не требует разъяснения или самоочевиден; в большинстве случаев словесная форма термина не соответствует объему вкладываемого в него понятия, а формальный смысл слов может ввести в заблуждение. Так, термину *грунтовые воды* в современной гидрогеологии придается смысл не «воды в грунте» (*грунт* — любая горная порода у строителей), а более сложный: «воды в постоянно существующем водоносном пласте, расположенном на первом от поверхности земли водоупоре»; термины *минеральные воды* и *водоносный горизонт* в прямом смысле слов не корректны: вода сама является минералом (или расплавом минерала — льда), а горизонт, как известно, воображаемая линия, где земля сходится с небом; термины *промышленные подземные воды* (гидроминеральное сырье), *промысловые воды* (попутные нефтяные), *промышленные* (технические), *промышленные сточные воды* при близкой лингвистической форме имеют совершенно разное содержание.

Не всякое понятие, особенно не устоявшееся, может быть выражено термином; понятий значительно больше, чем терминов; есть термины общетехнические, фундаментальных разделов знаний, национальные и международные, термины свободного пользования и др. Большинство терминов работает лишь в определенной области знаний

соответственно сложившейся в ней понятийно-терминологической системе, в другой системе один и тот же термин может иметь иной смысл.

Если термины присваиваются достаточно устоявшимся понятиям, последние обычно могут быть представлены в краткой словесной форме, отражающей наиболее важные стороны этого понятия. Такое краткое описание понятия называется определением термина. В другом случае термин или понятие могут иметь довольно длинное описание, как это принято в энциклопедиях и энциклопедических словарях. Сумму понятий, терминов, определений в той или иной области науки и техники принято называть понятийно-терминологической базой.

Существуют законы и правила, диктуемые наукой терминологией, по которым строятся термины, определения, ведется упорядочение старых и построение новых терминологических систем. Важно иметь в виду, что если понятия вырабатываются профессионалами в той или иной области знания, то для работы с терминами необходимы знания и в области терминологии.

Следует отличать термины научные от технических, т.к. они несут различную нагрузку, и подход к их упорядочению также различен. В фундаментальной науке понятийно-терминологическую базу можно рассматривать не только как языковое средство выражения понятий, но и как ее суть и содержание, а в производственных отраслях (геологоразведка, изыскания, водоснабжение, строительство и др.) эта база снижает свои функции до уровня технического языка, главная цель которого с максимальной однозначностью описать тот или иной объект, явление, процесс. Это давно поняли в медицине и других науках, где применяются «мертвые языки». Да и в горном деле, где довольно много терминов немецкого языка, эти последние более однозначны, чем термины, пришедшие из живого русского языка. Примеры научных терминов: *гидросфера*, *литосфера*, *геологическая среда*, *ювенильные воды*, *зона активного водообмена*; примеры технических (инженерных) терминов: *мощность водоносного горизонта* (в некоторых прикладных разделах гидрогеологии — *толщина*), *уровень подземных вод*, *пресные подземные воды*, *родник*,

скважина на воду, опытная откачка. Прикладная наука, обеспечивающая производство, одновременно использует обе указанные функции терминов. Не всегда «научный» термин можно отличить от «технического», иной термин может выступать как с одной, так и с другой стороны, что приводит к долго не затухающим спорам при его определении. Существует разница в причинах и степени упорядочения научных и технических терминов: для научных терминов причина — внутреннее развитие науки, а степень упорядочения — «рекомендательная», в то время как для технических терминов — практическая необходимость и «обязательность». Госстандарт еще в начале 80-х годов ввел разделение сфер деятельности между Комитетом научно-технической терминологии Академии наук и Госстандартом: последний занимается стандартизацией научно-технической терминологии, а КНТТ — упорядочением терминологии в области фундаментальных наук. В число приостановленных по этой причине стандартов попал в то время и практически готовый к утверждению составленный ВСЕГИНГЕО проект стандарта «Охрана природы. Гидросфера. Общая и региональная гидрогеология. Термины и определения», где 1/3 терминов носила явно научный характер.

Приведем пример определения термина *недра* с различных позиций: в БСЭ с научных позиций: «Пространство от поверхности до центра Земли, включая земную кору, мантию Земли и ее ядро» или «часть земной коры, в пределах которой возможна добыча полезных ископаемых», а в Законе [12] с хозяйственно-правовых позиций: «Часть земной коры, расположенная ниже почвенного слоя и дна водоемов, простирающаяся до глубин, доступных для геологического изучения и освоения». Как видно, объем понятия обоих определений близок, но для правовых отношений излишне знать научные представления о строении Земли (кора, мантия, ядро).

Существуют слова и словосочетания — «хамелеоны», которые даже в одной понятийно-терминологической системе могут обозначать разные понятия или выступать как термины свободного пользования или даже вовсе не как термины, а обычные слова-связки между терминами. К таким многоаспектным терминам можно отнести *источник* (в смысле *родник* и в смысле свободного термина «книга — источник знаний»); *подземный водный объект* (в учетно-правовом смысле, представленном в законодательстве [1] и в смысле свободного термина); *минерализация* (процесс и показатель), *выщелачивание* (свойство и процесс), *гидротермальное месторождение* (месторождение термальных вод и месторождение полезных ископаемых гидротермального происхождения), ряд других.

Существуют понятия, выражаемые словами, которые вроде бы одновременно выступают в роли терминов и их определений. Например, *температура подземных вод*. В подобных случаях говорят, что термин не нуждается в определении, т.к. самоочевиден, или что понятие не имеет специального термина. Однако выражение *уровень подземных вод* уже требует определения, поскольку многозначный термин *уровень* может даже в приведенном выше выражении восприниматься не однозначно. Кстати, понятие *уровень подземных вод* очень важное в практической гидрогеологии, имеет много граней, детализирующих его: *статический* и *динамический*, *вскрытый* и *установившийся*; *подпорный* и др.; все это указывает на его непростой характер.

Нередки случаи, когда принятые словосочетания вообще нельзя назвать термином. Так, *гидрогеологическая скважина* «не тянет» на термин, это, если хотите, излишний термин, поскольку *гидрогеология* — это наука и ясно, что может стоять за этим термином. Другое дело *скважина на воду*.

Невозможно представить себе, чтобы все термины гидрогеологии (неважно, науки или практики) были жестко зафиксированы в определенном понимании. Необходимо

иметь какое-то число терминов свободного пользования, т.е. таких, которые бы лишь приблизительно очерчивали круг входящих в него понятий. Таким целям часто служат высшие термины. Другой пример: международный термин свободного пользования с широчайшим объемом понятия *система* иногда пытаются привлечь не только для определения термина, но и в состав конкретного термина, например, *геосистема* или *гидрогеологическая система*, отчего последние также воспринимаются, как термины свободного пользования. Хороший пример термина свободного пользования *геопространство*, в то время, когда близкие термины *геологическая среда* и *недра* зафиксированы в рамках достаточно четких определений [12]. Неоднократно были попытки присвоить термину свободного пользования *пункт наблюдения* свое более узкое понимание в гидрогеологии, гидрохимии, инженерной геологии, геофизике, гидрологии. Термин этот самоочевиден, а раскрыть его конкретное содержание в каждой из перечисленных областей можно при помощи перечисления входящих в него объектов. Конечно, *область*, *район* и *регион* (геологический, гидрогеологический) — в современном понимании тоже термины свободного пользования, и попытки придать им жесткие и взаимозависимые определения в рамках узкой профессиональной области неправильны, существуют другие, современные методы выражения соподчинения уровней объектов.

Нельзя сбрасывать со счетов и борьбу между терминами национального и иностранного происхождения. Первые понятней и привычней, но связаны с жизнью языка (отсюда их двойственность) и «плывут» со временем, вторые более стабильны (особенно термины «мертвых» языков), но менее понятны.

Понятийно-терминологическое поле гидрогеологии можно уподобить сельскохозяйственному полю, где вместе с растениями расположились термины, понятия, определения. Само поле то уходит в туман, то проясняется, и тогда на нем можно разглядеть как отдельные термины и их окружение, так и большие куски этого поля и даже размытые его границы, где начинаются поля других областей знаний. На этом поле есть растения — термины старожилы, есть только что родившиеся, есть красивые, но бесполезные и серенькие, незаметные, но достойно тянущие свою трудовую лямку, есть иноземные, принесенные с других дальних полей, есть цепкие сорняки, есть отмирающие, есть самостоятельно пробившиеся к жизни или, наоборот, тщательно выращенные в тепличных условиях и даже искусственные (мёртворожденные). Поле то сужается, когда на него наступают другие поля или оно заболевает, то расширяется, когда под действием внутренних или внешних сил для него появляются благоприятные обстоятельства, его зыбкие границы все время расплываются и никогда не бывают четкими. Одни термины — одиночки, другие образуют свои подполя и претендуют на отделение от материнского поля. Некоторые термины бегут с поля, другие, наоборот, сами пробираются с других полей. В общем, все, как в природе... Поле живет по своим законам, зеркально отражая состояние гидрогеологической науки и производства и являясь важнейшим их элементом. Оно нуждается в изучении законов своего бытия, в уходе за собой, удобрении, прополке, защите.

Роль понятийно-терминологической базы в развитии гидрогеологической науки и практики. Понятийно-терминологические системы строятся постепенно, по мере накопления знаний, пересмотра понятий, появления новых методов и технологий. Так, на протяжении многих лет строилась и понятийно-терминологическая система гидрогеологии, входящая в общегеологическую систему, но находящаяся на ее периферии, на границе с другими системами.

Можно выделить несколько этапов в создании и упорядочении понятийно-терминологической базы. Первая

волна — в начале XX в. — была вызвана началом роста промышленности и становлением отраслевой науки. Эта волна, обусловленная внутренними потребностями науки, то затухая, то вновь поднимаясь, продолжается и поныне.

Вторая волна — 50—70-е годы — стимулировалась появлением широкомасштабных геологоразведочных и изыскательских работ для обеспечения крупного гидротехнического строительства, строительства магистральных сооружений, мелиорации сельскохозяйственных земель, освоения районов Крайнего Севера. Естественно, когда появилась проблема обеспечения подземными водами крупных городов и промышленных объектов, была разработана понятийно-терминологическая база в области ресурсов и запасов. Надо отметить, что эта база значительно расходится с зарубежной и влечет за собой несовместимость ряда основополагающих терминов и определений, что, в частности, послужило причиной выхода в свое время СССР из стандарта СЭВ 2086-80 «Водное хозяйство. Гидрогеология. Термины и определения», составленного с участием ВСЕГИНГЕО. Аналогично, с развитием гидрогеологического картографирования (этот термин стандартизован вместо *картирования*) и региональной гидрогеологии в целом встал вопрос об упорядочении понятийно-терминологической базы этого направления, затем в области гидрогеохимии, минеральных, термальных и промышленных вод и т.д. В это же время стало циркулировать большое количество различного рода производственных документов: журналов откачек воды, полевых и лабораторных испытаний пород, наблюдений за режимом подземных вод и др. Стали выходить десятки нормативных документов, направленных на методическое управление все возрастающими объемами и видами работ.

Третья волна упорядочения терминологии началась с широким внедрением вычислительной техники, банков данных и автоматизированных систем сбора, хранения и обработки информации, особенно с созданием многоуровневых учетно-аналитических систем и фактографических баз данных, для которых требовалось достаточно мощное домашнее информационное обеспечение в виде упорядочения и унификации информации, вводимой в обработку на ЭВМ.

Последняя волна, вероятно, поднимается в настоящее время, что связано с переходом всей экономики страны на новые рельсы и значительным возрастанием роли законодательных, правовых, нормативных документов и, следовательно, научно-технических терминов в природопользовании, народном хозяйстве, юрисдикции, экологии. Таким образом, термины гидрогеологии, инженерной геологии, геоэкологии, как и геологии в целом [27], стали приобретать юридическую силу, а от их определения зависят организация производства, использование государственных ресурсов, направления денежных потоков, штрафные санкции, решения арбитражных споров и многое другое. Такие термины, как *загрязнение подземных вод*, *месторождение подземных вод*, *подземный водный объект* и другие приобрели помимо их геологического содержания еще и правовой статус, иногда, правда, не совпадающий с их геологическим определением.

Все перечисленные «волны» накладывались друг на друга, но будучи вызваны разными причинами, пытались решать проблему нормализации терминологии с разных позиций, иногда мешая и даже противопоставляя себя другим. Уже отмечалось, что термины работают в той понятийно-терминологической системе, которой они принадлежат. Между понятиями одной системы существуют явные и скрытые логические связи. Встречаются и отдельные понятия, слабо связанные с общей системой, но большинство существует в общем понятийно-терминологическом поле в виде логических «гнезд», «цепочек», иерархических и более сложных семантических структур. Приве-

дем несколько примеров небольших терминологических звеньев, взятых из проекта стандарта на термины и определения «Общая и региональная гидрогеология».

Гнездо терминов по гидрогеологической стратификации выглядит следующим образом: *водоносный слой*; *водоупорный слой*; *водоносный горизонт*; *водоносный комплекс*. Даже без определения этих терминов видно, что наиболее мелкими стратификационными единицами приняты первые два объекта, их сочетание дает третий объект («один или более смежных водоносных слоев, залегающих между водоупорными слоями или зоной аэрации и водоупорным слоем»), а из третьего объекта вытекает четвертый («два или более водоносных горизонтов, гидравлически связанных между собой»).

Термины вертикальной гидрогеологической зональности: *зона активного водообмена*; *зона затрудненного водообмена*; *зона застойных вод*. В приведенных примерах термины находятся в своих маленьких понятийных системах. Это, вероятно, ясно не только специалистам, т.к. системы удачно отражены в лингвистической форме терминов. Однако так бывает не всегда. Термины более консервативны, чем понятия.

Избыточность информации, традиционно заложенная в текстовых документах, обычно позволяет с достаточной точностью определить, какое понятие вкладывает автор в тот или иной термин. Вырванный из контекста термин остается «голым», без прикрытия со стороны других терминов и лингвистических элементов и может ввести в заблуждение даже профессионала. Такое нередко случается при табличной форме представления материала, в любых других случаях, когда требуется «сжать» информацию, например, для составления легенды карты, паспорта объекта, списка показателей или ввода информации в ЭВМ.

Аналогичная ситуация возникает, когда весьма содержательные и специфические термины гидрогеологии употребляются в других областях знаний: водном хозяйстве, правовых отношениях. Интересно с этих позиций проследить изменение смысла вкладываемого в термин *подземная вода* (сам термин появился лишь в начале XX в., лингвистически неудачен, но общепринят). Определений, данных с научных позиций, несколько: «часть гидросферы, находящаяся ниже поверхности земли» или «...почвы» (синоним — *подпочвенные воды*), «водные растворы, содержащиеся в недрах Земли в любом фазово-агрегатном состоянии» (из проекта стандарта) или «...в толщах горных пород земной коры...», «воды в литосфере во всех физических состояниях» (СТ СЭВ 2086-80). Все они близки по смыслу. Но с юридических позиций Водного кодекса это «воды, в том числе минеральные, находящиеся в подземных водных объектах» (последние три слова будут рассмотрены далее), а с позиций питьевого водоснабжения «вода под землей, находящаяся в поровых пространствах горных пород» (из проекта терминологического стандарта «Вода и подготовка воды»). Можно было бы привести определения *подземные воды* и из других сфер деятельности, но хотелось обратить внимание на следующее: каждое из определений работает в своей понятийно-терминологической системе и имеет свою область применения. Так, для «водных отношений» основным понятием служит *водный объект*, для питьевого водоснабжения главное почемуче-то, чтобы вода содержалась в порах, и обоим этим областям деятельности нет никакого дела до «гидросферы», «литосферы», «земной коры», «растворов», «фазовых и агрегатных состояний». Приходится признать, что в данном, а значит и в других случаях, один термин может иметь несколько разных определений с позиций фундаментальной или прикладной науки, правовых или хозяйственных отношений. Было бы заманчиво головной отраслью дать такое определение, которое в какой-то степени удовлетворяло всех, но так, чтобы была возможность в каждой из отраслей, имеющих дело с этим объектом, уточнять,

изменять, дополнять его согласно своим нуждам, не выходя за рамки основного понятия.

Можно пойти в подобных примерах дальше. В Водном кодексе юридически разделены понятия воды как химического соединения водорода и кислорода (*вода*) и воды, находящейся в водных объектах, т.е. природной воды (*вода*) — с ударением на первом слоге. Именно поэтому там принят термин *подземные воды*, а не *подземная вода*, что для профессионального гидрогеолога кажется сплошной казуистикой, но...это не его понятийно-терминологическое поле.

Вообще «кража» чужих терминов — нередкое явление. Например, термин *геологический разрез* (по карте, скважине, обнажению) вместо виртуального объекта стал обозначать в горном деле физический объект и привычный *угольный карьер* стал *угольным разрезом*. Вероятно, происхождение термина *грунтовые воды* исторически связано с заимствованием его у строителей, где он, судя по этимологии, был синонимом современного понятия *подземные воды* и стоял в ряду: дождевые, речные, паводковые, грунтовые воды. В современном представлении гидрогеологии понятие *грунтовые воды* значительно сузилось.

Такие профессиональные тонкости мало понятны специалистам даже в смежных областях знаний, и в проекте терминологического стандарта на «воду и подготовку воды» значится: «*Грунтовые (почвенные) воды*: воды, которые содержатся в грунтовых образованиях и могут быть, как правило, извлечены из них». Из этого определения видно, что «почвы» и «грунты» для составителей стандарта представляются сходными образованиями, но главное, что эти воды можно «извлечь». С позиций водоснабжения такое определение понять можно, но с позиций гидрогеологии, почвоведения и грунтоведения — принять нельзя. Предложенное определение, кстати, обязано своим происхождением иностранному (международному) стандарту [16] и лишний раз предупреждает против слепого следования представлениям иностранной науки. Следует отметить, что в действующем учебнике «География» для 6-го класса в параграфе «Подземные воды» даны современные определения *грунтовых вод*, *межпластовых вод* и ряда других терминов.

Показательным примером роли терминологической базы в развитии гидрогеологии может служить история, связанная с *подземными водными объектами*. Термин *подземный водный объект* возник с выходом Водного кодекса в 1972 г. по аналогии с термином *поверхностный водный объект* из термина *водный объект*. Необходимость появления этих терминов была продиктована развитием правовых отношений в водном хозяйстве, а не внутренними потребностями гидрологии или гидрогеологии. Появление государственных систем Водного кадастра (ГВК) и учета вод (ГУВ) потребовало введения учетных единиц, удобных для установления между ними правовых отношений при использовании и охране вод. Такие учетные единицы для поверхностных вод достаточно очевидны: моря, реки, озера, ледники и т.п., поскольку почти вся вода на поверхности земли существует в виде таких скоплений, но для подземных вод выделить объекты, подлежащие учету и вступлению в сферу правовых отношений, оказалось значительно труднее, т.к. вода пропитывает практически все горные породы. Следовательно, формулировка «сосредоточение воды в недрах» [1], соответствующая «подземному водному объекту», весьма расплывчата.

Реальных объектов для включения в государственный учет оказалось всего три: месторождение подземных вод, родник и скважина на воду. Понятие *месторождение подземных вод* к тому времени было достаточно четко определено, содержало хозяйственно-правовой элемент и с некоторыми натяжками подходило под *подземный водный объект*.

Понятие *родник (источник, ключ)* всегда было однозначным, но среди гидрогеологов воспринималось как «естест-

венный» *водопункт* в отличие от «искусственного» (колодца, скважины); да и сам этот «объект» равно относится и к поверхностным водам, давая начало, скажем, р.Волга. Поэтому такой точечный водный объект при всей своей «визуальности» не воспринимается большинством специалистов в ряду других подземных водных объектов. Однако законодатели не могли пройти мимо реального, хорошо видимого объекта и включили его в закон, правда, значительно расширив объем как самого понятия, так и термина и дав ему совершенно нелепое определение: «естественный выход подземных вод — выход подземных вод на суше или под водой» (Водный кодекс, ст. 17). Определение настолько же бесспорно, насколько и бессодержательно, но, главное, что в правовые отношения реально может быть вовлечен только «сосредоточенный выход подземных вод», т.е. *родник (источник)*. Подобные терминологические неувязки снижают степень доверия к правовым документам среди специалистов. Присвоение скважине на воду статуса *подземного водного объекта* было отвергнуто из-за того, что в противном случае пришлось бы этот статус приписать любым водозаборам и пунктам наблюдения за подземными водами, что нелепо.

Таким образом, в гидрогеологии помимо *месторождения подземных вод* не оказалось *водных объектов*, готовых к включению в правовые, хозяйственные и госучетные документы. Надо признать, что разработчики ГУВ и ГВК поднимали соответствующие вопросы перед научной общественностью, но она в большинстве легкомысленно отнеслась к идеологии учета подземных вод. Так, в список *подземных водных объектов* попали *водоносные горизонты* и *бассейны подземных вод*, которые нельзя увидеть в натуре, а только выделить по условным признакам. Сами эти понятия носят расплывчатый характер и определяются по-разному [20], одними из самых неудачных определений следует считать приводимые в ст. 17 Водного кодекса. Не вдаваясь в дальнейшую критику, можно предположить, что при первом же судебном споре сложно будет доказать принадлежность той или иной гидрогеологической структуры к водоносному горизонту, бассейну подземных вод или иному структурному элементу.

Термин *водный объект* пришел в гидрогеологию из хозяйственно-правовой сферы, поэтому специалистами-гидрогеологами он воспринимается или как техницизм, или как термин свободного пользования, где под «объектом», как известно, можно понимать все, что угодно: и песчинку, и земной шар. Такое понимание термина *подземный водный объект*, наряду с законодательным, делает ситуацию опасной: глубоко гидрогеологические по своей сути термины *водоносный горизонт* и *бассейн подземных вод*, выраженные в высшем законодательном документе весьма неудачными определениями, будут отторгнуты специалистами.

На примере *подземных водных объектов* видно, какие результаты могут получиться при недооценке работы по упорядочению и нормализации понятийно-терминологической базы.

Современное состояние понятийно-терминологической базы подотрасли. Гидрогеология, как самостоятельная область знания, возникла и продолжает развиваться на стыке ряда смежных наук: гидрология суши, геология, гидравлика, гидрохимия и инженерная деятельность (строительство, водоснабжение, горное дело, мелиорация земель). Поэтому в ее арсенале много терминов различных областей знаний, что служит частой причиной разногласий в определении терминов. С появлением собственных разделов, таких как динамика подземных вод, региональная гидрогеология, гидрогеохимия и др., в гидрогеологии появились и свои собственные, присущие только ей термины. По самым скромным подсчетам, в области научных и прикладных знаний или, как еще называют, в подотрас-

ли «гидрогеология и инженерная геология» насчитывается порядка 500 собственных терминов и 500 общих со смежными разделами знаний. Упоминание наравне с гидрогеологией здесь и далее инженерной геологии и геоэкологии (экогеологии) связано с традиционными тесными отношениями этих областей знаний между собой.

Первые попытки упорядочения терминологии подотрасли были предприняты в 30-е годы, в частности Н.Н.Славяновым, М.М.Васильевским, Н.Ф.Погребовым. В 1933 г. вышел «Словарь по геологоразведочному делу», в котором имелось несколько сотен терминов по гидрогеологии и инженерной геологии. В довоенные годы определения многих терминов были даны в трудах, учебниках, справочниках ряда выдающихся специалистов: Ф.П.Саваренского, В.И.Вернадского, Г.Н.Каменского, О.К.Ланге, А.М.Овчинникова, И.В.Попова, В.А.Приклонского и др. В 50—80-е годы большое количество терминов подотрасли вошло во многие словари и справочники, в частности, работы [2, 3, 25].

В 1961 г. вышло первое, а в 1971 г. второе издание словаря по гидрогеологии и инженерной геологии [15], насчитывающего около 2000 статей, до сих пор представляющего собой единственный в своей области и, несмотря на устарелость некоторых взглядов, не потерявший своего практического значения и сейчас. Как и в любом энциклопедическом словаре, профессиональные термины в нем составляют лишь ядро: термины гидрогеологии (около 25%) и инженерной геологии (около 15%), а остальные термины относятся к смежным областям знаний (около 35%) и общим научным (примерно 20%); оставшиеся 5% не являются терминами. В 70—80 годы для конкретных целей разрабатывались (но не публиковались) понятийно-терминологические справочники по отдельным вопросам гидрогеологии и инженерной геологии: «Оценка и картирование подземного стока и естественных ресурсов подземных вод» 106 терминов; «Сели» 41 термин; «Государственный водный кадастр» 270 терминов; «Экологическая устойчивость геологической среды» 71 термин и др. Еще ранее Комитетом научно-технической терминологии АН СССР был издан справочник рекомендуемых терминов в области геоэкологии (мерзлотоведения).

В последние десятилетия появился ряд новых словарей и энциклопедий, затрагивающих термины подотрасли. Продолжают появляться толкования отдельных терминов в различных работах. Однако все перечисленные труды — не столько терминологические, сколько энциклопедические, где в специальных статьях более или менее подробно раскрываются соответствующие понятия, даются их классификации, описываются взаимоотношения с другими объектами, приводятся математические зависимости, примеры и т.д.

Наряду с указанными работами, посвященными установлению понятийно-терминологического поля подотрасли, с 70-х годов во многих отраслях знаний стали появляться документы, упорядочивающие именно термины и «стабилизирующие» их определения. Наиболее жесткая форма таких документов — Государственные стандарты на термины и определения и терминологические приложения к стандартам. Помимо стандартов, в которых затрагивались технические термины геологоразведочного бурения, геофизических исследований в скважинах, водоснабжения, канализации, картографии, появилась серия терминологических стандартов в области охраны природы (земли, ландшафты, рекультивация земель, гидросфера), а также несколько стандартов, затрагивающих наряду с технической и научную терминологию, в т.ч. гидрохимию, океанологию, гидротехнику, гидрологию суши [6, 10, 11]. В стандарты перечисленных направлений вошли около 100 терминов гидрогеологии и среди них такие, как *зона*

насыщения и капиллярная зона; инфильтрация; абсолютная влажность; подземное питание; водозабор; подтопление.

В те же годы были разработаны, но по разным причинам не доведены до официального утверждения стандарты на термины и определения: «Общая и региональная гидрогеология» (ВСЕГИНГЕО, 1980—1983, 159 терминов), «Система проектной документации для строительства. Инженерные изыскания.» (ПНИИС, 1981—1983, 175 терминов), «Подземные промышленные, термальные и минеральные воды» (ВСЕГИНГЕО, 1982—1985, 26 терминов). Большие работы по стандартизации терминологии на уровне СЭВ были проведены в начале 80-х годов в области водного хозяйства. Тогда были разработаны отдельные стандарты на канализацию, водоснабжение, водозаборные сооружения, гидромелиорацию, гидротехнику, гидрологию суши, качество вод и...гидрогеологию (94 термина). В последнем ВСЕГИНГЕО был основным исполнителем. Интересно, что стандарты были утверждены комиссией СЭВ по стандартизации, но позже СССР к ним «не присоединился» из-за больших разногласий в определении научных и некоторых технических терминов.

В настоящее время разрабатываются несколько стандартов на термины и определения, косвенно затрагивающие рассматриваемую область, в т.ч. Межгосударственный стандарт «Вода и подготовка воды» (2000) на основе работы [16], в проекте которого таких терминов несколько десятков и, в т.ч.: *подземные воды; артезианские воды; родник; фильтрация*; Государственный стандарт «Охрана природы. Недра. Термины и определения», в проекте которого есть термины *загрязнение подземных вод; природно-технический объект*; целая серия терминов по *геоэкологии*. Как видно, в количестве терминологических стандартов «гидросфера» и «водное хозяйство» [24] значительно превосходят «недра».

В последние годы все чаще стала применяться такая форма нормализации гидрогеологических терминов и их определений, как специальные разделы в различных документах: законах [1], стандартах [9], строительных Нормах и Правилах [13], нормативно-методических [17, 18] и монографиях [21, 26]. Такая форма нормализации терминов и определений — естественный выход из положения для каждого конкретного случая, но вместе с этим множит разночтения даже основополагающих терминов.

Таким образом, примерно из 1000 терминов подотрасли около 200 определены в Государственных нормативных документах. Еще около 200 — в специальных разделах, приложениях или просто в тексте различных методических и отраслевых нормативных документов, учебных пособий, статьях и монографиях. Приходится констатировать слабую упорядоченность терминологической базы подотрасли, выраженную в неопределенности и нечеткости многих определений, распространении синонимов и омонимов, лингвистической неупорядоченности и этимологической неточности, частых классификационных ошибках, присутствии спорных, неустоявшихся и многозначных терминов, а также в отсутствии нормативных документов, определяющих основные терминологические системы в гидрогеологии. К подобным выводам приходят и специалисты других разделов геологии [4].

Пути совершенствования понятийно-терминологической базы. О совершенствовании понятийно-терминологической базы фундаментальной гидрогеологии говорить трудно, поскольку сама эта база создается в результате внутреннего развития науки, открытий, постановки и решения новых научных и производственных задач не только внутри подотрасли, но и, возможно, даже чаще на стыках с другими отраслями, в т.ч. с хозяйственно-правовым механизмом и экологией; с появлением новых технологий и методических приемов. Некоторые термины по-разному трактуются разными научными школами. Пока то или иное понятие еще не устоялось, не требуется его формаль-

ного упорядочения. Нечто подобное происходит в недавно появившемся направлении: *геоэкология—экогеология* (мы намеренно не касаемся терминологических вопросов этого направления). Борьба и конкуренция терминов здесь естественны, немало понятий как быстро возникает, так же быстро и сходит со сцены. Это нормальный процесс, хотя и влияющий на устойчивость терминологической базы через попытки оттянуть на себя уже существующие термины или присвоить себе модную формулировку («информационный ресурс», «ретроспективный мониторинг», «геоэкологическая безопасность», «экологизированный комплекс»). Новые термины и понятия в этих случаях публикуются в статьях и монографиях, в учебниках, например, [21] и специальных терминологических документах рекомендательного характера.

Традиционная форма упорядочения понятийно-терминологической базы — словари и справочники энциклопедического типа. Статьи в таких словарях имеют значительный объем, что позволяет дать приводимому термину (или вовсе не термину, а какому-то содержательному словосочетанию, например, «классификация месторождений подземных вод») всестороннюю характеристику, привести примеры, показать место данного понятия среди других, дать список показателей, характеризующих рассматриваемый предмет, привести математическую или химическую формулу, чертеж, рисунок. Трудно переоценить значение такого справочника и в гидрогеологии. Давно назрела необходимость в обновлении единственного словаря в этой области [15]. Вероятно, этим должен заняться авторский коллектив, состоящий из ведущих специалистов подотрасли. В новый словарь, если он будет охватывать все области гидрогеологии и инженерной геологии, по предварительным оценкам войдут 2—3 тысячи статей. Близко к словарям по полноте представления понятийно-терминологической базы подходят различные справочные издания, например [23]. При их составлении на вопросы терминологии необходимо обращать самое серьезное внимание.

Понятийно-терминологическая база подотрасли с высокой полнотой представлена в нормативно-методических документах (НМД), т.е. в нескольких сотнях методических указаниях и рекомендациях, инструкциях и положениях, утвержденных на различных уровнях, вплоть до самых высших — Государственных. Здесь и следовало бы искать ответы на терминологические вопросы, если бы эти документы соответствовали определенным нормам их составления и проходили бы специальный нормоконтроль, в т.ч. терминологический. Такой контроль необходимо наладить.

Чувствуя зыбкость понятийно-терминологической базы, авторы НМД все чаще начинают включать в ее состав специальные разделы — «Основные понятия» [17, 18]. Эти терминологические разделы составляются обычно специалистами в области гидрогеологии, но не терминологии и, достаточно хорошо отражая содержательную часть понятия, в терминологической допускают немало ошибок. Кроме того, определения даются в форме многословных объяснений, как это принято в энциклопедических словарях. Несмотря на эти и другие недостатки, такую форму нормализации понятийной базы в рамках достаточно узкого направления следует приветствовать.

Отдельно следует упомянуть такой вид документов, как классификаторы, кодификаторы и рубрикаторы различного уровня, в которых классифицируемые объекты, процессы, показатели представлены в нормализованном и упорядоченном виде и, следовательно, с ними была проведена определенная терминологическая работа. В виде примера можно привести работы [7—9, 19].

Наибольшей силой в области нормализации терминологии обладают стандарты и приравненные к ним доку-

менты. Вопрос о нормативном (обязательном, принудительном) применении терминов стоит только перед производственной частью подотрасли: в геологоразведочных и изыскательских работах, при геологическом изучении недр, ведении мониторинга и охране окружающей природной среды, в вопросах недр- и водопользования, а также в обслуживающей ее прикладной науке. Цели стандартизации терминологии состоят в «установлении однозначно понимаемой и непротиворечивой терминологии во всех видах документации и литературы, входящих в сферу стандартизации или использующих результаты этих работ» [22]. Таким образом, если, например, стандартизованы методы анализа воды, то и соответствующая терминология тоже должна быть стандартизована и, наоборот, если стандартизованы термины и определения в какой-либо области, то во всех документах, входящих в эту область, должны применяться эти стандартизованные термины. Методы и средства стандартизации здесь рассматривать неуместно, однако следует напомнить, что сам процесс стандартизации жестко регламентирован, многоэтапен, предусматривает обсуждения, экспертизы и многочисленные согласования перед утверждением. Методика стандартизации научно-технических терминов приведена в работе [22], где, наряду с вопросами стандартизации, изложены основные терминологические понятия и требования («порочный круг», объем понятия, системность терминов и определений, лингвистические правила, возможные сокращения и аббревиатуры, синонимы, деривационная способность и др.), необходимые не только при стандартизации, но и при любой работе по упорядочению и нормализации понятийно-терминологической базы.

Как уже отмечалось, работы по стандартизации терминов и определений в подотрасли то затухают, то возобновляются, но ни один стандарт, целиком посвященный терминам гидрогеологии, инженерной геологии и, тем более, экологической геологии, не действует в настоящее время. Стандартизованные в других областях знаний порядка 200 терминов не основные в подотрасли и не представляют «системы». Стандартизации должна подвергнуться только часть базы, основополагающая и необходимая для функционирования производственной, в т.ч. хозяйственно-правовой части подотрасли (по предварительным оценкам, 120—150 терминов). Стандарт может войти в «Систему стандартов в области охраны природы и улучшения использования природных ресурсов» [5] или в другую группу под названием «Подземные воды», поскольку термин *Гидрогеология* определен как область науки и, следовательно, не подлежит стандартизации. Чтобы выявить нужные для стандартизации наиболее часто встречающиеся термины, применяющиеся при производстве гидрогеологических работ, должно быть проанализировано большое количество действующих нормативно-методических документов, а также соответствующих законов и подзаконных актов. Чтобы не возникали такие безграмотные термины, как *самоизливающаяся скважина* (скважина не может «сама себя» изливать), к работе должны привлекаться специалисты-лингвисты и терминологи.

Еще один, современный путь представления и упорядочения понятийно-терминологической базы — создание компьютерной базы данных с использованием пакета прикладных программ, позволяющего не только находить искомый термин, его определение, источник, но и вести поиск в системном порядке, т.е. с выдачей ниже- и вышестоящих терминов, всего гнезда терминов, целого раздела или всего терминологического документа. При этом открываются возможности аналитической работы с терминами и определениями, проведения статистического, лингвистического и логического анализов. Кстати, создание «словника» — обязательного элемента при терминологической работе — наиболее удобно в форме компьютерной базы данных.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Водный кодекс Российской Федерации.
2. Водохозяйственный словарь. Изд. 2-е. — М., 1974.
3. Геологический словарь. Изд. 2-е. — М., 1978. Т. 1, 2.
4. Голоудин Р.И. Состояние логической организации знания в науке о Земле // Отечественная геология. 2000. № 2. С. 77—79.
5. ГОСТ 17.0.0.01-76 Система стандартов в области охраны природы и улучшения использования природных ресурсов. Основные положения.
6. ГОСТ 17.1.1.01-77 Охрана природы. Гидросфера. Использование и охрана вод. Основные термины и определения.
7. ГОСТ 17.1.1.02-77 Охрана природы. Гидросфера. Классификация водных объектов.
8. ГОСТ 17.1.1.03-86 Охрана природы. Гидросфера. Классификация водопользований.
9. ГОСТ 17.1.1.04-80 Охрана природы. Гидросфера. Классификация подземных вод по целям водопользования.
10. ГОСТ 19179-73 Гидрология суши. Термины и определения.
11. ГОСТ 19183-73 Гидротехника. Основные понятия. Термины и определения.
12. Закон о недрах Российской Федерации.
13. Инженерно-экологические изыскания для строительства. СП 11-102-97.
14. Как работать над терминологией. — М., 1968.
15. Маккавеев А.А. Словарь по гидрогеологии и инженерной геологии. Изд. 2-е. — М., 1971.
16. Международный стандарт ИСО 6107/1-1986. Качество воды. Термины и определения.
17. Методические рекомендации по организации и ведению мониторинга подземных вод на мелких групповых водозаборах и одиночных эксплуатационных скважинах. — М., 2000.
18. Мониторинг месторождений и участков водозаборов питьевых подземных вод. Методические рекомендации. — М., 1998.
19. Общероссийский классификатор «Полезные ископаемые и подземные воды».
20. Островский В.Н. Двойственное содержание понятия «бассейн подземных вод» // Отечественная геология. 1999. № 5. С. 66—69.
21. Плотников Н.И. Введение в экологическую гидрогеологию. — М., 1998.
22. Рекомендации по основным принципам и методам стандартизации терминологии. РМГ 19-96.
23. Справочное руководство гидрогеолога / Под ред. В.М.Максимова. — Л., 1979.
24. Стандартные термины в водном хозяйстве: Справочник / Под ред. Н.Н.Михеева. — М., 1999.
25. Чеботарев А.И. Гидрологический словарь. Изд. 3-е. — Л., 1978.
26. Экология России. Т. 1. Европейская часть / Под ред. Г.С.Вартаняна. — М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2000.
27. Кривцов А.И., Беневольский Б.И., Минаков В.М. и др. Термины и определения отечественного недропользования (словарь-справочник). — М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2000.

УДК 551.3.053

© В.И.Кузькин, 2002

Влияние сжимающих напряжений на изменение свойств пород при взаимодействии с кислыми растворами

В.И.КУЗЬКИН (ВИМС)

На протяжении ряда лет мы проводили лабораторные исследования процесса техногенного выветривания горных пород в различных режимах. Результаты исследований показали, что максимальная интенсивность процесса техногенного выветривания характерна для пород с искусственно созданной трещиноватостью, т.е. техногенных зон, характеризующихся повышенным количеством трещин, возникающих в процессе проходки горных выработок.

Анализ проведенных собственных исследований и работ других авторов [1—8] позволил заключить, что «техногенное выветривание» — процесс, обусловленный техногенным нарушением существовавших в природе условий, приводящий к активизации влияния агентов выветривания (воды, углекислого газа, кислорода и др.), ускорению процессов взаимодействия растворов с твердым минеральным веществом.

Наши исследования, проведенные акустическими методами непосредственно в массиве, подтвердили наличие техногенной зональности вокруг подземных горных выработок двух типов: зоны разгрузки (повышенной трещиноватости) и зоны опорного давления (пониженной трещиноватости) [6—8]. Предварительное ступенчатое нагружение образцов пород в условиях эксперимента перед взаимодействием с раствором можно условно считать моделью техногенных зон с повышенной и пониженной искусственной трещиноватостью. Результаты исследований напряженно-деформированного состояния пород в массиве показывают, что в зоне опорного давления, формирующейся после проходки горной выработки, присутствуют повышенные напряжения, перераспределенные относительно естественного поля напряжения.

Все вышеприведенные положения обусловили постановку эксперимента по взаимодействию пород с кислыми растворами, возникающими при разработке сульфидных месторождений, с определением прочности непосредственно под нагрузкой. По нашему мнению, моделирование

процесса взаимодействия пород и растворов непосредственно под нагрузкой имитирует его протекание в зоне опорного давления, представляющего собой результат проходки горной выработки.

Анализ работ по изучению растворимости материалов в агрессивных средах непосредственно при нагружении показал, что наиболее разработаны положения, связанные с эффектом А.Ф.Иоффе для металлов. Известны исследования В.Ярошевского, выполненные различными материалами, погруженными в воду или соляную кислоту. Результаты, полученные этим исследователем, подтвердили принципы Рикке, согласно которым упругий материал, подвергнутый воздействию какого-либо растворителя в поле сжимающего напряжения, растворяется активнее в местах максимального напряжения, а продукты растворения мигрируют в места с минимальным напряжением. Такое растворение под давлением может происходить лишь при наличии условий для накопления растворов, т.е. в трещиноватых и пористых породах, имеющих даже мельчайшие, макроскопически нефиксируемые трещины. В.Ярошевский высказал предположение, что процесс растворения может быть существенным фактором пластической деформации в случае высокой степени концентрации напряжений, обусловленной строением породы или морфологией поверхностей трещин.

Проведенный нами анализ публикаций подтверждает вывод некоторых исследователей о том, что условия и ход процесса растворения под давлением исследованы на сегодняшний день крайне слабо [1—8]. В первую очередь это касается растворения различных типов пород при взаимодействии с агрессивными растворами, возникающими при отработке сульфидных месторождений, особенно с оруденением колчеданного типа.

Рассмотрение вышеперечисленных факторов, изученных нами и другими исследователями (В.Г.Ямшиков, В.Т.Глушко, В.Т.Борисенко, 1978; И.А.Турчанинов,

М.А.Иофис, Э.В.Каспарьян, 1989; Г.А.Марков, 1977) на рудных месторождениях в горно-складчатых регионах, показывает, что перераспределенное горное давление в техногенной зоне опорного давления изменяется в широком диапазоне. Это положение определяется геолого-структурными особенностями массива пород на конкретных участках месторождения. Для месторождений в горно-складчатых регионах, по нашим данным, преобладающее значение имеют интенсивность и характер проявления пликтивной и дизъюнктивной тектоники на участках проходки горных выработок вблизи рудных тел.

Вышеприведенный анализ имеющихся материалов по изучению изменения свойств пород при их взаимодействии с агрессивными растворами непосредственно под нагрузкой послужил для нас обоснованием для постановки следующих задач в процессе лабораторного моделирования:

изучить изменение прочности пород различных генетических типов с разной трещинной и поровой пустотностью;

использовать в качестве растворителя природные растворы (с микрофлорой) различного химического состава;

использовать искусственно созданные растворы (без микрофлоры) с различным химическим составом;

изучить растворимость пород при изменении прочности как предварительно нагруженных образцов, моделирующих техногенные зоны повышенной и пониженной трещиноватости, так и образцов пород без предварительного нагружения, имитирующих породы зон, нарушенные проходкой выработок массива пород;

выявить изменение непосредственной нагрузки образцов в процессе их взаимодействия с растворами с целью моделирования различных напряжений, возникающих в зоне опорного давления и оценки свойств пород;

исследовать изменения прочности пород разных генетических типов под влиянием различных заполнителей природных трещин.

В процессе решения вышеперечисленных задач контроль за состоянием пород до и после взаимодействия с растворами проводился с помощью методов растровой электронной микроскопии и рентгенографии, акустических методов, в отдельных случаях использовались специальные петрографические методы с изготовлением и изучением прозрачных шлифов по специальной методике. При подготовке образцов перед взаимодействием с растворами, как без предварительного нагружения, так и под нагрузкой, проводились прозвучивание образцов пород для обнаружения возникающих искусственных трещин и оценка интенсивности и трещиноватости, а также регистрации исходно присутствующих природных трещин. Эксперимент по взаимодействию пород с растворами непосредственно под нагружением проводился как со слабокислыми и кислыми (рН 3—4,5), так и сильнокислыми (рН 1,7—2,5) водами (рис. 1, 2). При этом в эксперименте использовались породы различных генетических типов, существенно отличающиеся не только минеральным составом, но и структурно-текстурными особенностями (пофидриты, песчаники, известняки).

Для оценки влияния искусственной трещиноватости на изменение прочности пород при взаимодействии с растворами непосредственно под нагрузкой образцы подвергались предварительному нагружению. Ввиду того, что разные типы пород имеют различные показатели хрупкости (изверженные, осадочные, метаморфические), что определяет возникновение различного количества искусственных трещин, предварительное нагружение образцов пород проводилось ступенчато: 25, 50 и 60% разрушающей нагрузки. Эти вариации нагрузки при проведении эксперимента обусловлены стремлением моделировать зоны опорного давления в реальных подземных горных вы-

ботках для различных участков рудных месторождений, имеющих, как показали замеры непосредственно в массе, различные исходные деформационные показатели. Разброс этой нагрузки составлял: 10, 20, 30% разрушающей.

Интенсивность проявления пликтивной и дизъюнктивной тектоники разного порядка приводит при проходке подземных горных выработок к перераспределению горного давления в техногенной зоне опорного давления в широких пределах, что подтверждено акустическими исследованиями напряженно-деформированного состояния в массиве, в т.ч. и в техногенных зонах подземных горных выработок. Преобладающий объем исследований в процессе эксперимента был направлен на изучение взаимодействия пород с агрессивными растворами. Это обусловлено моделированием условий на месторождениях с колчеданным оруденением и широким распространением в образцах разнориентированных пирит-халькопиритовых прожилков мощностью 1—2 мм.

Изучение механизма изменения прочности пород различных генетических типов непосредственно под нагрузкой в агрессивных растворах показало, что эффект снижения этого показателя весьма существенен. При этом прочность осадочных пород (карбонатизированных песчаников и известняков) в этих условиях снижается в 25—30 раз, изверженных пород (порфириты, порфиты) с природной трещиноватостью в 10—15 раз. Образцы осадочных пород при взаимодействии с растворами непосредственно под нагрузкой практически теряли несущую способность за 1,5—3 суток и менее, после чего подвергались мягкому пластичному смятию, у изверженных пород снижение прочности на указанную величину происходило за 10—12 суток в зависимости от количества природных трещин и состава их заполнителя (см. рис. 1, 2). Из приведенных данных следует, что для осадочных пород, содержащих в составе растворимые минералы, преобладающее значение при проведении эксперимента имеет процесс растворения с учетом природных поверхностей ослабления. При отсутствии искусственных трещин для изверженных пород основное значение имеет природная трещиноватость пород (ее интенсивность, качество заполнителя трещин и их ориентировка относительно нагрузки).

Эти выводы подтверждаются результатами исследований с помощью растровой электронной микроскопии, использующей специальную методику, основанную на сравнении структурно-текстурных признаков породы по двум контактным поверхностям образцов, один из которых взаимодействовал с раствором. Исследования подтверждают предположение о том, что преобладающее значение при растворении карбонатных минералов имеют природные поверхности ослабления (слоистости, расщепления, разрывные трещины). Различная их ориентировка относительно прикладываемой нагрузки способствует увеличению трещинной пустотности образца, что интенсифицирует скорость и объем поступления в него раствора и процесс взаимодействия этого раствора с породообразующими минералами [1, 3].

Проведенные исследования интенсивности снижения прочности образцов при их нагружении с предварительной нагрузкой показывают, что механизм и природа изменения показателя прочности у осадочных (с растворимой минеральной основой) и изверженных пород (с кварц-полевошпатовой минеральной основой) принципиально отличны. В первом случае основное значение приобретает процесс растворения породообразующих минералов, во втором — интенсивность искусственных и природных поверхностей ослабления, по которым происходит проникновение агрессивных растворов, снижающих сцепление по поверхностям трещин различного генезиса.

По результатам проведенных исследований установлено, что не все карбонатные породы резко снижают свои

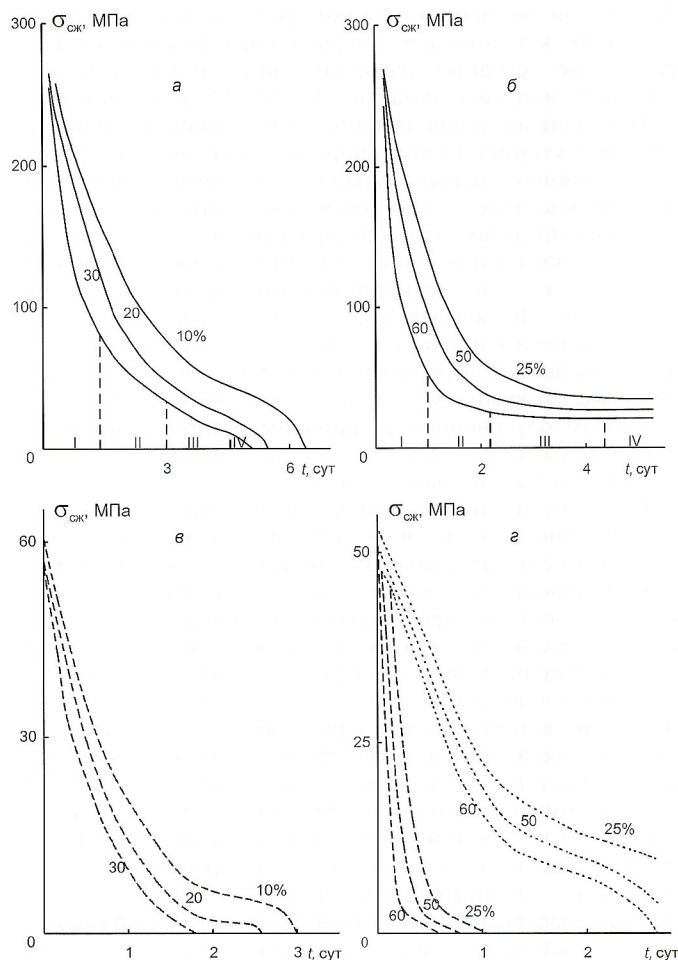


Рис. 1. Изменение прочности пород при взаимодействии с кислыми растворами (рН 3—4,5) непосредственно под нагрузкой как с предварительным нагружением, так и без него:

изменение прочности порфиринов на сжатие: а — без предварительного нагружения при непосредственной нагрузке (10, 20, 30%), б — с предварительным нагружением (25, 50, 60%) при непосредственной нагрузке 10%; в — изменение прочности песчаников на сжатие без предварительного нагружения при непосредственной нагрузке (10, 20, 30%); г — изменение прочности песчаников и известняков с доломитами на сжатие с предварительным нагружением (25, 50, 60%) при непосредственной нагрузке 10%

прочностные свойства за короткий промежуток времени. Немаловажное значение в этом случае приобретает состав растворов, т.к. при взаимодействии происходит активное образование вторичных минералов по поверхностям, что резко снижает активность процесса взаимодействия породы с раствором. Этот вывод подтвержден рентгенографическими исследованиями в комплексе с растровой электронной микроскопией.

Предварительное ступенчатое нагружение карбонатных пород значительно увеличивает активность процесса взаимодействия в системе вода—порода. Это приводит к образованию искусственных трещин, по которым происходит проникновение растворов, что в конечном счете способствует более активному снижению прочности карбонатной породы. При этом, чем больше ступенчатое нагружение карбонатной породы, тем активнее происходит снижение прочности, что определяется количеством образующихся трещин и их ориентировкой относительно прилагаемой нагрузки. В случае высокой предварительной нагрузки (до 60% разрушающей) влияние искусственных трещин в карбонатной породе превалирует над процессом образования вторичного минерала — гипса по трещинам, в процессе взаимодействия колюматизирующего эти трещины и снижа-

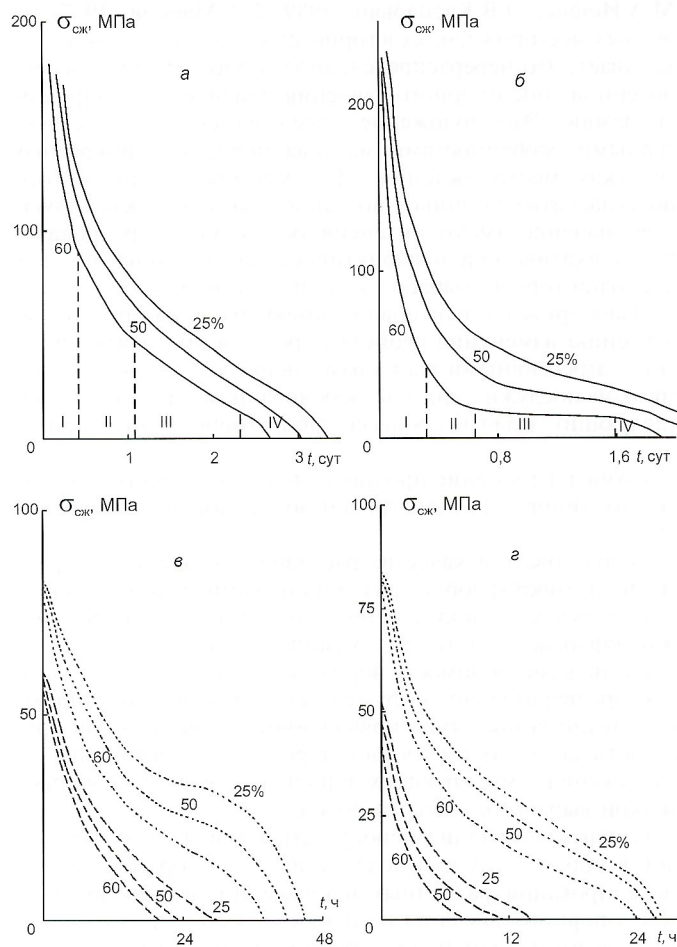


Рис. 2. Изменение прочности пород при взаимодействии с сильно-кислым раствором (рН 1,5—1,7) непосредственно под нагрузкой с предварительным нагружением:

изменение прочности на сжатие песчаников и известняков с доломитами с предварительным нагружением (25, 50, 60%) при непосредственной нагрузке, %: а — 20, б — 30; изменение прочности порфиринов и порфиринов на сжатие с предварительным нагружением (25, 50, 60%) при непосредственной нагрузке, %: в — 20, г — 30

ющего интенсивность процесса растворения карбонатных минералов.

Максимальное влияние интенсивность искусственной трещиноватости оказывает на прочность хрупких изверженных пород (порфиринов, порфиринов). Так, например, если при проведении эксперимента без непосредственного нагружения, но с предварительной нагрузкой, образец порфирита сохранял на 5—10 суток (в зависимости от предварительной нагрузки) остаточную прочность на 30—50%, то при моделировании процесса непосредственно под нагрузкой (30% разрушающей) за это же время (при той же предварительной нагрузке) образец полностью терял несущую способность. При этом показатель хрупкости (упругости) образца изверженной породы после взаимодействия уменьшался до минимума, и при определении прочности исследуемый образец часто подвергался смятию.

Наиболее отчетливо эффект потери хрупкости (упругости) изверженных пород после взаимодействия с раствором непосредственно при нагружении наблюдался у образцов с предварительным нагружением до 60% разрушающей нагрузки. Эта величина, как правило, была выше предела упругости используемых в эксперименте изверженных пород. Прочность образцов указанных типов пород уменьшалась при этом на 90—95%.

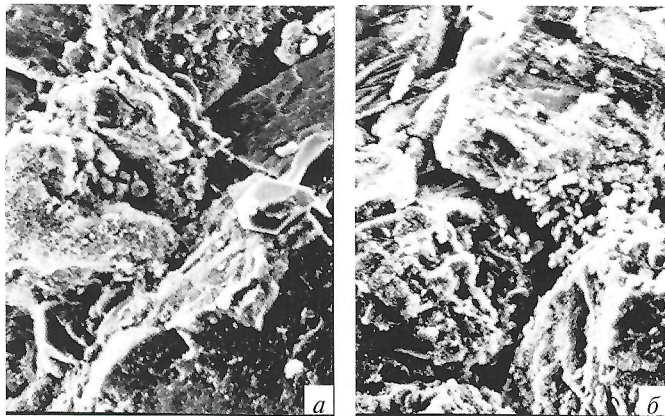


Рис. 3. Структурные изменения песчаника после взаимодействия с раствором под постоянной нагрузкой:

а — до взаимодействия, *б* — после взаимодействия с раствором; $\times 700$

Анализ структурных изменений образцов до и после взаимодействия с раствором с помощью метода электронной микроскопии подтвердил, что определяющими факторами снижения прочности изверженной породы в момент взаимодействия с раствором являются трещиноватость различного генезиса и ориентировка поверхностей трещиноватости относительно оси постоянно действующей нагрузки. В изверженных породах без природных трещин при предварительной ступенчатой нагрузке преобладающее значение приобретают искусственные микротрещины, которых в изверженной хрупкой породе образуется значительно больше, чем в пластичной осадочной. Снижение сцепления и угла внутреннего трения образцов породы в процессе их взаимодействия по искусственным микротрещинам связано с активным увеличением трещинной пустотности образца при постоянно действующей нагрузке, что способствует резкому снижению прочности породы в первые сутки взаимодействия с раствором (рис. 3, 4).

Результаты анализа снижения прочности пород при взаимодействии с кислыми растворами непосредственно под нагрузкой как с предварительным нагружением, так и без него показывают, что этот процесс проходит поэтапно. Как правило, на полученных графиках снижения прочности во времени выделяются четыре этапа (см. рис. 1, 2).

I этап — прочность пород снижается на 50–80%, причем наиболее активно — в трещиноватых породах. Создание искусственной трещиноватости различной интенсивности способствует более активному снижению прочности на этом этапе. Снижение прочности пород на первом этапе определяется увеличением трещинной пустотности на 25–30%, т.е. ослаблением структурных связей по поверхностям ослабления, изменением характера этих связей, т.к. природные трещины могут быть как с заполнителем, так и без него. Снижение сцепления определяется, как правило, числом трещин, их генезисом, составом и мощностью заполнителя. Чем больше трещин в породе, тем интенсивней снижается сцепление по открывшейся под действием раствора трещине, что и приводит к снижению прочности пород.

II этап — прочность пород на этом этапе снижается на 5–20%, причем наиболее активно в породах с карбонатной основой. На этом этапе влияние интенсивности трещиноватости на снижение свойств не так заметно, как на первом этапе. Это связано с тем, что на этом этапе преобладает процесс растворения минеральных образований и происходит вынос вещества из породы без нарушения ее структуры, т.е. на этом этапе увеличивается межагрегатная пористость пород (на 5–7%). Особенно активен процесс

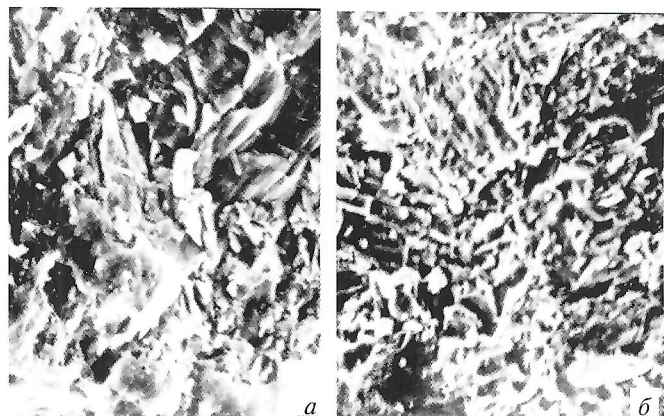


Рис. 4. Структурные изменения порфирита после взаимодействия с раствором под постоянной нагрузкой:

а — до взаимодействия, *б* — после взаимодействия с раствором; $\times 700$

растворения при моделировании с природными кислыми водами, в составе которых имеются микроорганизмы. Именно эта гетеротрофная микрофлора активизирует процесс растворения минеральных образований как в самой породе, так и в заполнителе трещин, что и приводит к снижению прочности. Эти выводы подтверждаются результатами исследований с помощью растровой электронной микроскопии.

III этап — прочность пород на этом этапе в кислых растворах снижается всего на 3–10%, т.е. значительно меньше, чем на первых двух этапах. Увеличение межагрегатной пористости и трещинной пустотности при этом, по данным РЭМ, наблюдается крайне незначительно, всего на 1–2%. При отсутствии в породе трещин различного генезиса и легкорастворимых минералов увеличение межагрегатной пористости и трещинной пустотности практически не происходит. Этим объясняется и тот факт, что на данном этапе снижение прочности осадочных пород с содержанием легкорастворимых минеральных образований проходит более активно, чем изверженных пород с кварц-полевошпатовой минеральной основой. Это связано с тем, что во вновь образованных пустотах образуются новые минеральные составляющие. Интенсивность процесса формирования этих новых минеральных фаз определяется не только составом пород, но и степенью увеличения трещинной пустотности и межагрегатной пористости, что и обуславливает снижение прочности пород на этом этапе. Эти выводы подтверждаются данными рентгеноскопических исследований, проведенных на породах до и после взаимодействия их с кислыми растворами.

Результаты растровой электронной микроскопии показывают, что процесс образования новых минеральных фаз может резко снижать интенсивность процесса техногенного выветривания, а в отдельных случаях свести к минимуму его проявление. Этот вывод, прежде всего, относится к карбонатсодержащим осадочным породам, где образуется вторичный гипс, заполняющий все трещины и поры, а в отдельных случаях и покрывающий весь образец породы, образуя «защитную рубашку». В этих случаях интенсивность процесса техногенного выветривания весьма резко снижается.

IV этап — прочность пород резко снижается (10–20%), разрушаются все ее структурные связи. При этом, если в трещинах или порах не образовались новые вторичные минералы, то процесс разрушения образца породы проходит наиболее интенсивно.

При наличии наряду с искусственной трещиноватостью видимых природных трещин, особенно выполненных пи-

ритом с халькопиритом, происходит активный процесс растворения рудных минералов, существенно повышающих кислотность раствора, превращая его в более агрессивный. В случае малого количества искусственных микротрещин преобладающее значение имеют видимые природные трещины, определяющие снижение прочности образца породы, особенно в процессе взаимодействия с очень кислыми растворами (рН 1,5–1,7).

При постоянно действующей нагрузке (до 30% разрушающей) в процессе взаимодействия с раствором образцы порфиритов с предварительным нагружением (25 и 50%) теряли свою несущую способность на 5–10 суток. Без предварительного нагружения с активной природной трещиноватостью несущая способность образца порфирита резко уменьшалась на 10–12 суток, а у массивных образцов этого типа пород — на 15–20 суток (см. рис. 1, 2). Для сравнения, при проведении эксперимента без постоянно действующей нагрузки несущая способность образца порфирита в зависимости от режима взаимодействия (динамического или статического) сохранялась на протяжении 40–60 суток.

Необходимо отметить, что в процессе взаимодействия пород с раствором при постоянно действующей нагрузке немаловажное значение имеют сами постоянно действующие напряжения. С увеличением их с 10 до 30% разрушающей время потери несущей способности изверженных пород уменьшается соответственно в 1,2; 1,5 и 1,8 раза (см. рис. 1, 2).

Исследования методами растровой электронной микроскопии, рентгенографии и использование геофизических методов прозвучивания позволили установить особенности деформации пород непосредственно под нагрузкой и определении прочности различных генетических типов пород после взаимодействия с растворами. Эти особенности заключаются в том, что, как у осадочных, так и изверженных пород на заключительной стадии взаимодействия с растворами скорость снижения показателя деформации резко уменьшается. В отдельных случаях наблюдается обратная картина. Определение прочности пород при этом на III и IV этапе показало, что несущая способность у осадочных пород практически потеряна или составляет незначительную величину, что отмечено неоднократно и у изверженных пород.

Использование указанных методов контроля за состоянием пород в ходе эксперимента показывает, что в природных трещинах в процессе взаимодействия с раствором образуются новые минералы. Именно эти новообразования, как правило, обуславливают снижение прочности образцов. В отдельных случаях, когда интенсивность образования новых минеральных соединений, например, гипса, проходит в трещинах, наблюдается «разбухание» образца, и направление его деформации изменяется на противоположное. При этом у осадочных карбонатных пород «разбухание» проходит значительно более активно, чем у изверженных, что обусловлено составом породообразующих минералов.

Результаты экспериментальных исследований показывают, что процесс техногенного выветривания наиболее активно протекает в техногенной зоне повышенных напряжений, где трещины находятся как в замкнутом, так и в приоткрытом состоянии в отличие от трещин в техногенной зоне разгрузки. Это позволяет предположить, что именно в техногенной зоне повышенных напряжений происходит наиболее активное взаимодействие растворов с породой и повышение кислотности самих растворов. Естественно также предположить, что процесс повышения кислотности будет постепенным, т.к. скорость реакции окисления зависит от ряда факторов (наличие и состояние дисульфидов, кислорода, величина и режим водопритокков и др.).

Анализ проведенных исследований показывает, что рН растворов оказывает существенное влияние на интенсивность снижения прочности, независимо от генетического типа пород, при постоянно действующей нагрузке взаимодействия растворов с породой. При этом интенсивность этого влияния выше у образцов пород с предварительным нагружением. Если без предварительного нагружения преобладающее влияние на снижение свойств оказывает минеральный состав пород, то с предварительным нагружением ведущим фактором снижения прочности пород становится искусственная трещиноватость, что особенно четко наблюдается на кривых изменения прочности хрупких порфиритов. Определенные особенности снижения прочностных свойств наблюдаются у известняков, практически неизменных вторичными гидротермальными процессами. В начале взаимодействия прочность пород снижается достаточно интенсивно, затем существенно замедляется, что обусловлено коагуляцией трещин минералами, вновь образованными в процессе взаимодействия под нагрузкой образцов пород с растворами, и выделяющимися на самой поверхности образцов.

Таким образом, результаты изучения механизма изменения прочности пород различных генетических типов при их взаимодействии с кислыми растворами непосредственно под нагрузкой позволяют сделать следующие выводы.

1. Интенсивность снижения прочности пород при взаимодействии с кислыми растворами непосредственно под нагрузкой увеличивается в десятки раз: у осадочных пород — в 20–25 раз, у изверженных — в 12–15 раз. У отдельных типов карбонатных пород интенсивность снижения прочности, связанная с растворением, существенно зависит от структурно-текстурных особенностей, состава и рН взаимодействующих растворов, наличия искусственной трещиноватости.

2. Предварительное ступенчатое (25, 50, 60% разрушающей) нагружение образцов различных типов пород, обуславливающее образование искусственной трещиноватости, увеличивает скорость снижения прочности пород в 2–6 раз, в зависимости от предварительного нагружения.

3. Изменение непосредственного нагружения (10, 20, 30% разрушающей нагрузки), обуславливающее изменение размеров сжимающих напряжений в зоне опорного давления, в зависимости от интенсивности проявления пикативной и разрывной тектоники на участках проходки горных выработок в горно-складчатых регионах, увеличивает скорость снижения прочности пород в 5–10 раз.

4. Результаты проведенных исследований подтвердили принцип Рикке, согласно которому находящийся под нагрузкой упругий материал, подвергающийся воздействию какого-либо растворителя в зоне сжимающего напряжения, растворяется активнее в местах максимального напряжения, а продукты растворения мигрируют и осаждаются в виде твердой фазы в места с минимальным напряжением.

5. Использование в процессе исследований различных методов контроля: растровой электронной микроскопии, рентгенографии, акустических методов показывает, что основной фактор изменения скорости снижения прочности разных генетических типов пород — природная и искусственная трещиноватость, ее интенсивность и ориентировка относительно постоянно действующей нагрузки, т.к. «приоткрывание» трещин способствует более активному проникновению растворов, их взаимодействию с породой и, как следствие, снижению сцепления и угла внутреннего трения по поверхностям ослабления различного генезиса, определяющим прочность пород.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Воронкевич С.Д. О техногенно-геохимических системах в инженерной геологии // Инженерная геология. 1980. № 5. С. 3—12.
2. Кригер Н.И., Кожеевников А.Д., Колосов Е.В. Вопросы энергетики природных и техногенных геологических процессов. — М.: Инжеко, 1992.
3. Кузькин В.И. Техногенное влияние на инженерно-геологические показатели, используемые при прогнозе условий отработки рудных месторождений // Изв. вузов. Геология и разведка. 1993. № 3.
4. Кузькин В.И., Ярл Л.А., Кочетков М.В. Техногенное выветривание на рудных месторождениях // Геоэкологические исследования и охрана недр: Обзорная информация. М., 1993. Вып. 4.
5. МIRONENKO В.А., ГРЕЧАШЕВ С.Е. Проблемы прогнозирования изменений геологической среды под влиянием техногенных воздействий // Проблемы рационального использования геологической среды. М., 1988.
6. Родин И.В. К вопросу о влиянии выработок на напряженное состояние горного массива // Изв. АН СССР. ОТН 12. 1950. С. 1753—1783.
7. Трофимов В.Т., Баулин В.В., Зекцер И.К. и др. Закономерности изменения инженерно-геологических, гидрогеологических и геокриологических условий при интенсивном техногенном воздействии // Проблемы рационального использования геологической среды. М., 1988.
8. Турчанинов И.А., Иофис М.А., Каспарян Э.В. Основы механики горных пород. — М.: Недра, 1989.

УДК 556.3

© А.А.ШПАК, Р.И.ПЛОТНИКОВА, 2002

Современное состояние минерально-сырьевой базы минеральных, теплоэнергетических и промышленных подземных вод и основные проблемы ее развития*

А.А.ШПАК, Р.И.ПЛОТНИКОВА (ВСЕГИНГЕО)

Основная ресурсная база минеральных, теплоэнергетических и промышленных вод была создана благодаря широкомасштабным геологоразведочным работам, выполненным до начала 90-х годов за счет бюджетных средств. С 90-х годов осуществлялся прирост эксплуатационных запасов преимущественно по минеральным водам, в основном за счет средств недропользователей, а также по двум месторождениям промышленных вод. Основные показатели современной сырьевой базы рассматриваемых типов вод приведены в таблице.

Показатели современной базы типов вод

Типы вод	Число разведанных месторождений и участков	Эксплуатационные запасы, тыс.м ³ /сут (тыс.т/сут*) — в числителе, готовая продукция — в знаменателе	Использование (в числителе), готовая продукция (в знаменателе)
Минеральные	633	$\frac{290}{—}$	$\frac{116}{—}$
Теплоэнергетические, млн.Гкал/год	62	$\frac{273}{7,9}$	$\frac{57}{2,6}$
Парогидротерм, МВт	4	$\frac{40,7}{\approx 200}$	$\frac{9,4}{\approx 45}$
Промышленные, т/год	4	$\frac{358,9}{J 3903}$ Br 14 300	$\frac{11,7}{J 198,6}$ Br 300

*Парогидротерм.

На европейскую часть РФ приходится 75% разведанных месторождений минеральных вод, хотя в азиатской также

имеются значительные ресурсы ценных минеральных вод. Неполное освоение запасов минеральных вод объясняется избытком утвержденных запасов на разрабатываемых месторождениях, где раздел их между различными недропользователями невозможен. Невысокий уровень освоения запасов теплоэнергетических вод (21%) и парогидротерм (40%) обусловлен невысокими тарифами на альтернативный источник энергии — природный газ, а промышленных вод — в основном из-за неконкурентоспособности российского йода по отношению к ввозимому из Азербайджана и Туркменистана, а на мировом рынке — по отношению к йоду из Японии и Чили.

Развитие ресурсной базы и увеличение масштабов использования минеральных лечебных, теплоэнергетических и промышленных вод требует решения следующих проблем:

оценка состояния сырьевой базы и перспектив ее использования;

разработка регламента лицензирования пользования недрами для изучения и добычи рассматриваемых типов подземных вод, в т.ч. при наличии нескольких недропользователей на одном месторождении;

создание подсистемы минеральных, теплоэнергетических и промышленных вод в системах государственного мониторинга, государственного учета рассматриваемых типов вод и государственного баланса их запасов и их использования;

разработка методики геолого-экономической оценки месторождений;

внедрение геотермальных технологий и тепловых насосов для повышения эффективности и экологической безопасности добычи использования геотермальных ресурсов;

разработка комплексных технологий извлечения из подземных вод всех ценных компонентов.

*Тезисы выступления на Всероссийской конференции «Минерально-сырьевая база территории России и ее континентального шельфа в условиях глобализации мировой экономики» (Москва, 5—7 февраля 2002 г.).

Модель самовозгорания каменных углей в подземных выработках

А.В.ПАВЛОВ (ВНИИОкеангеология)

Энергетической базой бывшего Норильского горно-металлургического комбината были до перехода его в 1970 г. на природный газ каменные угли, добываемые открытым способом на Кайерканском месторождении и подземным — Норильском. Последнее месторождение и рассматривается в статье, поскольку только на нем в годы его разработки имели место все проявления эндогенных подземных пожаров.

Норильское месторождение расположено в крайней северо-западной части Тунгусского угольного бассейна. Оно приурочено к северо-восточному краю Норильского плато, занимая здесь горы Надежда, Шмидта и Рудная (рис. 1). Разработка углей этого месторождения была начата в предвоенные и военные годы. В 1949 г., через 10 лет после начала эксплуатации, на шахте Западная произошел первый эндогенный подземный пожар. Затем пожары стали отмечаться на всех других шахтах этого месторождения, и к 1967 г., к моменту их закрытия, число пожаров достигло 13. В первые годы разработки никаких профилактических мероприятий по предупреждению эндогенных пожаров не предусматривалось, поскольку угли, по заключению углехимиков, считались слабо склонными к самовозгоранию. Кроме того, предполагалось, что многолетне-мерзлые породы, в зоне которых осуществлялась эксплуатация, предохранят уголь от окисления и самовозгорания. Между прочим, о возможной пожароопасности углей Норильского района можно было бы судить по естественным геологическим пожарам, охватывающим угольные пласты при их выходе на дневную поверхность. Подобные пожары давно известны геологам и о них неоднократно сообщалось в литературе [4, 7, 11]. К сожалению, при проектировании угольных шахт Норильска эти данные не были учтены. После первых пожаров на месторождении стала осуществляться противопожарная профилактика, но она оказалась недостаточной для того, чтобы полностью устранить возникновение эндогенных подземных пожаров. Крайне сложным было и тушение самих пожаров. К тому же результаты тушения обычно сводились на нет, т.к. на пожарном участке через 1—3 месяца после его вскрытия часто вновь начинался пожар. Профилактика и борьба с эндогенными пожарами вызвали огромные материальные затраты. Практически же дело обычно заканчивалось, несмотря на эти затраты, консервацией и отнесением в забаланс значительных запасов угля непосредственно загоревшихся пластов, а также и всех других пластов, расположенных ниже, т.к. действующими правилами техники безопасности запрещаются работы под пожарными очагами из-за опасности проникновения в горные выработки угарного газа. По состоянию на 1 января 1966 г. на Норильском месторождении в пожарных участках заключены примерно 46 млн.т каменных углей, причем большая их часть подготовлена по самым высоким категориям. Профилактика пожаров увеличивает себестоимость добычи 1 т угля примерно на 4 руб. (цены 1966 г.). На борьбу с пожарами по состоянию на 1 января 1966 г. были израсходованы около 15 млн.руб., а общая стоимость ликвидации всех эндогенных пожаров Норильского месторождения была определена в те годы почти в 50 млн.руб.

Рудничные пожары — весьма частое явление и для многих других угленосных бассейнов и месторождений быв-

шего СССР (Кузбасс, Донбасс, Средняя Азия, Кавказ, Челябинский бассейн и др.) и зарубежных стран. Самовозгорание углей в горных выработках, а также при хранении причиняет огромный вред народному хозяйству. Многие десятилетия ученые и практики всех стран мира работают над разрешением проблемы самовозгорания углей. Однако сложная природа углей и сложность механизма процессов их окисления и самовозгорания представляют собой основное препятствие для решения этой ответственной проблемы. Пока ни практическими приемами, ни путем инженерных решений не удалось получить результаты, которые удовлетворяли бы промышленность [3].

Геологическое строение Норильского месторождения [1, 2, 8, 10]. В строении месторождения принимают участие осадочные, эффузивные и интрузивные образования (см. рис. 1, 2). Наиболее древние — среднекембрийско-ордовикские терригенно-карбонатные, девонские эвапориты-терригенные и раннекаменноугольные карбонатные отложения суммарной мощностью более 4 км. На этих древних породах с глубоким эрозионным размывом залегают континентальные угленосные терригенные отложения, по возрасту относимые к среднему карбону — перми. Угленосная толща подразделена на свиты (снизу вверх): апсекаанскую, руднинскую, далдыканскую, шмидтинскую, кайерканскую и амбарнинскую общей мощностью 230—270 м. Эффузивные образования залегают с небольшим размывом на различных горизонтах амбарнинской свиты. Толща эффузивов сложена покровами базальтов, которые часто отделены один от другого прослоями туфов, туффицитов и туфо-брекчий. Мощность эффузивной толщи изменяется за счет размыва от 0 до 1300 м. Интрузивные образования, относимые к фации гипабиссальных пород трапповой формации Сибирской платформы, широко представлены в разрезе осадочной и эффузивной толщ. Изверженные породы характеризуются основным, реже ультраосновным составом. Форма их залегания — силлы, дайки и их многочисленные апофизы. Установлены древние и молодые недифференцированные (долериты и габбро-долериты) и дифференцированные рудоносные (медно-никелевые) интрузии (габбро, габбро-диабазы, габбро-долериты, долериты и др.). В пределах Норильского месторождения наиболее мощная интрузия (4—100 м) расположена в районе горизонта VI пласта угля. При внедрении она расщепила угленосную толщу по плоскости, примерно проходящей на уровне этого пласта, так что пласты V и VI находятся то над интрузией, то ниже нее. К западу интрузия постепенно поднимается и доходит до горизонтов пластов IV, IV и III, а в районе Далдыканского месторождения она залегает уже выше пласта 0. Вторая интрузия установлена над пластом III. Ее мощность не превышает 13 м. Она не имеет повсеместного распространения. Вдоль восточного края месторождения угленосная толща контактирует с мощной (до 350 м) габбро-долеритовой интрузией Норильск-I. Помимо крупных угленосная толща включает большое количество мелких интрузий: пластовых, секущих, с очень неустойчивыми элементами залегания и т. д., а также многочисленные дайки, толщина которых не превышает 12 м. Коренные породы повсеместно перекрыты четвертичными осадками (валуны и галечники, пески, алевриты, глины, торфяники), мощность кото-

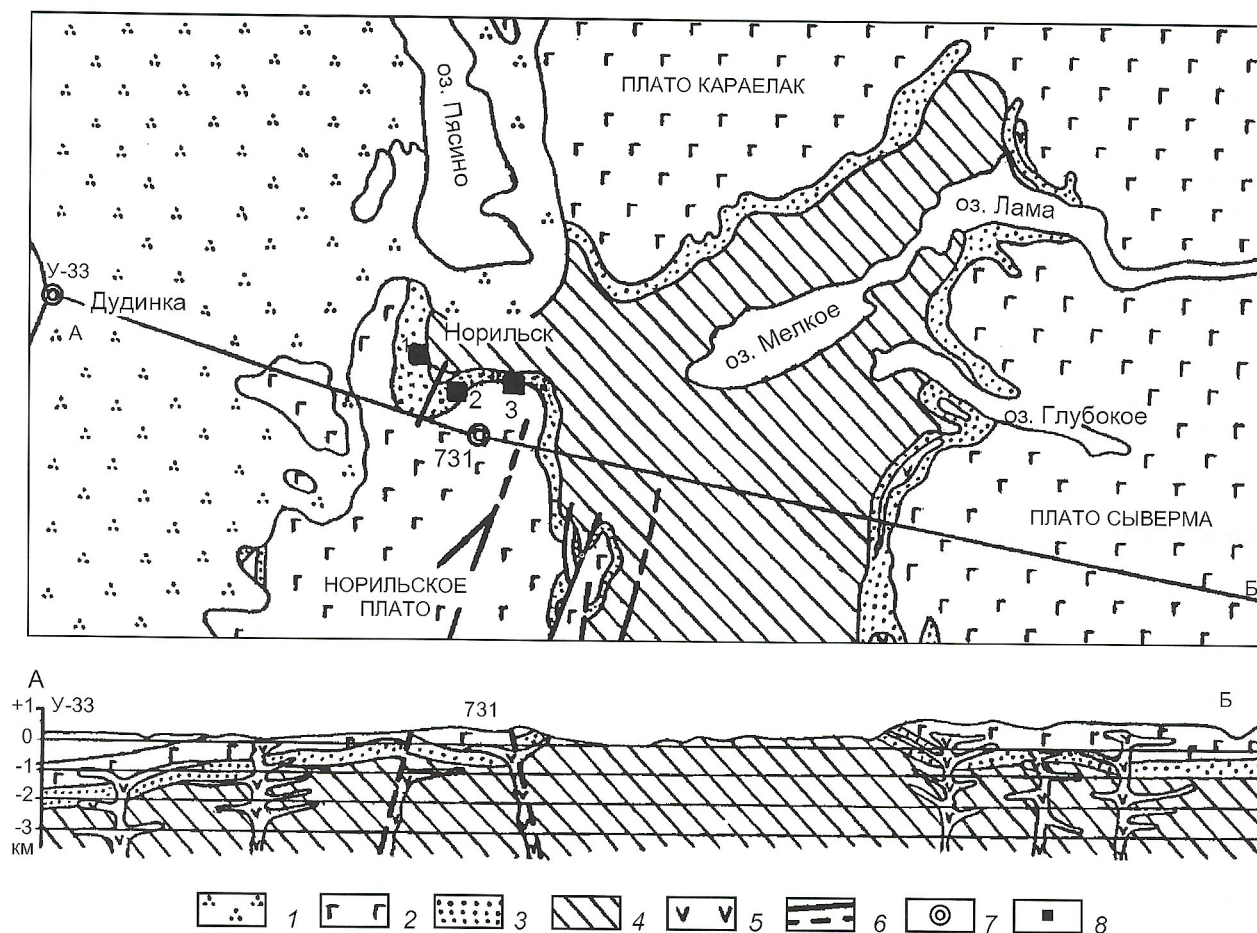


Рис. 1. Геологическая схема Норильского угленосного района, по материалам В.М.Сливко, 1964.

1 — четвертичные отложения; 2 — толща эффузивных пород, P_2-T_1 ; 3 — угленосные отложения, C_1-P_2 ; 4 — подстилающие угленосную толщу породы, $D-C_2$; 5 — интрузии долеритов; 6 — тектонические нарушения; 7 — опорные буровые скважины; 8 — месторождения угля (1 — Кайерканское, 2 — Далдыканское, 3 — Норильское)

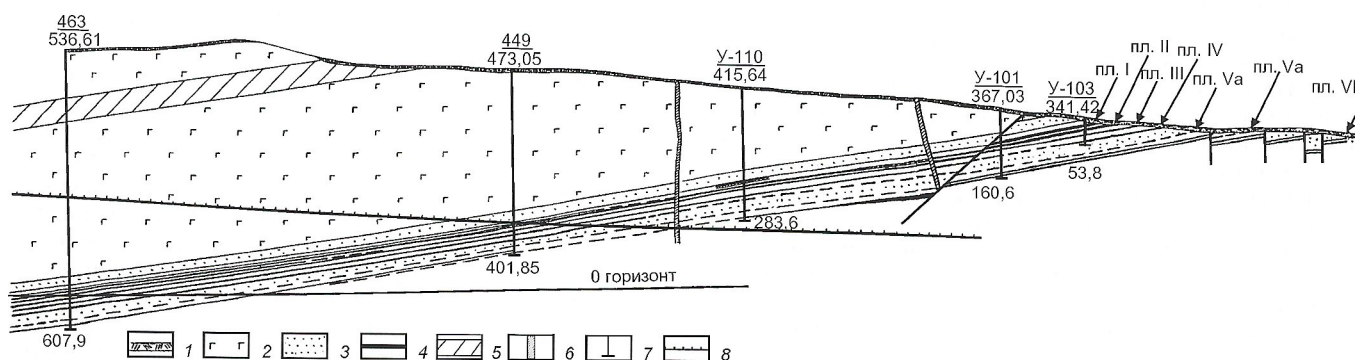


Рис. 2. Геологический разрез западной части Норильского месторождения, по данным Ю.Н.Седых и Г.И.Харченко:

1 — четвертичные отложения; 2 — толща эффузивных пород; 3 — песчаники, алевролиты и аргиллиты; 4 — пласты угля; 5 — интрузия долеритов; 6 — зоны перемятых пород; 7 — буровые скважины; 8 — нижняя граница толщи мерзлых пород

рых на плато не превышает 5 м, уступах и подножье склонов 20—30 м, а в низинных участках может достигать 70—150 м.

В тектоническом отношении Норильское месторождение представляет собой брахиантиклинальную складку, приуроченную к западному крылу Хантайско-Рыбинского вала Сибирской платформы. Складка север—северо-восточного

простираения с падением пород на западном борту под углами 7—10°, а на восточном 4—8°. Отмечено большое количество дизъюнктивных нарушений с амплитудой смещения долей до 200 м. Преобладают нарушения северо-западного направления, многочисленны также разломы и северо-восточного простираения. Сбросы крутопадающие (70—90°), имеют изменчивую амплитуду смещений, часто

расположены группами, параллельно друг другу, соединяются, ветвятся, образуя в целом нарушенные зоны значительной ширины. Наиболее крупные нарушения обычно сопровождаются зонами смятия, которые в области талых пород часто сильно обводнены и загазованы.

Промышленная угленосность связана с верхней 100-метровой частью угленосной толщи (рис. 3, 4). Из шести пластов два верхних (I, II) и самый нижний (VI) имеют мощность 5—10 м. Пласты III и IV характеризуются мощностью 2—4 м, а V пласт, как правило, отличается малой толщиной и не разрабатывается. I и II пласты значительно сближены друг с другом (0,5—16 м), иногда мощность разделяющих пород невелика и между пластами II и III, III и IV. Мощные пласты всегда имеют сложное строение, структура тонких пластов обычно более простая (см. рис. 4). Угли гумусовые, каменные, марок К, ПС, СС и Т, средней зольности, малосернистые (за исключением угля I пласта, в котором содержание серы повышенное).

Характеристика эндогенных пожаров. Норильское месторождение эксплуатировалось пятью шахтами. С переводом Норильского металлургического комбината на природный газ все шахты были закрыты. Разработка углей осуществлялась в зоне многолетнемерзлых пород с температурой от 0 до -6°C . Мощные пласты отрабатывались камерно-столбовой системой; относительно тонкие — длинными столбами по простиранию. Оработка проводилась поочередно сверху вниз или одновременно с некоторым опережением работ по верхним пластам. Эксплуатационные потери угля составляли 30—50%. Система вентиляции горных выработок — всасывающая. В первые годы температурный режим шахт не регулировался. В шахты подавался воздух наружной температуры. Начиная с 50-х годов в горных выработках осуществлялось одностороннее регулирование температурного режима. В зимнее время подаваемый в шахты воздух подогревался калориферными установками до $+4$, $+6^{\circ}\text{C}$, в теплое время года калориферы отключались. Подача в шахты в течение всего года теплого воздуха привела к интенсивному оттаиванию пород; мерзлота стала наблюдаться только в самых свежих выработках. Положительные температуры установились и в отработанном пространстве шахт.

За 1949—1967 гг. на шахтах были зарегистрированы 13 эндогенных пожаров: четыре — на шахте Центральная, три — Западная-Коксовая и по два — на шахтах Западная, Норильская и Восточная. Все пожары возникали в отработанном пространстве I и II пластов. Исключение, может быть, представляет один из пожаров на шахте Норильская, который был установлен в отработанном пространстве III пласта. Но вполне вероятно, что и этот пожар начался в выработанном пространстве I и II пластов, а затем перекинулся на III пласт, где и был зафиксирован.

Самовозгорание углей проходило всегда после отработки запасов I пласта, во время работ по II пласту. На отдельных участках месторождения I пласт непрерывно отрабатывался в течение 6—8 лет (например, на шахте Центральная), но, несмотря на это, пока не начинались работы по II пласту, пожары не проявлялись. Эндогенные пожары развиваются в течение 13—48 месяцев после начала очистных работ по II пласту. Поэтому весьма условно инкубационный период самовозгорания углей Норильского месторождения может быть определен 13—15 месяцев. Не всегда ясно, какой из пластов (I или II) загорается первым. Вскрытие пожарного очага часто не решает этот вопрос, поскольку пожар, начавшись на каком-то одном пласте, быстро перебрасывается на другой, с ним сближенный. Общепринято, что вначале загорается I пласт, а потом II. Уголь I пласта содержит большое количество пирита, который, как известно, стимулирует самовозгорание угля, отличается наименьшей метаморфизованностью, коксуется, т. е. в сравнении с другими углями обладает,

по-видимому, большей химической активностью. Кроме того, известны случаи выпадения горящего угля I пласта непосредственно в горные выработки, пройденные по II пласту.

Нельзя не обратить внимания на то, что эндогенные пожары приурочены к мощным, сближенным пластам. Так, I и II пласты в пределах пожарных участков отличаются мощностью 5—10 м и отделены друг от друга по вертикали всего на 0,5—8,5 м (чаще 3—4 м). Следует также учесть, что I и II пласты отрабатывались вблизи выходов на дневную поверхность, следовательно, на небольшой глубине (100—200 м), и что в кровле I пласта залегает толща весьма крепких, жестких и массивных пород (песчаники и эффузивы), обрушающихся при посадке кровли огромными глыбами, между которыми возникают крупные каналы и широкие трещины, достигающие дневной поверхности и сопровождаемые на ней провалами. Выработанное пространство I и II пластов оказывается связанным с дневной поверхностью и в него все время может поступать свежий воздух. Интересно отметить, что наиболее интенсивно горные породы сдвигаются около самых крупных охраняемых целиков угля или вблизи участков фациальных замещений угля песчаниками (устное сообщение В.Т.Новоселова). Именно на подобных участках развиваются очень крупные трещины и каналы, около которых, по-видимому, и локализуются пожарные очаги.

Развитию эндогенных пожаров на норильских шахтах способствовало также нарушение естественного мерзлотного режима, допускаемое при разработке углей. В первые годы эксплуатации, когда подаваемый в горные выработки воздух не подогревался, оттаивание пород и отступление мерзлоты вызывалось лишь подачей в выработки теплого легкого воздуха, поступлением поверхностной воды, профилактической обработкой выработанного пространства глинистой пульпой, часто подогретой, затоплением водой, применяемом при тушении эндогенных пожаров, и, возможно, другими причинами. Особенно интенсивное отступление многолетнемерзлых пород началось в 50—60 годы, когда почти на всех угольных шахтах были смонтированы для подогрева воздуха калориферные установки. Если раньше теплый воздух попадал в шахты только в летнее время, то с постройкой калориферов он стал поступать в них в течение всего года. Многочисленные замеры температуры воздуха за перемычками показывают, что в отработанном пространстве почти всегда фиксируются положительные температуры 2— 5°C , иногда 10°C и более. Несомненно, что оттаивание угля вызвало резкое усиление окислительных процессов, и большая часть эндогенных пожаров возникла именно после появления калориферов. Так, на шахтах Норильская и Восточная половина, а на шахтах Западная Коксовая и Центральная все эндогенные пожары произошли после ввода в действие калориферных установок. Исключение — шахта Западная, на которой воздух в зимнее время не подогревался, а пожары все же имели место. Вероятно, здесь при весьма близком нахождении отработанного пространства I и II пластов от дневной поверхности для нарушения мерзлотного режима достаточным оказалось поступление теплого воздуха только в летнее время. В зимний же период положительная температура могла поддерживаться в отработанном пространстве уже за счет теплоты, которая выделяется окисляющимся углем.

Модель самовозгорания углей. Вероятно, самая первая модель самовозгорания норильских углей, объясняющая развитие эндогенных пожаров, — схема, разработанная В.К.Куренчаниным [5, 6]. Сущность ее заключается в следующем. При выемке I пласта над скоплениями угля отработанных камер вследствие высокой устойчивости мерзлых пород основной кровли образуется значительное свободное пространство, и выделяемое углем тепло легко от-

водится. Окисление угля происходит при достаточно низкой температуре, потому самовозгорание, а тем более возгорание практически не возможно. При отработке II пласта скопления отбитого угля и раздавленные целики этого пласта перекрываются обрушенными породами межпла-

стья, оставшимися в выработанном пространстве углем I пласта и породами основной кровли I пласта. Над углем II пласта образуется мощное перекрытие, которое значительно замедляет отвод генерируемого углем тепла. Уголь сильно разогревается и, в конечном счете, возгорается.

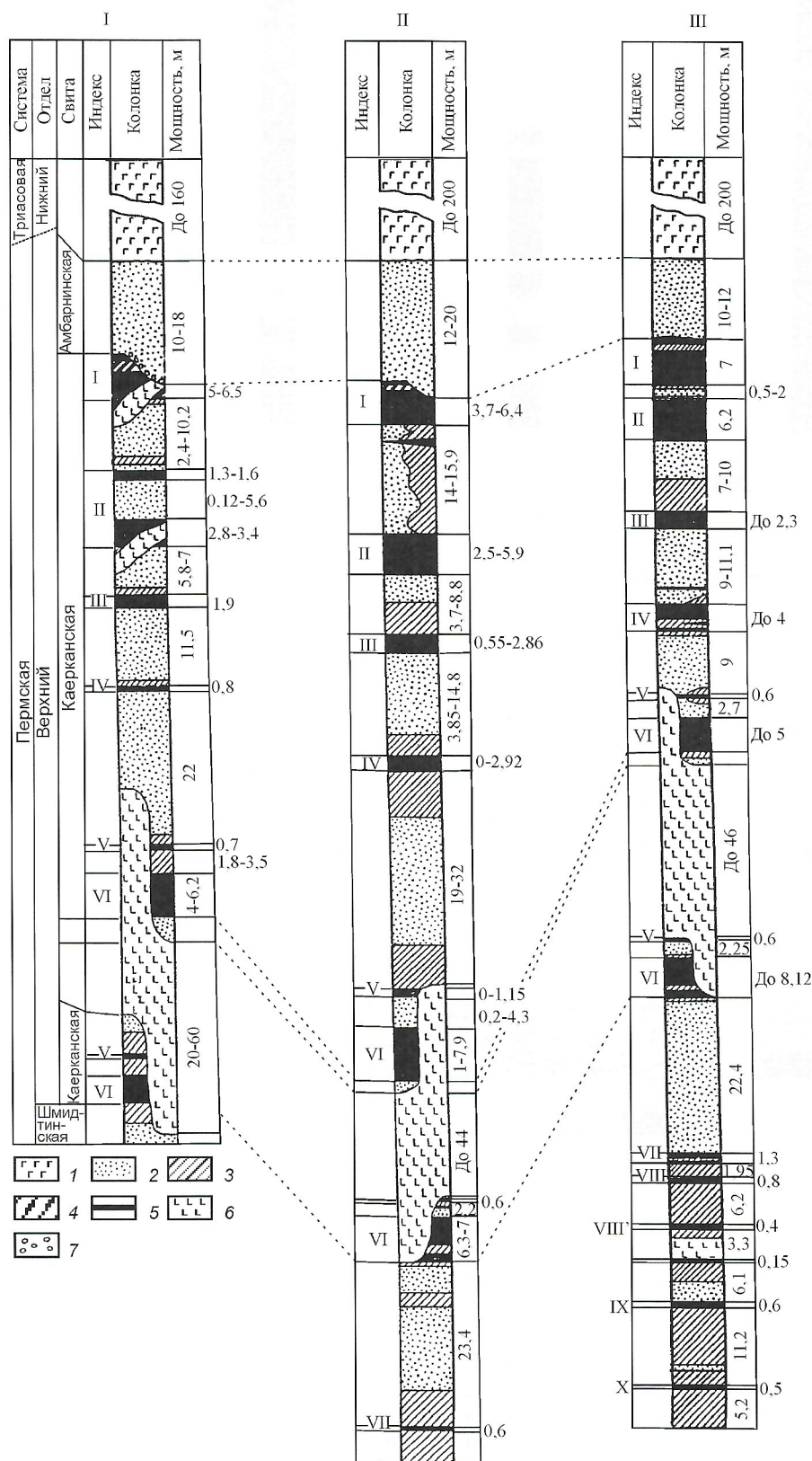


Рис. 3. Строение верхней части угленосной толщи Норильского месторождения:

шахты: I — Западная-Коксовая (по А.П.Андрюенко), II — Центральная (по А.Н.Лавришуку), III — Норильская (по С.В.Зайцеву); 1 — толща эффузивов; 2 — песчаники; 3 — алевролиты и аргиллиты; 4 — аргиллиты углистые; 5 — угли; 6 — интрузии долеритов; 7 — галька в подошве амбарнинской свиты на шахте Западная-Коксовая

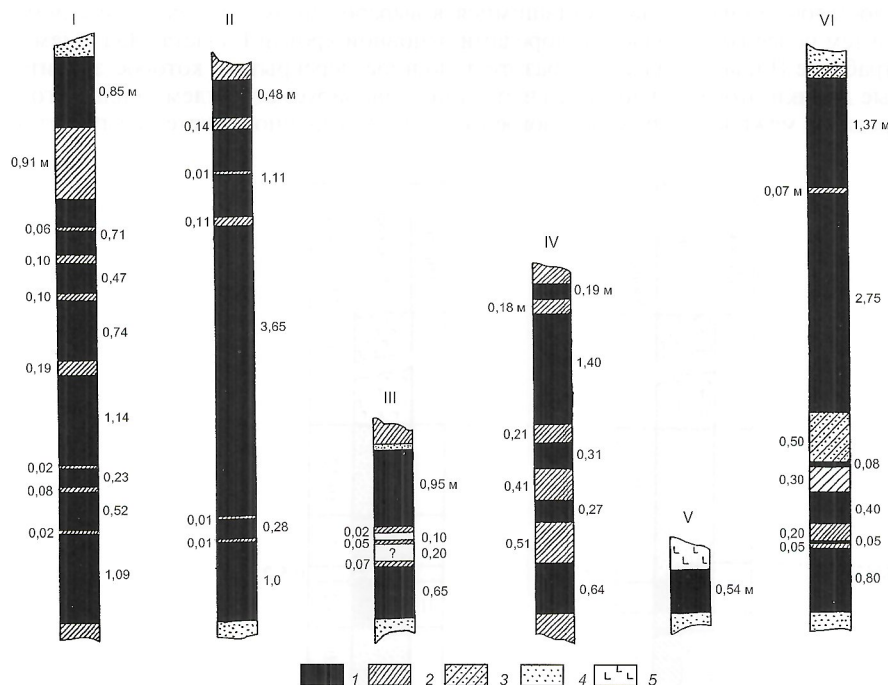


Рис. 4. Строение пластов угля шахты Норильская, по данным С.В.Зайцева:

I—VI — пласты угля; 1 — угли; 2 — аргиллиты; 3 — алевролиты; 4 — песчаники; 5 — долениты

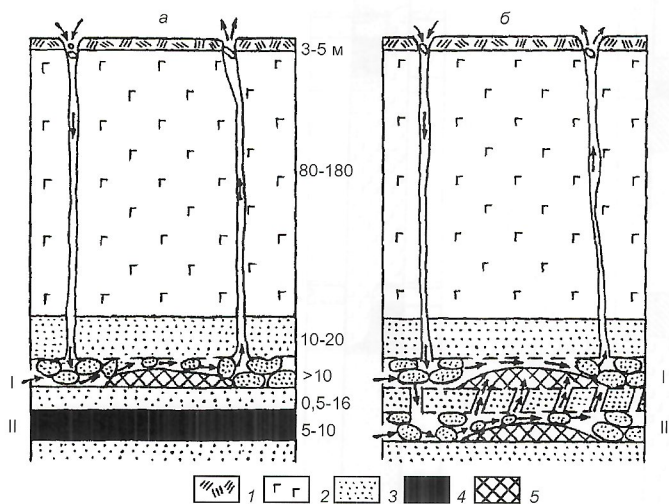


Рис. 5. Модель самовозгорания углей I и II пластов Норильского месторождения:

I — четвертичный покров; 2 — толща эффузивных пород; 3 — вмещающие уголь породы; 4 — уголь; 5 — скопления угля в отработанном пространстве угольных пластов I и II

Необходимый для окисления воздух поступает через пере-
мычки из действующих выработок. Нами предлагается не-
сколько иная модель самовозгорания, которая, по-види-
мому, более логично объясняет все случаи проявления эн-
догенных подземных пожаров на Норильском месторож-
дении (рис. 5).

Как известно, на месторождении вначале отрабатывал-
ся самый верхний I пласт. По нему допускались всегда
значительные потери угля (30—50%), которые оставались
в отработанном пространстве (вовсе не отрабатывалась са-

мая верхняя угольная пачка и, как пра-
вило, две—три ниже расположенные
пачки; кроме того, оставлялось боль-
шее количество целиков). При обруше-
нии кровли, а оно всегда значительно,
поскольку выемочная мощность I пла-
ста составляла не менее 4 м, массив вы-
шележащих пород разбивался трещина-
ми на крупные глыбы, между которыми
создавались многочисленные каналы,
доходящие до дневной поверхности.
Оставшийся в кровле пласта уголь об-
рушался, междукамерные и все другие
охранные целики разрушались, и в от-
работанном пространстве образовыва-
лись сосредоточенные скопления угля,
потенциально подготовленные к окис-
лению и самовозгоранию. Почему же
на норильских шахтах после отработки
I пласта до начала работ по II пласту
эндогенные подземные пожары не воз-
никали, хотя к скоплениям угля был
открыт доступ воздуха как со стороны
действующих горных выработок, так и
с дневной поверхности через каналы в
кровле, поскольку изоляция отработан-
ного пространства в то время практиче-
ски не проводилась? По-видимому,
дело заключалось в том, что в сложив-
шейся обстановке, хотя окисление угля
и имело место, но оно было не интен-
сифицированным и не доходило до са-
мовозгорания, т.к. образующиеся при

окисления газы и пары воды, поднимаясь вверх, препят-
ствовали поступлению новых порций воздуха к скоплением
угля. Свежий воздух только омывал, а не просачивался
через уголь; скорость окисления была ничтожно мала, гене-
рация тепла незначительна, возгорание в таких условиях не
могло произойти.

Работы по II пласту обычно начинаются спустя некото-
рое время (до 6—8 лет) после работ по пласту I. Пласт II
мощный (до 10 м), и при его разработке также происходят
большие потери угля (30—50%). От I пласта его отделяет
пачка пород толщиной всего несколько метров (максимум
16 м). После отработки II пласта, по-видимому, местами
обрушаются лишь нижние слои этой породной пачки, а
верхние растрескиваются и вместе с расположенным
выше углем I пласта висят над незаполненными поло-
стями отработанного пространства II пласта. В подобной
ситуации создаются весьма благоприятные условия для
фильтрации воздуха непосредственно через скопления
угля I пласта, что значительно интенсифицирует процесс
окисления.

В целом модель окисления и самовозгорания угля в от-
работанном пространстве I и II пластов Норильского мес-
торождения может быть представлена в следующем виде.

Необходимый для окисления угля воздух поступает в
выработанное пространство с поверхности через трещины
и каналы пород эффузивной толщи и амбарнинской сви-
ты, а также через перемычки, со стороны действующих
горных выработок. Попав в отработанное пространство,
воздух из полостей II пласта, омыв находящийся там
уголь, через трещины и каналы вышележащей маломощ-
ной породной пачки проникает в отработанные участки I
пласта, где он просачивается сквозь огромные скопления
разрыхленного угля, интенсивно его окисляя. Образовав-
шаяся газовая смесь (остатки воздуха, пары воды, углекис-
лый газ, оксид углерода, углеводороды и др.), которую от
исходного воздуха отличает (в основном за счет нагрева)
меньшая удельная масса, направляется по каналам и тре-

щинам пород кровли на дневную поверхность. Длительное окисление (не менее года) и возможность аккумуляции тепловой энергии приводят к самонагреванию, а затем и самовозгоранию угля. В отработанном пространстве I пласта зарождается эндогенный пожар, который затем может перебраться и на II пласт. Интересно отметить, что в горном массиве в процессе эксплуатационных работ, в общем, создается энергетическая «конструкция», весьма напоминающая обычную топку. В этой гигантской природной «топке» роль «поддувала» выполняли оставшиеся незаполненными полости отработанного пространства II пласта, «колосниковой решетки» — породы межпластья I и II пластов, самой «топки» — выработанное пространство I пласта и, наконец, роль «дымохода» выполняют трещины и каналы, пронизывающие породы амбарнинской свиты и эффузивной толщи.

Прогноз пожароопасности каменных углей. Рассмотренная модель самовозгорания дает возможность составить прогноз пожароопасности на участки подземной разработки.

В целом пожароопасными будут такие угольные пласты, при разработке которых допускаются большие потери угля, а геологической ситуацией и расположением подземных горных выработок создаются условия для прососов воздуха непосредственно через крупные массы разрытого каменного угля. Если воздух только омывает уголь, то окисление, вероятно, никогда не сможет дойти до самовозгорания. Сам по себе тип угля, характеризующийся петрографическим составом, химическими особенностями и метаморфизмом, в возникновении пожаров не играет существенной роли, определяя, вероятно, лишь длительность инкубационного периода. Если не будут созданы соответствующие условия для развития процесса самовозгорания, то даже самый активный уголь практически окажется не пожароопасным.

На Норильском месторождении, кроме I пласта, местами может быть пожароопасным и II пласт. Потенциально опасные такие участки, на которых II пласт значительно сближен с III. В этом случае со стороны выработок III пласта возможны прососы воздуха через имеющиеся в выработанном пространстве II пласта скопления угля. Аналогично, при больших потерях угля пожароопасен и III пласт в местах сближения с IV пластом. IV и VI пласты по предлагаемой модели самовозгорания не могут рассматриваться как пожароопасные. Ниже их в непосредственной близости нет других пластов, поэтому взаиморасположением выработок, по-видимому, полностью исключается возникновение ситуации, при которой воздух смог бы фильтроваться сквозь скопления угля в отработанном пространстве. Кроме того, IV пласт имеет небольшую мощность, а уголь VI пласта, по всей видимости, отличается наименьшей химической активностью, т.к. он повсюду расположен в непосредственной близости к мощной интрузии долеритов и потому наиболее метаморфизован.

В условиях Норильского района основные геологические факторы пожароопасности — сближенность пластов угля и их мощность, расстояние от дневной поверхности, наличие в перекрывающих угленосные отложения образования большого процента «жестких» массивных пород. Если угольные пласты достаточно сближены друг с другом, имеют значительную мощность, неглубоко залегают от поверхности и перекрыты весьма жесткими породами, то они всегда должны быть отнесены в разряд пожароопасных, легко самовозгорающихся. Достаточно разобщенные пласты в условиях пологого залегания даже при самых неблагоприятных всех других характеристиках самовозгораться, вероятно, не смогут. Остальные геологические факторы (тектоническая нарушенность, трещиноватость, строение и петрографический состав, химические особенности, коксующесть и метаморфизм углей) не могут быть решающими и в основном, вероятно, сказываются

лишь на длительности инкубационного периода, когда происходит подготовка углей к самовозгоранию. Особое внимание следует обратить на мерзлотный режим эксплуатации участков, нарушение которого в значительной мере способствовало развитию эндогенных пожаров. Предложенная нами модель самовозгорания каменных углей района вполне удовлетворительно объясняет все эндогенные пожары норильских шахт и по этой причине может быть использована при прогнозировании пожароопасности на любой стадии подготовки угольного месторождения к подземной разработке (геологическая разведка, проектирование горного предприятия, эксплуатация). На Норильском месторождении, по нашей модели, кроме I пласта, могут быть пожароопасными также II и III пласты на тех участках, где эти пласты сближены, а также III и IV пласты при условии подработки их друг другом. Пласт VI, ниже которого нет других рабочих пластов и который поэтому не может подрабатываться, нельзя отнести в разряд самовозгорающихся пластов.

Из профилактических противопожарных мероприятий, которыми можно предотвратить развитие эндогенных подземных пожаров, следует рекомендовать такие: проводить отработку I пласта с полной закладкой выработанного пространства; вести одновременную выемку угля I и II пластов (возможно, лишь с незначительным опережением по верхнему пласту); заниматься постоянной обороткой и засыпкой трещин и пустот с поверхности; восстановить естественный мерзлотный режим эксплуатировавшегося ранее горного массива.

В связи с охватившим нашу страну в последние годы топливно-энергетическим кризисом целесообразно возобновление горных работ на угольных шахтах, находящихся в консервации, а также строительство новых угольных предприятий в Норильском и других районах Тунгусского бассейна. В этом случае необходимо обязательно учесть печальный опыт разработки углей Норильского месторождения для того, чтобы не допустить возникновения новых подземных эндогенных пожаров. Опыт борьбы с подземными пожарами на норильских угольных шахтах должен быть учтен и на многих других угольных месторождениях России, разработка которых ведется подземным способом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богданова Л.А. Результаты петрографического изучения контакто-метаморфизованных углей Тунгусского бассейна // Вопросы метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород. Под ред. Г.А.Иванова и Е.О.Погребницкого. Л., 1968. С. 205—221.
2. Венер Р.А., Урванцев Н.Н. Геологические и химические особенности норильских углей // Тр. НИИГА. 1961. Т. 123. Вып. 16. С. 117—140.
3. Веселовский В.С., Алексеева Н.Д., Виноградова Л.П. и др. Самовозгорание промышленных материалов. — М.: Наука, 1964.
4. Гор Ю.Г. Стратиграфия и флора верхнепалеозойских угленосных отложений Норильского района. — Л.: Недра, 1965.
5. Куренчанин В.К. Эндогенные пожары в норильских угольных шахтах // Колыма. 1966. № 7. С. 19—22.
6. Куренчанин В.К. Исследование самовозгорания углей в условиях многолетней мерзлоты Норильского месторождения. Автореф. дисс. на соиск. канд. техн. наук. М., 1968.
7. Матухина В.Г., Ван А.В. Горелые породы Норильского района // Геология и геофизика. 1965. № 6. С. 119—122.
8. Павлов А.В. Геологические факторы самовозгорания углей Норильского месторождения // Ученые записки НИИГА. Региональная геология. 1969. Вып. 16. С. 162—173.
9. Седых Ю.Н. Месторождение коксующихся углей горы Шмидта и горы Надежда // Информ. бюлл. НИИГА. 1960. Вып. 19. С. 30—41.
10. Сливко В.М. Норильский угленосный район // Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 8. М., 1964. С. 141—173.
11. Эйхвальд Э.И. Об открытиях месторождений каменного угля и графита и о подземных пожарах на Нижней Тунгуске и Таймуре // Горный журнал. 1864. Кн. III. № 7.

У истоков единства стратиграфии докембрия и фанерозоя*

В.З.НЕГРУЦА, Т.Ф.НЕГРУЦА (Геологический институт КНЦ РАН)

Прошедшее в июне в г.Апатиты III Всероссийское совещание закрепило намеченное Первым (Уфа, 1979 г.) и развитое Вторым (Уфа, 1990 г.) Всесоюзными совещаниями «Общие вопросы расчленения докембрия» единство стратиграфии докембрия и фанерозоя**.

Такой подход к периодизации геологической истории обеспечивает принципиально новую основу геологического картирования и поисков новых видов и генетических типов месторождений полезных ископаемых докембрия — основного источника дальнейшего наращивания минерально-сырьевого потенциала России. Одновременно открываются возможности существенного углубления и совершенствования знаний докембрийской (около 80% общей продолжительности) истории становления Земли и ее геосфер, что значительно продвинет разработку общей теории геогенеза и прогностических аспектов геологии в целом. Истоки обоснования и практического применения принципов изучения докембрия в сравнении с фанерозоем, как их эволюционного единства, содержатся в трудах Л.Я.Харитонов, частично опубликованных уже в 1937, 1938 и 1941 гг. Систематизируя и обобщая результаты выполненных геолого-съемочных и поисковых работ в Центральной Карелии, он показал, что к изучению различных метаморфизованных пород докембрия можно и нужно подойти с тех же исходных методических позиций, что и к картированию постдокембрийских образований, и что отличие докембрийских пород от их фанерозойских аналогов не столь существенны, что для историко-геологических и генетических реконструкций докембрийских разрезов можно успешно применять те же признаки и подходы, которые используются при изучении фаунистически слабо охарактеризованных фациально-изменчивых и дислоцированных образований фанерозоя. В послевоенные годы в его трудах и многочисленных фондовых и опубликованных работах, выполненных с его участием и под его руководством, в т.ч. в капитальном труде «Геология СССР. Т. XXVII. Мурманская область» (1958), фундаментальной статье по стратиграфии протерозоя Балтийского щита и его структурному расчленению, опубликованной в трудах XXI сессии Международного геологического конгресса (Доклады советских геологов, 1960), а также последнем монографическом обобщении (1966) такой подход оставался неизменно определяющим.

Занимаясь поисково-съемочными работами, Л.Я.Харитонов постоянно искал и совершенствовал способ составления таких геологических карт, которые не только адекватно отражали бы реальный состав и тектоническую структуру пород исследуемой территории, но и содержали максимально полную и уверенно воспроизводимую геостратиграфическую и генетическую информацию. Поэтому составленные им или с его участием и под его руководством геологические карты и карты полезных ископаемых всегда служили и остаются базой любых последующих производственных и научно-исследовательских работ. Особенно показательна в этом плане «Геологическая карта Мурман-

ской области» м-ба 1:1 000 000 (1956), составленная Л.Н.Потрубович под редакцией Л.Я.Харитонova. Она составляет неизменную основу всех последующих многочисленных геологических, тектонических, структурно-метаморфических, рудно-металлогенетических, геохимических, геофизических и других карт м-ба 1:1 000 000, 1:500 000, в т.ч. составленных в последние 20 лет. Одно из ключевых методических следствий картосоставительских работ Л.Я.Харитонova — фактографическое обоснование основополагающего значения геологического картирования на всех этапах и при всех видах геологических исследований, включая стратиграфические, структурно-петрологические, метаморфические, фациально-палеогеографические, палеовулканологические и другие исследования. Большое методическое значение имеет опыт Л.Я.Харитонova по использованию литологических, палеоклиматических и геохимических признаков для расчленения и корреляции разрезов изолированных тектонических структур и широких геостратиграфических экстраполяций. Именно этот подход к анализу геологических материалов позволил Л.Я.Харитонову предложить в 1960 г. схему структурно-тектонического районирования Балтийского щита, подтвержденную последующими обобщающими исследованиями (Салоп, 1971; Кратц и др., 1978; В.Негруца, 1984 и др.) и остающаяся, по существу, неизменной.

Методические приемы Л.Я.Харитонova, как сейчас можно констатировать, значительно опередили общее состояние знаний докембрия и долгое время не только оставались недостаточно востребованными, но и подвергались критике. Нужно отметить в этой связи, что поводом для такой критики служили ошибочные выводы Л.Я.Харитонova по некоторым конкретным вопросам корреляции и применения устоявшихся наименований к стратиграфическим подразделениям изолированных разрезов. Поучительно, что началом этих ошибок явилось общее представление исследователей Балтийского щита о неповторимой специфике ятулийского литогенеза (коры химического выветривания и продукты их размыва) и отнесение в связи с этим чёбинских конгломератов сариолия к внутриятулийским образованиям. Здесь не место конкретизировать все связанные с этим его неверные сопоставления. Но нельзя не подчеркнуть, что именно они долгое время оставались в центре внимания коллег, что отвлекало их от своевременного восприятия фундаментальных положений работ Л.Я.Харитонova. Стремясь строго следовать фактам, Л.Я.Харитонов внимательно следил за всеми доступными ему новыми полевыми наблюдениями и оперативно со ссылкой даже на устные сообщения использовал их в своих работах. Это нередко приводило к изменению ранее сделанных им выводов, что вооружало его оппонентов весомыми критическими аргументами и мешало восприятию того, что позже становилось общепризнанным. Уместно подчеркнуть, что Л.Я.Харитонов, будучи сам очень щепетильным к подбору фактов, с излишней доверительностью воспринимал наблюдения других геологов, включая и тех, кто только начинал свой геологический путь и недостаточно умело и строго отделял достоверное от допустимого и предполагаемого.

Леонид Яковлевич Харитонов (1910—1964 гг.), выдающийся исследователь геологии и полезных ископаемых

* К 90-летию со дня рождения Леонида Яковлевича Харитонova.

** Материалы III Всероссийского совещания «Общие вопросы расчленения докембрия». Апатиты, 2000.

Северо-Запада России, родился в с.Святнаволоке Медвежьегорского района Карелии в учительской семье. После окончания Ленинградского университета в 1931 г. начал работать в Ленинградском, впоследствии Северо-Западном геологическом управлении (позже производственном объединении), с которым многие годы была связана его практическая и научная деятельность. Здесь он сразу же был назначен начальником партии, которая в течение первых трех лет выполняла поисково-съёмочные и поисково-разведочные работы на слюду, пегматитовое сырьё и другие полезные ископаемые на территории Кольского полуострова. В 1934—1937 гг. он изучал перспективы Карелии на медь и другие полезные ископаемые. В результате им была составлена среднемасштабная геологическая карта Медвежьегорского, Сегозерского и Тунгудского районов, обоснована новая схема стратиграфии и тектоники докембрия Карело-Кольского района, значимость которой послужила основанием для их включения в «Путеводитель Северной экспедиции XXVII Международного геологического конгресса». Разработанная Л.Я.Харитоновым стратиграфическая схема и тектоническое районирование стали опорой для многих последующих геологических работ и не утратили своего значения до настоящего времени. Выдающийся вклад внес Л.Я.Харитонов в проблему использования широко развитых на Кольском полуострове кианитовых сланцев как сырья для высокопрочных огнеупоров и алюминиевой промышленности. Им проводились разведочные работы на наиболее богатых кианитом участках, запасы которых определили открытие целой серии крупных месторождений, составивших уникальный Кейвский бассейн высокоглиноземистого сырья. Материалы, полученные по Кейвскому району, легли в основу кандидатской диссертации, которая была защищена в 1950 г. В 1937—1938 гг. Л.Я.Харитонов составил геологическую карту м-ба 1:1 000 000 с объяснительной запиской северной части Мурманской области (лист Р-35, 36, 37), изданную Госгеолиздатом в 1939 г. По итогам этих исследований им опубликована серия научных работ, среди которых особое место занимает монография «О стратиграфии и тектонике карельской формации докембрия» (1941). В 1941—1946 гг. Л.Я.Харитонов участвовал в Великой Отечественной войне на Ленинградском, Волховском, Первом Дальневосточном фронтах, получив звание капитана. В послевоенные годы в качестве главного геолога и начальника экспедиции проводил работы по оценке перспектив никеленосности Кольского полуострова.

В 1951 г. Л.Я.Харитонов возглавил в качестве главного редактора крупную работу по составлению и подготовке к изданию XXVII (Мурманского) тома серии «Геология СССР». Том и сопровождающая его геологическая карта представляли собой первое законченное обобщение по геологии и полезным ископаемым Мурманской области. В 1953 г. Л.Я.Харитонов был приглашен на работу в Ленинградский университет, где в должности доцента кафедры общей геологии проявил себя прекрасным педагогом. Одновременно он продолжал редактировать и составлять различные геологические и тектонические карты Кольского полуострова и Карелии. Л.Я.Харитонов состоял членом редколлегий «Геологическая карта СССР», был одним из авторов Тектонической карты Европы м-ба 1:2 500 000 (1962, ред. Н.С.Шатский), активно представлял достижения в изучении геологии докембрия Северо-Запада России за рубежом, пользовался большим авторитетом у ведущих геологов Фенноскандии, что в определенной мере предопределило сотрудничество Финляндии и СССР в области геологии.

В 1950 г. Л.Я.Харитонов защитил кандидатскую диссертацию, в 1964 г. им была представлена докторская диссертация «Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита», которая 3 января блестяще прошла

в Ленинградском университете предварительную защиту, но из-за безвременной скоропостижной (23 июня 1964 г.) кончины не была защищена и издана посмертно, благодаря усилиям Северо-Западного геологического управления под руководством И.В.Барканова и И.С.Ожинского, взявших на себя труд по редактированию этой работы. В ней подведен итог исследований, проводившихся на протяжении всей его жизни. Эта работа стала настольной книгой для исследователей Кольского полуострова и Карелии. Л.Я.Харитонов написал более 50 производственных отчетов, хранящихся в геологических фондах, и опубликовал 59 работ.

С самого начала главным стержнем работ Л.Я.Харитонova была стратиграфия. Однако она не была его призванием. Занятие стратиграфическими вопросами чаще приносило ему огорчение, чем радость. Он мечтал заняться палеогеографией, палеотектоникой, геохимией, общей и региональной металлогенией. Это стремление пронизывает все его труды. Вероятно, в этом секрет того, что, несмотря на частные неточности или даже ошибки принципиального характера, основополагающие построения Л.Я.Харитонova оказались правильными по своей главной сути и в значительной степени предопределили современное понимание общих вопросов геологической корреляции и тектонического строения докембрия восточной части Балтийского щита. В подтверждение этому достаточно назвать три основные его разработки: 1) вывод о латеральной структурно-метаморфической и фациальной зональности докембрийских комплексов, обусловленной изменчивостью не только во времени, но и в пространстве геодинамического режима и палеогеографической обстановки; 2) установление трансгрессивно-регрессивного полициклического строения докембрийских комплексов и закономерная связь магматизма, в т.ч. вулканизма с регрессивной стадией циклов; 3) отстаивание ведущего значения в решении геологических и в первую очередь стратиграфических вопросов докембрия первично-осадочных и вулканогенных образований, а не эдигенных и особенно структурно-метаморфических явлений, как это принималось большинством исследователей.

Тем не менее, вклад Л.Я.Харитонova в стратиграфию весьма существенен. Им впервые (1938, 1941) обособлена бергаульская ассоциация пород, которая позже вошла в состав докарелия М.А.Гиляровой или нижнего протерозоя — лопия (в современном понимании верхнего архея) К.О.Кратца. Несогласно вышележащие отложения карелия он разделял на нижний — сегозерский отдел, представленный кварцито-диабазовой толщей, и верхний — онежский отдел, сложенный кварцито-карбонатной толщей. Между ними он предполагал наличие крупной тектонической перестройки. Предложенное им расчленение карелия на нижний и верхний отделы в принципе соответствует принятому на III Всероссийском совещании делению карелия на раннюю и позднюю эратемы с границей по подошве заонежского горизонта. Перспективно в плане отдаленных стратиграфических корреляций выделение отложений жаркого и влажного климата в ятулии и холодного (ледового) в дятулии (сариолии).

Все названные разработки Л.Я.Харитонova так или иначе корреспондируют с современными геодинамическими построениями и определяют современное понимание тектонического и металлогенического районирования Балтийского щита. Показательно в этом плане обособление жестких Карельского и Мурманского массивов (палеократонов), подвижных зон по их обрамлению и выделение Беломорского мегаблока, как вывод на современный эрозионный срез глубинной зоны фундамента карелид. Не потеряли своего значения выделение Л.Я.Харитоновым континентальных и морских отложений, отнесение вулканогенных пород карелия к толеитовой серии и их геохи-

мическое сравнение с океаническими базальтами, его пионерские разработки по глубинному строению земной коры восточной части Балтийского щита и др.

К сожалению, в течение очень долгого времени развивались и казались незыблемыми построения, противоположные предлагавшимся Л.Я.Харитоновым, поэтому его разработки подвергались постоянной и жесткой критике. Справедливости ради следовало бы также активно пропагандировать то важное, что долгое время не признавалось, а сейчас стало общепризнанным, но используется нередко без должной ссылки.

Связь большей части трудовой деятельности с производством, отсутствие высоких научных степеней и званий, ранний уход из жизни не способствовали формированию

признанной научной школы, которая могла бы широко пропагандировать научное наследие Л.Я.Харитонова. Однако его неформальная школа велика. И хотя использование его наследия, как впрочем и других выдающихся его предшественников, еще недостаточно, в современном состоянии достигнутых знаний вклад, внесенный Л.Я.Харитоновым, открывает качественно новый этап не только в изучении геологии Балтийского щита, но докембрия в целом, и что самое важное, — в сравнении с фанерозоем.

Приятно сознавать, что у истоков современного подхода к стратиграфии докембрия стоял Леонид Яковлевич Харитонов, выдающийся знаток геологии Фенноскандии, бескомпромиссный следователь полевым геологическим наблюдениям, очень человечный Человек.

Из редакционной почты

УДК 551.4.332.4:21/235.132

© Е.И.Селиванов, 2002

Как найти морену на Большом Балхане

Е.И.СЕЛИВАНОВ (АО «ВНИИзарубежгеология»)

Автор настоящей публикации в течении долгого периода времени занимался изучением морен в средневысотных горах Монголии, Забайкалья, Западного Тянь-Шаня, Копет-Дага и, в частности, Большого Балхана. Его работы неоднократно печатались в данном журнале [7, 8, 10 и др.]. Поэтому автор через журнал «Отечественная геология» вступает в полемику с авторами статьи, напечатанной в журнале «Геоморфология» [16].

Следует искать морену на хребте не где-то вообще, а там, где она есть [7]. Тогда отпадут сомнения в ее существовании.

Надо четко представлять, какую палеогеографическую роль играют сходные по гранулометрическому составу отложения временных потоков — селей, обвалов, оползней, вызванных землетрясениями, ледниковые образования (морены), расположенные у подножья гор, в частности средневысотных, в отрезке геологического времени, охватывающем четвертичный период. Особенности распространения таких отложений рассмотрены на примерах Гобийского Алтая, Хамар-Дабана, гор Восточного и Западного Тянь-Шаня, Закавказья и Центральной Ирана [5, 8, 9, 12]. К этой проблеме можно было бы не возвращаться, но, к сожалению, продолжается путаница. Трудности всегда были в точности определения генетической принадлежности морен, что зависело часто от уровня теоретических представлений того или иного исследователя.

Всякое игнорирование нового материала ни к чему хорошему не приводило и свидетельствовало лишь при подобном подходе о неполноценности некоторых работ, в частности, таких крупных, как работа [3].

Морены тем и отличаются от обвалов, оползней и конусов выноса, что имеют свою «геоморфологию» и во многих случаях достаточно четко очерчиваются на аэрофотоснимках. Кроме того, с учетом глобальных климатических (палеоклиматических) изменений и характера неотектоники, они расположены повсеместно закономерно и на определенном стратиграфическом уровне [6]. В этом и заключается наш ответ на позицию Н.Ш.Ширинова [15], полагающего, что Большой Балхан никогда не находился выше снеговой границы. А если и находился, что мы и доказываем в работе [7], то значит вопрос отпадает.

И.С.Шукин когда-то пометил на полях одной из наших рукописей [4]: «Нахождение в Центральной Азии (Джун-

гари — Е.С.) якобы морен на высотах 800 м над уровнем моря — фантазия». Оказывается, нет — не фантазия! Так же как не выдумка спуск древних ледников в оз.Байкал или к южному берегу Каспия. В руках старых исследователей не было ключа к разгадке размеров максимального оледенения четвертичного периода и они нередко заблуждались вместе со своими учениками.

По вопросам древнего оледенения горных стран Евразии (особенно его наиболее ранних проявлений) накоплено за последние 30—50 лет огромное количество материала. Поэтому следует их учитывать в теоретических и практических выкладках и идти дальше устаревших представлений К.К.Маркова и И.П.Герасимова, И.С.Шукина, Э.М.Мурзаева и Д.П.Резвого — по Средней Азии, Г.Бобека — по Ирану, Н.А.Логачева и Н.А.Флоренсова — по Монголии и Селенгинской Даурии, Л.И.Марушвили, Н.Ш.Ширинова — по Кавказу и т.д. Итог новых данных подведен в работах [13, 14].

Перейдем к фактам, на которых основаны новые представления В.В.Шолохова, К.В.Тиунова [16], отвергающих ледниковое происхождение крупноглыбовых отложений в Киргизском хребте Северного Тянь-Шаня. Посмотрим, какая картина складывается в той же области, но по южному склону Восточного Тянь-Шаня, по границе с пустынной Таримской впадиной. Речь пойдет тоже о глыбовой морене.

В середине 50-х годов нам представилась возможность побеседовать на эту тему с В.А.Обручевым [11]. В начале беседы он сказал, что каждый геолог должен сначала поработать над изучением четвертичных образований, современных геологических процессов, новейших тектонических движений и форм рельефа, чтобы научиться правильно понимать и объяснять историю Земли. «Я до сих пор обращаюсь к своим дневникам, — произнес ученый. — Пишите статьи на основе фактов. Факты не стареют. Центральная Азия дает много интересных, убедительных фактов для правильного понимания геологических процессов и геологической истории. До сих пор разные суждения высказываются и по лёссу, и по древнему оледенению». После этих слов Владимира Афанасьевича я обратил его внимание на принесенный мной снимок удивительной ледниковой глыбы из мрамора, обнаруженной в предгорьях пика Победы и пика Военных топографов. Сразу трудно было разобраться. На фотографии лошадь, стоявшая рядом с глыбой, получилась микроскопической. В.А.Об-

ручев заметил ее только тогда, когда взял в руки большую лупу и спросил: «Это что, палатка, в которой вы жили?». Я ответил, что на снимке «глыба, которая вместе с другими грубообломочными отложениями была принесена древним ледником на окраину Таримской впадины и расположена на песчаниках и глинах кайнозоя». «Мне не пришлось видеть таких огромных глыб, — сказал старый исследователь. — Когда я писал о признаках древнего оледенения Центральной Азии, об этой глыбе ничего не было известно». В.А.Обручев достал из шкафа несколько своих книг на эту тему и показал районы, где ему приходилось изучать ледниковые отложения.

О моренах южного склона Восточного Тянь-Шаня мною был сделан доклад на XXI Международном географическом съезде в 1968 г. в Дели (Индия). Уже тогда был представлен снимок двух морен с гигантской глыбой (рисунки).

На Кавказе в районе г.Сухуми находится знаменитая морена Цебельды. Место здесь такое благодатное для исследований, что его посетили многие ученые (А.Л.Рейнгард, К.К.Марков, Е.В.Шанцер и др.). Л.И.Маруашвили [2] назвал эту морену «псевдомореной». Е.М.Великовская, А.В.Кожевников и другие [1] подтвердили данный термин и написали статью «Еще раз о «морене» у Цебельды». Слово «морена» взято в кавычки как у В.В.Шолохова, К.В.Тиунова в заметке, написанной ими по Большому Балхану.

Морена у Цебельды, как настоящая морена без кавычек, была объектом экскурсий Международного конгресса ИНКВА в 1982 г. В путеводителе была помещена схема расположения морены. Я никогда раньше не был в этом районе. Однако, познакомившись со схемой накануне экскурсии, показал Е.Н.Былинскому, как должна располагаться морена. П.В.Федоров, проводивший экскурсию, по моим разъяснениям убедился в ином расположении морены по отношению к главной долине реки и несоответствии схемы реальной картине. Вот пример «прогресса» старой научной школы.

Вернемся к Большому Балхану. Вопрос о возможном существовании здесь ледниковых образований у нас возник еще в Иране, более пустынной стране, чем Туркмения. Мог ведь Леверье в свое время математически вычислить положение планеты Нептун, а Галле открыть ее. Астроном искал планету в нужном месте. Когда я докладывал в Геологическом управлении Туркмении о целях своей поездки на Большой Балхан, то прямо указал то место, где должна находиться морена: определенное место по северному склону хребта. И морена действительно там находится. А что делают В.В.Шолохов, К.В.Тиунов [16] в своих изысканиях? Они пишут об обвально-оползневых отложениях южного склона Большого Балхана и допускают домыслы по северному склону. Получается, что разговор идет то ли про Фому, то ли про Ерему.

Мной была составлена программа по дальнейшему изучению палеогеографии четвертичного периода Закаспия, в частности по выявлению четких взаимоотношений ледниковых образований Большого Балхана с континентальными и морскими отложениями. Эта программа была поддержана академиком А.Л.Яншиным.



Глыба светлого мрамора в древнейшей морене долины р.Теренсу при выходе в Торинскую впадину (абс. высота над уровнем моря 1500 м; у основания глыбы стоит лошадь)

Однако возникшие экономические проблемы помешали ее осуществлению.

Несмотря на путаницу в представлениях о моренах В.В.Шолохова, К.В.Тиунова [16], я все же благодарен им за то, что у меня появился повод еще раз высказаться по этой сложной научной проблеме.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Великовская Е.М., Кожевников А.В. и др. Еще раз о «морене» у Цебельды // Вестник МГУ. Сер. геол. 1960. № 4. С. 14—20.
2. Маруашвили Л.И. Псевдоморена у Цебельды // Тр. Института географии АН Грузинской ССР. 1955. Т. 6. С. 87—101.
3. Мурзаева В.Э., Сокольский А.М., Алексеев М.Н. и др. Четвертичная геология Зарубежной Азии. — М.: Наука, 1991.
4. Селиванов Е.И. Геоморфология Джунгарии. — М.: Недра, 1965.
5. Селиванов Е.И. Неотектоника и геоморфология Монгольской Народной Республики. — М.: Недра, 1972.
6. Селиванов Е.И. Корреляция морен некоторых горных районов Альп, Кавказа и Центральной Азии // Изв. ВГО. 1976. Т. 108. № 3. С. 243—248.
7. Селиванов Е.И. Древние морены Большого Балхана // Советская геология. 1981. № 2. С. 66—68.
8. Селиванов Е.И. О происхождении грубообломочных отложений Хамар-Дабана // Советская геология. 1981. № 8. С. 65—71.
9. Селиванов Е.И. Палеогеографические явления как ориентиры для целей практики // Горные геосистемы. Москва—Алма-Ата, 1982. С. 86—88.
10. Селиванов Е.И. К палеогеографии Кавказа в четвертичный период // Советская геология. 1984. № 4. С. 39—45.
11. Селиванов Е.И. По западным районам КНР. — М.: Наука, 1986.
12. Селиванов Е.И. Раннеплейстоценовый моренно-ледниковый барьер Боамского ущелья (Киргизия) // Четвертичный период: методы исследования, стратиграфия и экология: Тез. 7 Всесоюз. совещ. Таллин, 1990. С. 107—108.
13. Селиванов Е.И. О раннеплейстоценовом (максимальном) оледенении аридной зоны Евразии // Изв. АН СССР. Серия географ. 1991. № 1. С. 110—118.
14. Селиванов Е.И. Под голубым небом Ирана. — М.: Наука, 1995.
15. Ширинов Н.Ш. Морфоструктура и палеогеоморфология Кубадаг-Балханского шовного поднятия (Западная Туркмения) // Геоморфология. 1997. № 3. С. 99—104.
16. Шолохов В.В., Тиунов К.В. О «моренах» хребта Большой Балхан // Геоморфология. 2001. № 1. С. 87—92.

Первооткрыватели отечественных месторождений

Месторождения газа

АБАЗАРОВ Владимир Алексеевич	Самотлорское	1976
АБДУЛИН Айтмухамед Абдуллаевич	Кумкольское	1990
АГАДЖАНОВ Эдуард Сергеевич	Лугинецкое	1978
АГАФОНОВ Юрий Константинович	Бованенковское	1987
АЛЕКСАНДРОВ Валерий Алексеевич	Зайкинское	1989
АЛЕКСАНДРОВА Галина Алексеевна	Зайкинское	1989
АЛЕКСЕЕВ Герман Николаевич	Карачаганак	1989
АЛИБЕКОВ Кинбетбай Алибекович	Арман	1991
АЛИМУХАМЕДОВ Нигмат Хусанович	Шуртанское	1979
АЛФЕРОВ Георгий Юрьевич	Адамташское	1978
АЛЬЖАНОВ Айтпай Альжанович	Забурунье	1988
АНДРЕЕВ Федор Иванович	Астраханское	1990
АНОШИН Василий Архипович	Вуктыльское	1975
АНОШИН Василий Архипович	Лаявожское	1983
АНУПРИЕНКО Анатолий Антонович	Иреляхское	1990
АНУПРИЕНКО Анатолий Антонович	Тас-Юряхское	1991
АРИВЬЯН Оскан Харенович	Юбилейное	1977
АТАНИЯЗОВ Рахман	Даулетабад-Донмезское	1988
АТНАГУЛОВ Марс Баталович	Ен-Яхинское	1990
АТНАГУЛОВ Марс Баталович	Песцовое	1990
БАБИЧ Владимир Иванович	Мелиховское	1978
БАДРЕТДИНОВ Ревзин Зайниевич	Медвежье	1985
БАКИН Валерий Евгеньевич	Среднеботуобинское	1989
БАКИРОВ Кутлу Хакимжанович	Жаназол	1988
БАЛМУХАМБЕТОВ Гиззат Утепович	Арман	1991
БАРАНОВ Геннадий Вениаминович	Восточно-Тарасовское	1988
БАРАНОВ Геннадий Вениаминович	Тарасовское	1988
БАРТКИВ Иван Иосифович	Мелиховское	1978
БАХТИЯРОВ Рафхат Бахтиярович	Карачаганак	1989
БЕЛОВОЛ Иван Игнатьевич	Коровинское	1989
БЕРЛИН Григорий Иосифович	Мальджинское	1978
БЕРНШТЕЙН Григорий Львович	Дулистьминское	1991
БЕРСЕНЕВ Николай Филиппович	Самотлорское	1976
БЛИНОВ Юрий Павлович	Карачаганак	1989
БЛИСКАВКА Алексей Григорьевич	Зеагли-Дарвазинская группа	1969
БОБРОВ Анатолий Кузьмич	Среднеботуобинское	1990
БОДУНОВ Евгений Иванович	Среднетюнгское	1991
БОЛУШЕВ Адилбек	Южно-Кемачинское	1987
БОРОДИН Сергей Петрович	Култаское	1979
БОЧАРОВ Владимир Борисович	Южно-Шапкинское	1983
БРАНЗБУРГ Израиль Перецович	Восточно-Таркосалинское	1989
БРЕХУНЦОВ Анатолий Михайлович	Ямбургское	1977
БРОДСКИЙ Анатолий Яковлевич	Астраханское	1989
БУЛАТОВ Александр Григорьевич	Ямбургское	1977
БУЛЕКБАЕВ Зинулла Елеуович	Жаназол	1991
БЫКАДОРОВ Виталий Алексеевич	Кумкольское	1991
БЫСТРИЦКИЙ Григорий Александрович	Бованенковское	1987
БЫСТРОВ Геннадий Петрович	Заполярье	1970
ВАКАЕВ Виталий Константинович	Лянторское	1989
ВАКАЕВ Виталий Константинович	Алехинское	1989
ВАКУЛЕНКО Владимир Иванович	Мелиховское	1978
ВАССЕРМАН Бернгард Яковлевич	Вуктыльское	1975
ВАХАБОВ Абдукадыр Вахабович	Алан	1990
ВЕЙНБЕРГ Марина Кирилловна	Среднетюнгское	1989

ВЛАДИМИРОВ Павел Веденеевич	Астраханское	1989
ВЛАСОВ Александр Александрович	Уренгойское	1974
ВОЛКОВА Аграфена Зиновьевна	Уренгойское	1990
ВОЛОЖ Юрий Абрамович	Кумкольское	1990
ВОЛОЧАЕВ Алексей Иванович	Каламкас	1985
ВОРОБЬЕВ Андрей Артемьевич	Оренбургское	1972
ВОРОНИН Николай Иванович	Астраханское	1989
ВОЦАЛЕВСКИЙ Эдгард Славомирович	Каламкас	1985
ВОЦАЛЕВСКИЙ Эдгард Славомирович	Забурунь	1987
ВОЦАЛЕВСКИЙ Эдгард Славомирович	Карачаганак	1989
ГАБРИЭЛЯНЦ Григорий Аркадьевич	Зеагли-Дарвазинская группа	1969
ГАБРИЭЛЯНЦ Григорий Аркадьевич	Астраханское	1989
ГАВРИКОВ Валентин Андреевич	Тагринское	1989
ГАЛЛИУЛИН Рафаил Михайлович	Бованенковское	1987
ГАЛЬЧЕНКО Анатолий Иванович	Харасавэйское	1986
ГАМКОВ Петр Данилович	Коровинское	1989
ГАПЕЕВ Владимир Васильевич	Байрам-Али	1969
ГАПЕЕВ Владимир Васильевич	Шатлык	1975
ГАПЕЕВ Владимир Васильевич	Шатлык	1975
ГЕЛЕВЕР Диамара Афанасьевна	Оренбургское	1972
ГИРШГОРН Леонид Шавельевич	Юбилейное	1977
ГОДИН Юрий Николаевич	Котур-Тепе	1969
ГОРБАЧЕВ Василий Федорович	Среднетюнгское	1989
ГОРЧАКОВА Инна Александровна	Саман-Тепинское	1980
ГОРЯИНОВ Борис Васильевич	Шатлык	1975
ГРЕКАЛОВ Анатолий Петрович	Дулисьминское	1991
ГРИГОРЬЕВ Николай Иванович	Губкинское	1970
ГРИДИН Сергей Николаевич	Тас-Юряхское	1991
ГРИШИН Александр Афанасьевич	Лаявожское	1983
ГРИЩЕНКО Иван Васильевич	Медвежье	1985
ГРИЩЕНКО Юрий Алексеевич	Гумбулакское	1978
ГРИЩЕНКО Юрий Алексеевич	Зевардинское	1980
ГРИЩЕНКО Юрий Яковлевич	Култаское	1979
ГУБКИН Николай Андреевич	Жанажол	1987
ГУДКОВА Вера Дмитриевна	Коровинское	1989
ГУСЬКОВ Владислав Михайлович	Барса-Гельмес	1970
ДАЛАКОВ Дохадад Магомедович	Карачаганак	1989
ДАУМОВ Сабит Гайнушевич	Карачаганак	1990
ДАЦУН Виталий Денисович	Кумжинское	1990
ДАШКИН Абдула Галихайдорович	Шуртанское	1979
ДЕГТЯРЕВА Людмила Владимировна	Западно-Соплесское	1990
ДЕДЮХИН Борис Спиридонович	Тас-Юряхское	1991
ДЕРЕВЯНКО Виктор Иванович	Гумбулакское	1978
ДЕРЕВЯНКО Виктор Иванович	Шуртанское	1979
ДИМАКОВ Александр Иванович	Жетыбай	1985
ДМИТРИЕВ Юрий Павлович	Денгизкуль-Хаузакское	1980
ДОКУНИХИН Валентин Федорович	Алан	1990
ДОЛГИХ Инна Ивановна	Ен-Яхинское	1990
ДОЛГИХ Инна Ивановна	Песцовое	1990
ДРЕВИН Виталий Васильевич	Иреляхское	1990
ДУХОНИН Николай Алексеевич	Бованенковское	1987
ЕКШИБАРОВ Сергей Васильевич	Адамташское	1978
ЕМЕЛЬЯНОВ Владимир Федорович	Кандымское	1977
ЕРИЦЯН Аргаш Арамович	Медвежье	1985
ЕРМАКОВ Николай Игнатьевич	Карачаганак	1989
ЕФИМКИНА Софья Сергеевна	Оренбургское	1973
ЖАБИН Александр Васильевич	Мессояхское	1973
ЖАРОВА Мария Ефимовна	Астраханское	1989

ЖИВОДЕРОВ Александр Борисович	Жетыбай	1981
ЖИВОДЕРОВ Александр Борисович	Каражанбас	1985
ЖУКОВСКИЙ Федор Григорьевич	Ванейвисское	1988
ЗАХАРОВ Геннадий Никандрович	Вынгапуровское	1978
ЗЕЛЕНИНА Виктория Федоровна	Зевардинское	1980
ЗОЛОТОВ Алексей Николаевич	Карачаганак	1989
ЗОРИН Анатолий Павлович	Учкырское	1975
ЗОТЕЕВ Александр Михайлович	Среднеботуобинское	1989
ЗЯБЛИЦКИЙ Иван Иродионович	Оренбургское	1972
ИБРАГИМОВ Абдужаббар Гафурович	Камдынское	1977
ИБРАГИМОВ Абдужаббар Гафурович	Адамташское	1978
ИВАНОВ Валентин Иванович	Губкинское	1970
ИВАНОВ Герман Николаевич	Астраханское	1989
ИВАНОВ Иван Арсентьевич	Мыльджинское	1978
ИВАНОВ Иван Арсентьевич	Северо-Васюганское	1978
ИВАНОВ Степан Дмитриевич	Оренбургское	1972
ИВАНОВ Юрий Александрович	Жанажол	1987
ИВАНОВА Валентина Петровна	Восточно-Таркосалинское	1989
ИГНАТОВ Игорь Дмитриевич	Вуктыльское	1975
ИЛЬИН Владимир Давыдович	Алан	1990
ИНЖУВАТОВ Григорий Федорович	Култакское	1979
ИСАЕВ Владимир Филиппович	Лугинецкое	1978
ИФРАИМОВА Парим Нахумовна	Восточно-Таркосалинское	1989
ИЩЕНКО Иван Макарович	Зевардинское	1980
КАБАКОВА Татьяна Максимовна	Ямбургское	1977
КАБДУЛОВ Куспан	Забурунь	1987
КАЕШ Юрий Владимирович	Учкырское	1975
КАЕШ Юрий Владимирович	Адамташское	1978
КАЕШ Юрий Владимирович	Денгизкуль-Хаузакское	1980
КАЗАКОВ Анатолий Григорьевич	Кумжинское	1990
КАМАЛОВ Сухан Максutowич	Карачаганак	1989
КАМАЛУТДИНОВ Ягудин Тазиевич	Кумкольское	1990
КАРАГИШИЕВ Дармитхан Гамзатович	Кумжинское	1990
КАРПОВ Геннадий Иванович	Зайкинское	1989
КАРСАНОВ Ахсарбек Хазбекирович	Камышлда	1970
КАРТБАЕВ Жанбырбай Картбаевич	Северные Бузачи	1985
КАЧИН Виктор Афанасьевич	Братское	1988
КИМ Анатолий Индекович	Бованенковское	1987
КИРЕЕВ Анатолий Михайлович	Бованенковское	1987
КЛУБОВ Владимир Александрович	Оренбургское	1972
КОВАЛЕРОВ Кирилл Владимирович	Заполярье	1970
КОВАЛЕРОВ Кирилл Владимирович	Уренгойское	1974
КОЖЕВНИКОВ Павел Гаврилович	Харасавэйское	1986
КОЗЛОВСКИЙ Иван Григорьевич	Лянторское	1989
КОЗЛОВСКИЙ Иван Григорьевич	Алехинское	1989
КОПЕЛЕВ Юрий Самойлович	Уренгойское	1974
КОРОЛЕВ Владимир Александрович	Тарасовское	1988
КОРОЛЕВ Владимир Александрович	Восточно-Тарасовское	1988
КОСЕНКО Марк Иванович	Вынгапуровское	1978
КОСТЮК Олег Иванович	Летнянское	1990
КОЦ Владимир Григорьевич	Байрам-Алийское	1969
КРАЕВ Аркадий Григорьевич	Заполярье	1970
КРАЕВ Петр Ильич	Жетыбай	1982
КРАСНОВА Валентина Павловна	Лугинецкое	1978
КРОХИН Иван Петрович	Юбилейное	1977
КУАНДЫКОВ Балтабек Муханович	Арман	1991
КУБАСОВ Иван Михайлович	Даулетабад-Донмезское	1988
КУЗЬМИН Василий Григорьевич	Среднеботуобинское	1989

КУЛИК Николай Александрович	Дулисьминское	1991
КУРАНОВА Любовь Владимировна	Кумжинское	1990
КУРИЛЬЧИК Валентина Андреевна	Ванейвисское	1988
КУЮКИН Николай Петрович	Мыльджинское	1978
ЛАЗАРЕНКОВ Григорий Васильевич	Юбилейное	1977
ЛАЗАРЕНКОВ Григорий Васильевич	Медвежье	1985
ЛАПШИН Сергей Федорович	Крачаганак	1989
ЛЕБЕДЬ Анатолий Сергеевич	Западно-Крестищенское	1979
ЛЕВИТОН Михаил Ефимович	Астраханское	1989
ЛИ Александр Бонович	Кумкольское	1990
ЛИХОБАБИН Василий Петрович	Астраханское	1989
МАГОМЕДОВ Джамалутин Магомедович	Астраханское	1989
МАЗУР Валентина Никитична	Жанажол	1987
МАКАРОВ Генрих Васильевич	Зайкинское	1989
МАКСИМОВ Степан Павлович	Оренбургское	1980
МАЛЫШЕВ Алексей Исаевич	Ванейвисское	1988
МАНДЕЛЬБАУМ Марк Миронович	Ярактинское	1981
МАРЧЕНКО Олег Николаевич	Карачаганак	1990
МАТАЕВ Болатбай Тенисбаевич	Арман	1991
МАТАЙБАЕВ Рахимжан	Арман	1991
МАТВЕЕВ Владимир Георгиевич	Жетыбай	1986
МАТВЕЕВ Владимир Данилович	Иреляхское	1990
МАТВИЕВСКАЯ Нинель Давыдовна	Кыртаельское	1979
МЕЛИМУКА Юрий Михайлович	Летнянское	1990
МЕЛЬНИКОВ Валерий Михайлович	Ен-Яхинское	1990
МЕЛЬНИКОВ Валерий Михайлович	Песцовое	1990
МИЗИНОВ Николай Владимирович	Астраханское	1989
МИЛЬШТЕЙН Дов Маркусович	Шатлык	1976
МИРЗАХАНОВ Мирзахан Керимханович	Камышлджа	1970
МИХАЙЛЕНКО Анатолий Алексеевич	Зайкинское	1989
МИХАЙЛЕНКО Валентин Васильевич	Заполярье	1970
МИХАЙЛЕНКО Валентин Васильевич	Ямбургское	1970
МИХАЙЛОВ Рудольф Филиппович	Иреляхское	1990
МЛОТЕК Валерий Иосифович	Мессояхское	1973
МОЖАЕВ Николай Семенович	Оренбургское	1972
МОРДОВИН Андрей Яковлевич	Астраханское	1989
МОРОЗОВ Глеб Иванович	Зеагли-Дарвазинская группа	1969
МОРОЗОВ Николай Иванович	Среднетюнгское	1989
МУРСАЛИМОВ Сабит Дуйсенбекович	Кумкольское	1990
МЫЛЫЦЕВ Алексей Борисович	Юбилейное	1977
НАДУТКИН Виталий Алексеевич	Коровинское	1989
НАЗИРБЕКОВ Марат Талатович	Коровинское	1989
НАКАРЯКОВ Василий Дмитриевич	Мессояхское	1973
НЕВОЛИН Николай Васильевич	Астраханское	1989
НЕДЗЕЛЬСКИЙ Денис Ефремович	Западно-Крестищенское	1978
НЕСТЕРОВ Иван Иванович	Уренгойское	1974
НЕЧАЕВ Виктор Васильевич	Северные Бузачи	1985
НЕЧАЕВ Леонид Михайлович	Тагринское	1989
НИКУЛИН Борис Васильевич	Вынгаихинское	1990
НОРКИН Григорий Иванович	Самотлорское	1976
НУРАЛИН Мурат Исламович	Карачаганак	1989
НУРЛЫГАЯНОВ Мирзагит Музагитович	Северо-Васюганское	1978
НУРМАНОВ Адил Мулдашевич	Северные Бузачи	1985
ОВЧЕНКОВ Леонид Кузьмич	Ярактинское	1981
ОКСМАН Всеволод Абрамович	Юбилейное	1977
ОЛЬБИКОВ Алексей Тихонович	Кыртаельское	1979
ОСЛОПОВСКИЙ Андрей Петрович	Губкинское	1970
ОСЛОПОВСКИЙ Андрей Петрович	Уренгойское	1974

ОСТАШЕВСКИЙ Болеслав Болеславович	Ярактинское	1981
ОСТАШЕВСКИЙ Болеслав Болеславович	Дулисьминское	1991
ПАНЮШИН Борис Иванович	Денгизкуль-Хаушакское	1990
ПАРАГУЛЬГОВ Хамит Хадисович	Кумкольское	1990
ПЕРОВ Сергей Сергеевич	Коровинское	1989
ПЕТРОВ Игорь Васильевич	Южно-Кемачинское	1988
ПЕТРОВА Лидия Семеновна	Астраханское	1990
ПИСАРЕВСКИЙ Юлиан Карлович	Жетыбай	1981
ПЛЕЩЕЕВ Илья Сергеевич	Базайское	1977
ПОДВЫСОЦКИЙ Анатолий Антонович	Каламкас	1985
ПОДШИБЯКИН Василий Тихонович	Заполярье	1970
ПОКРОВСКАЯ Анастасия Александровна	Медвежье	1987
ПОЛТОРАЦКИЙ Василий Николаевич	Иреляхское	1990
ПОРТНОВ Юрий Михайлович	Вуктыльское	1975
ПОРТНОВ Юрий Михайлович	Усинское	1976
ПОТИХА Федор Григорьевич	Вынгапуровское	1978
ПРИЩЕПА Николай Антонович	Сенгелеевское	1970
ПРОХОРОВ Сергей Федотович	Северо-Васюганское	1978
ПРОХОРОВ Станислав Александрович	Лаявожское	1983
ПРУДАЕВ Борис Николаевич	Юбилейное	1977
ПРЯХИН Владимир Петрович	Барса-Гельмес	1971
ПУЙШО Антон Иосифович	Астраханское	1990
РАБКИН Феликс Соломонович	Кумкольское	1990
РАДЖАБОВ Мамед Мамедович	Байрам-Али	1979
РОВНИН Лев Иванович	Уренгойское	1974
РОГОЖНИКОВ Геннадий Борисович	Уренгойское	1974
РОЖДЕСТВЕНСКИЙ Виктор Владимирович	Бованенковское	1987
РОМАШКО Борис Андреевич	Харасавэйское	1986
РОСЛЯКОВ Николай Григорьевич	Зайкинское	1989
РОССИХИН Юрий Алексеевич	Коровинское	1989
РОСТОВЦЕВ Николай Никитович	Уренгойское	1974
РУБО Владимир Всеволодович	Шуртанское	1979
РЫБЬЯКОВ Борис Леонидович	Дулисьминское	1991
РЫЖКОВ Леонид Спиридонович	Среднетюнгское	1989
РЫКОВСКИЙ Вениамин Дмитриевич	Астраханское	1989
РЯБЧИКОВ Геннадий Васильевич	Астраханское	1990
РЯПИСОВ Виктор Николаевич	Мессояхское	1973
САВВИН Валерий Акимович	Северные Бузачи	1985
САВЕЛЬЕВ Борис Власович	Харасавэйское	1986
САВИНКИН Петр Титович	Западно-Соплесское	1990
САДЫКОВ Рафаил Габдулович	Харасавэйское	1986
САЛМАНОВ Сурен Расул-оглы	Коровинское	1989
САМСОНОВ Владимир Викторович	Ярактинское	1982
САМСОНОВ Владимир Викторович	Братское	1989
САПОЖНИКОВ Роман Борисович	Северные Бузачи	1985
САПОЖНИКОВ Роман Борисович	Кумкольское	1990
САФОНОВ Борис Константинович	Южно-Кемачинское	1987
САФРОНОВ Александр Федотович	Среднетюнгское	1991
СВЕТЛАКОВА Эвелина Александровна	Карачаганак	1990
СЕДОВ Владимир Владимирович	Бованенковское	1987
СЕРДЮКОВ Виктор Васильевич	Западно-Крестищенское	1978
СЕРЕГИН Анатолий Алексеевич	Кумжинское	1990
СЕРЕЖЕНКОВ Валерий Георгиевич	Тас-Юряхское	1991
СИНИЦЫН Феликс Ефремович	Кумкольское	1990
СИНЮТКИН Модест Федорович	Самотлорское	1976
СИТДИКОВА Светлана Хазиповна	Зевардинское	1980
СИТНИК Григорий Степанович	Астраханское	1990
СКАЧКОВ Андрей Иванович	Кумкольское	1990

СКВОРЦОВ Юрий Андреевич	Астраханское	1989
СКИРНЕВСКИЙ Юрий Федорович	Западно-Соплесское	1990
СКОВОРОДА-ЛУЗИН Сергей Иванович	Оренбургское	1972
СЛАСТЕНОВ Юрий Леонидович	Среднетюнгское	1989
СЛИВКА Александр Антонович	Коровинское	1989
СМИРНОВ Вениамин Григорьевич	Заполярье	1970
СМОЛКО Андрей Иосифович	Котур-Тепе	1969
СОКОЛОВ Владимир Леонидович	Карачаганак	1989
СОКОЛОВ Владимир Яковлевич	Байрам-Али	1980
СОКОЛОВ Владимир Яковлевич	Саман-Тепинское	1980
СОЛОМОН Абрам Захарович	Среднеботубинское	1989
СОРОКИН Виктор Павлович	Кумкольское	1990
СОТИРИАДИ Константин Ахилесович	Денгизкуль-Хаузакское	1980
СОФЬЯННИКОВА Валентина Семеновна	Среднетюнгское	1989
СТАРОДЫНОВ Владимир Ильич	Зайкинское	1989
СТАРОКОЖЕВ Борис Александрович	Южно-Кемачинское	1987
СТРУКОВ Александр Сергеевич	Зайкинское	1989
СУЗДАЛЬЦЕВА Тамара Васильевна	Тарасовское	1988
СУЗДАЛЬЦЕВА Тамара Васильевна	Восточно-Тарасовское	1988
СУНГУРОВ Алексей Михайлович	Шиихское	1970
СЫТНИК Александр Николаевич	Вынгайхинское	1990
ТАККАНД Владимир Иванович	Медвежье	1985
ТАЛЬВИРСКИЙ Дмитрий Борисович	Мессояхское	1973
ТАРАСОВ Алексей Львович	Астраханское	1990
ТЕВЯШОВ Вадим Никодимович	Жетыбай	1981
ТЕМИРОВ Амет Бареевич	Самотлорское	1976
ТЕМИРОВ Амет Бареевич	Тагринское	1989
ТЕПЛЯКОВ Евграф Артемьевич	Лянторское	1989
ТЕПЛЯКОВ Евграф Артемьевич	Алехинское	1989
ТЕСЛИНА Зоя Георгиевна	Карачаганак	1989
ТКАЧЕВ Евгений Михайлович	Медвежье	1985
ТЛЕМИСОВ Багиджан Касымгалиевич	Кумкольское	1990
ТОКАРЕВ Валентин Петрович	Жетыбай	1981
ТОКАРЕВ Валентин Петрович	Каламкас	1981
ТОКИН Валерий Вениаминович	Среднеботубинское	1989
ТОПОРСКАЯ Лариса Петровна	Лаявожское	1983
ТРОФИМОВА Светлана Ивановна	Карабильское	1980
ТРУШКЕВИЧ Роман Теофилович	Летнянское	1990
ТУРДЫБАЕВ Мурат Расулович	Адамташ	1978
УБАЙХОДЖАЕВ Туйгун Икрамович	Шуртанское	1979
УВАРОВ Николай Алексеевич	Гумбулакское	1978
УЛАНОВСКИЙ Виктор Иванович	Даулетабад-Донмезское	1988
УЛЬМАСОВ Мухтар Юсупович	Алан	1990
УТЕБАЕВ Булат Кабиевич	Арман	1990
ФЕДОРОВ Дмитрий Леонидович	Астраханское	1989
ФЕДОРОВИЧ Григорий Петрович	Залужанское	1990
ФИЛИПЬЕВ Геннадий Павлович	Кумкольское	1990
ФИРЕР Григорий Маркович	Лаявожское	1983
ФЛИЙЧУК Михаил Михайлович	Среднетюнгское	1989
ФОМИН Алексей Васильевич	Ванейвисское	1988
ХАРИКОВ Борис Александрович	Барса-Гельмес	1970
ХАЧАТРЯН Рафаэль Овсепович	Зайкинское	1989
ХОДЖИМАТОВ Абдулло	Алан	1990
ХРИПТА Иван Иванович	Залужанское	1990
ЦВЕДЕЛЬ Юрий Леонидович	Астраханское	1989
ЦВИЛЕВА Галина Витальевна	Южно-Шапкинское	1983
ЦИБЕНКО Владимир Лаврентьевич	Губкинское	1970
ЦИБЕНКО Владимир Лаврентьевич	Уренгойское	1974

ЦИБУЛИН Лев Григорьевич	Уренгойское	1974
ЦИРЕЛЬСОН Борис Соломонович	Кумкольское	1990
ЦОКАЛО Александр Иванович	Жанажол	1987
ЧЕПЕЛЮГИН Александр Борисович	Карачаганак	1989
ЧЕРЕПАХИН Семен Дмитриевич	Оренбургское	1972
ЧИМБУЛАТОВ Марат Ахметжанович	Кумкольское	1990
ЧУДИНОВА Инесса Дмитриевна	Ванейвисское	1988
ЧУМАКОВ Евгений Иванович	Западно-Крестишенское	1978
ЧУНАРЕВ Николай Пантелеймонович	Котур-Тепе	1973
ШАЙДА Валентин Федотович	Западно-Крестишенское	1978
ШАРАНОВИЧ Анатолий Федорович	Астраханское	1989
ШАТИН Владимир Алексеевич	Астраханское	1989
ШАФРАН Ефим Борисович	Кыртаельское	1979
ШАФРАН Ефим Борисович	Южно-Шапкинское	1983
ШАФРАН Ефим Борисович	Западно-Соплесское	1990
ШАХОВОЙ Анатолий Иванович	Арман	1991
ШЕВЦОВА Наталия Константиновна	Кумжинское	1990
ШЕКИНСКИЙ Экрем-Мамед-Эмин-оглы	Кюрсангя	1990
ШЕРСТЮК Анатолий Петрович	Кыртаельское	1979
ШИТИКОВ Леонид Владимирович	Западно-Соплесское	1990
ШНЕЕРСОН Михаил Борисович	Оренбургское	1972
ШПИЛЬМАН Илья Абрамович	Оренбургское	1972
ЩИГОЛЕВ Николай Антонович	Южно-Шапкинское	1983
ЭРВЬЕ Рауль-Юрий Гаврилович	Уренгойское	1969
ЭРГАШЕВ Сангин	Кандымское	1977
ЮДИН Альберт Григорьевич	Игримское	1970
ЮРЬЕВ Александр Николаевич	Среднеботуобинское	1989
ЮПИНОВ Виктор Сергеевич	Тас-Юряхское	1991
ЯКУБЕНКО Борис Васильевич	Астраханское	1989
ЯРАЛОВ Борис Афанасьевич	Ванейвисское	1988
ЯРАЛОВ Борис Афанасьевич	Кумжинское	1989
ЯРАЛОВ Борис Афанасьевич	Коровинское	1989
ЯШУКОВ Анатолий Александрович	Уренгойское	1974

В 1959 г. **Ленинская премия в области науки и техники** за открытие и разведку Шебелинского газового месторождения в Украинской ССР была присуждена

БАЛУХОВСКОМУ Николаю Филипповичу, **ВОРОБЬЕВУ** Борису Семеновичу, **ГОРЕВУ** Николаю Алексеевичу, **ЛИТВИНОВУ** Владимиру Романовичу, **ПАЛЕЦУ** Леонтию Сергеевичу, **ЧЕРПАКУ** Самуилу Евельевичу.

В 1960 г. **Ленинская премия в области науки и техники** за открытие и разведку крупнейшего в СССР Газлинского месторождения природного газа была присуждена

БАКИРОВУ Абдулхалату Абдуллатыповичу, **ЕНИКЕЕВУ** Петру Николаевичу, **ЖУКОВСКОМУ** Леониду Григорьевичу, **ИЛЬИНУ** Сергею Ивановичу, **КУДРЯШОВУ** Евгению Владимировичу, **СОТИРИАДИ** Константину Ахилесовичу, **ЧЕРНОВУ** Василию Ивановичу.

В 1964 г. **Ленинская премия в области науки и техники** за научное обоснование перспектив нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности и открытие первого в этой провинции Березовского газоносного района была присуждена

АНИСИМОВУ Владимиру Владимировичу, **БЕЛКИНОЙ** Софье Гдальевне, **БЫСТРИЦКОМУ** Александру Григорьевичу, **КАЗАРИНОВУ** Владимиру Пантелеймоновичу, **НАЛИВКИНУ** Василию Дмитриевичу, **ОСЫКО** Татьяне Ивановне, **РОВНИНУ** Льву Ивановичу, **РОСТОВЦЕВУ** Николаю Николаевичу, **САВЕЛЬЕВУ** Борису Власовичу, **ЦИБУЛИНУ** Льву Григорьевичу, **ЭРВЬЕ** Раулю-Юрию Георгиевичу, **ЮДИНУ** Альберту Григорьевичу.

В 1966 г. **Ленинская премия в области науки и техники** за открытие нефтегазоносной провинции на Южном Мангышлаке и разведку месторождений Узень и Жетыбай была присуждена

ДОСМУХАМБЕТОВУ Джулдазгалию Ахмедовичу, **ДЬЯКОВУ** Борису Федоровичу, **ЕСЕНОВУ** Шахмардану, **ИВАНОВУ** Евгению Ивановичу, **ИМАШЕВУ** Нарену Урымбаевичу, **КАЛИНИНУ** Николаю Александровичу, **МАТВЕЕВУ** Владимиру Георгиевичу, **МАХАМБЕТОВУ** Халилу, **ТОКАРЕВУ** Валентину Петровичу, **УЗБЕКГАЛИЕВУ** Халилу Жапаровичу, **ЧЕРЕПАНОВУ** Николаю Николаевичу.

В 1970 г. **Ленинская премия в области науки и техники** за открытие крупных и уникальных месторождений природного газа в северных районах Западной Сибири, эффективную разведку их и подготовку промышленных запасов была присуждена

БОГОМЯКОВУ Геннадию Павловичу, **ГИРЯ** Ивану Яковлевичу, **КАВАЛЕРОВУ** Кириллу Владимировичу, **КРАЕВУ** Аркадию Григорьевичу, **ПОДШИБЯКИНУ** Василию Тихоновичу, **СОБОЛЕВСКОМУ** Владимиру Викентьевичу.

В 1974 г. **Государственная премия СССР в области науки и техники** за открытие, высокоэффективную разведку и ускоренную подготовку к разработке в условиях Каракумской пустыни уникального месторождения газа Шатлык в Туркменской ССР была присуждена

ДУРДЫЕВУ Аннадурды, **КАЛИМЫКОВУ** Геннадию Николаевичу, **МИЛЬШТЕЙНУ** Дову Меркуловичу, **СЕМЕНОВИЧУ** Владимиру Владимировичу.

В 1979 г. **Государственная премия СССР в области науки и техники** за открытие и разведку крупных запасов газа, газового конденсата и газовой серы в рифтовых комплексах Узбекистана, обеспечивающих расширение топливно-сырьевой базы страны, была присуждена

БАБАДЖАНОВУ Ташпулауту Лепесовичу, **ИБРАГИМОВУ** Абдужаббару, **ИЛЬИНУ** Владимиру Давыдовичу, **ТАЛЬ-ВИРСКОМУ** Борису Борисовичу, **ТУЛЯГАНОВУ** Хабибулле Тулягановичу, **ХОДЖИМАТОВУ** Абдулло.

В 1982 г. **Государственная премия СССР в области науки и техники** за создание и внедрение высокоинформативных импульсных методов широкополосного акустического и нейтронного каротажа для повышения эффективности поисков, разведки и разработки нефтяных и газовых месторождений была присуждена

АХИЯРОВУ Влеру Хатиновичу, **БЕСПАЛОВУ** Дмитрию Федоровичу, **ЗАЙЧЕНКО** Владиславу Юрьевичу, **КАРУСУ** Евгению Виллиамовичу, **КУЗНЕЦОВУ** Олегу Леонидовичу, **НЕЛЕПЧЕНКО** Олегу Михайловичу, **ПЕТРОСЯНУ** Леониду Григорьевичу, **ШИМЕЛЕВИЧУ** Юрию Семеновичу.

В 1983 г. **Государственная премия СССР в области науки и техники** за открытие, разведку и переоценку комплексного месторождения газа, газового конденсата и серы была присуждена

ГЛИЧЕВУ Юрию Артемьевичу, **ЗЯБЛИЦКОМУ** Ивану Иродионовичу, **ИВАНОВУ** Степану Дмитриевичу, **КЛУБОВУ** Владимиру Александровичу, **КОЖЕВНИКОВУ** Игорю Игоревичу, **МАКСИМОВУ** Степану Павловичу, **МЕДВЕДЕВУ** Анатолию Васильевичу, **МИХАЙЛЕНКО** Анатолию Алексеевичу, **ОВЧАРЕНКО** Анатолию Васильевичу, **ЧЕРЕПАХИНУ** Семену Дмитриевичу, **ШПИЛЬМАНУ** Илье Абрамовичу.

Месторождения газового конденсата

АГАДЖАНОВ Эдуард Сергеевич	Лугинецкое	1978
АГАФОНОВ Юрий Константинович	Бованенковское	1987
АКСЕНОВ Григорий Тимофеевич	Астраханское	1989
АЛЕКСАНДРОВ Валерий Алексеевич	Зайкинское	1989
АЛЕКСАНДРОВА Галина Алексеевна	Зайкинское	1989
АЛЕКСЕЕВ Герман Николаевич	Карачаганак	1989
АЛИМУХАМЕДОВ Нигмат Хусанович	Шуртанское	1979
АЛФЕРОВ Георгий Юрьевич	Адамташское	1978
АЛЬЖАНОВ Айтпай Альжанович	Забурунь	1988
АНДРЕЕВ Федор Иванович	Астраханское	1990
АНОШИН Василий Архипович	Вуктыльское	1975
АНОШИН Василий Архипович	Лаявожское	1983
АНУПРИЕНКО Анатолий Антонович	Тас-Юряхское	1991
АТАНИЯЗОВ Рахман	Даулетабад-Донмезское	1988
АТНАГУЛОВ Марс Баталович	Ен-Яхинское	1990
АТНАГУЛОВ Марс Баталович	Песцовое	1990
БАБИЧ Владимир Иванович	Мелиховское	1978
БАКИН Валерий Евгеньевич	Среднеботуобинское	1989
БАКИРОВ Кутлу Хакимжанович	Жаназол	1988
БАРАНОВ Геннадий Вениаминович	Восточно-Тарасовское	1988
БАРАНОВ Геннадий Вениаминович	Тарасовское	1988
БАРТКИВ Иван Иосифович	Мелиховское	1978
БАХТИЯРОВ Рафхат Бахтиярович	Карачаганак	1989
БЕЛОВОЛ Иван Игнатъевич	Коровинское	1989

БЕРЛИН Григорий Иосифович	Мальджинское	1978
БЕРНШТЕЙН Григорий Львович	Дулисьминское	1991
БЛИНОВ Юрий Павлович	Карачаганак	1989
БОБРОВ Анатолий Кузьмич	Среднеботуобинское	1990
БОЛУШЕВ Адилбек	Южно-Кемачинское	1987
БОРОДИН Сергей Петрович	Култакское	1979
БРОДСКИЙ Анатолий Яковлевич	Астраханское	1989
БЫКАДОРОВ Виталий Алексеевич	Кумкольское	1991
БЫСТРИЦКИЙ Григорий Александрович	Бованенковское	1987
БАКАЕВ Виталий Константинович	Лянторское	1989
БАКАЕВ Виталий Константинович	Алехинское	1989
БАКУЛЕНКО Владимир Иванович	Мелиховское	1978
ВАССЕРМАН Бернгард Яковлевич	Вуктыльское	1975
ВАХАБОВ Абдукадыр Вахабович	Алан	1990
ВЕЙНБЕРГ Марина Кирилловна	Среднетюнгское	1989
ВЛАДИМИРОВ Павел Веденеевич	Астраханское	1989
ВОРОБЬЕВ Андрей Артемьевич	Оренбургское	1972
ВОРОНИН Николай Иванович	Астраханское	1989
ВОЦАЛЕВСКИЙ Эдгард Славомирович	Карачаганак	1989
ГАБРИЭЛЯНЦ Григорий Аркадьевич	Астраханское	1989
ГАЙНАНОВ Султан Басырович	Карачаганак	1989
ГАЛЛИУЛИН Рафаил Михайлович	Бованенковское	1987
ГАЛЬЧЕНКО Анатолий Иванович	Харасавэйское	1986
ГАМКИВ Петр Данилович	Коровинское	1989
ГАПЕЕВ Владимир Васильевич	Шатлык	1975
ГЕЛЕВЕР Диамара Афанасьевна	Оренбургское	1972
ГОРБАЧЕВ Василий Федорович	Среднетюнгское	1989
ГОРЯИНОВ Борис Васильевич	Шатлык	1975
ГРЕКАЛОВ Анатолий Петрович	Дулисьминское	1991
ГРИДИН Сергей Николаевич	Тас-Юряхское	1991
ГРИШИН Александр Афанасьевич	Лаявожское	1983
ГРИЩЕНКО Юрий Алексеевич	Гумбулакское	1978
ГРИЩЕНКО Юрий Алексеевич	Зевардинское	1980
ГРИЩЕНКО Юрий Алексеевич	Култакское	1979
ГРОМОВ Евгений Константинович	Дангизкуль-Хаузакское	1980
ГУБКИН Николай Андреевич	Жанажол	1987
ГУДКОВА Вера Дмитриевна	Коровинское	1989
ДАЛАКОВ Дохадад Магомедович	Карачаганак	1989
ДАУМОВ Сабит Гайнушевич	Карачаганак	1990
ДАЦУН Виталий Денисович	Кумжинское	1990
ДАШКИН Абдулла Галихайдарович	Шуртанское	1979
ДЕГТЯРЕВА Людмила Владимировна	Западно-Соплесское	1990
ДЕДЮХИН Борис Спиридонович	Тас-Юряхское	1991
ДЕРЕВЯНКО Виктор Иванович	Гумбулакское	1978

ДЕРЕВЯНКО Виктор Иванович	Шуртанское	1979
ДМИТРИЕВ Юрий Павлович	Денгизкуль-Хаузакское	1980
ДОКУНИХИН Валентин Федорович	Алан	1990
ДОЛГИХ Инна Ивановна	Ен-Яхинское	1990
ДОЛГИХ Инна Ивановна	Песцовое	1990
ДУХОНИН Николай Алексеевич	Бованенковское	1987
ЕКШИБАРОВ Сергей Васильевич	Адамташское	1978
ЕРМАКОВ Николай Игнатьевич	Карачаганак	1989
ЕФИМКИНА Софья Сергеевна	Оренбургское	1973
ЖАРОВА Мария Ефимовна	Астраханское	1989
ЖУКОВСКИЙ Федор Григорьевич	Ванейвисское	1988
ЗЕЛЕНИНА Виктория Федоровна	Зевардинское	1980
ЗОЛОТОВ Алексей Николаевич	Карачаганак	1989
ЗОРИН Анатолий Павлович	Учкырское	1975
ЗОТЕЕВ Александр Михайлович	Среднеботуобинское	1989
ИБРАГИМОВ Абдужаббар Гафурович	Адамташское	1978
ИВАНОВ Герман Николаевич	Астраханское	1989
ИВАНОВ Иван Арсентьевич	Мыльджинское	1978
ИВАНОВ Иван Арсентьевич	Северо-Васюганское	1978
ИВАНОВ Степан Дмитриевич	Оренбургское	1972
ИВАНОВ Юрий Александрович	Жаназол	1987
ИГНАТОВ Игорь Дмитриевич	Вуктыльское	1975
ИЛЬИН Владимир Давыдович	Алан	1990
ИСАЕВ Владимир Филиппович	Лугинецкое	1978
ИЩЕНКО Иван Макарович	Зевардинское	1980
КАЕШ Юрий Владимирович	Учкырское	1975
КАЕШ Юрий Владимирович	Адамташское	1978
КАЕШ Юрий Владимирович	Денгизкуль-Хаузакское	1980
КАЗАКОВ Анатолий Григорьевич	Кумжинское	1990
КАМАЛОВ Сухан Максutowич	Карачаганак	1989
КАРАГИШИЕВ Дармитхан Гамзатович	Кумжинское	1990
КАРПОВ Геннадий Иванович	Зайкинское	1989
КАЧИН Виктор Афанасьевич	Братское	1988
КИМ Анатолий Индекович	Бованенковское	1987
КИРЕЕВ Анатолий Михайлович	Бованенковское	1987
КЛУБОВ Владимир Александрович	Оренбургское	1972
КОЖЕВНИКОВ Павел Гаврилович	Харасавэйское	1986
КОЗЛОВСКИЙ Иван Григорьевич	Лянторское	1989
КОЗЛОВСКИЙ Иван Григорьевич	Алехинское	1989
КОРОЛЕВ Владимир Александрович	Тарасовское	1988
КОРОЛЕВ Владимир Александрович	Восточно-Тарасовское	1988
КОСТЮК Олег Иванович	Летнянское	1990
КРАСНОВА Валентина Павловна	Лугинецкое	1978
КУБАСОВ Иван Михайлович	Даулетабад-Донмезское	1988

КУЗЬМИН Василий Григорьевич	Среднеботуобинское	1989
КУЛИК Николай Александрович	Дулисьминское	1991
КУРАНОВА Любовь Владимировна	Кумжинское	1990
КУРИЛЬЧИК Валентина Андреевна	Ванейвисское	1988
КУЮКИН Николай Петрович	Мыльджинское	1978
ЛАПШИН Сергей Федорович	Крачаганак	1989
ЛЕБЕДЬ Анатолий Сергеевич	Западно-Крестищенское	1979
ЛЕВИТОН Михаил Ефимович	Астраханское	1989
МАГОМЕДОВ Джамалутин Магомедович	Астраханское	1989
МАЗУР Валентина Никитична	Жанажол	1987
МАКАРОВ Генрих Васильевич	Зайкинское	1989
МАКСИМОВ Степан Павлович	Оренбургское	1980
МАЛЫШЕВ Алексей Исаевич	Ванейвисское	1988
МАЛЫЦЕВ Михаил Васильевич	Оренбургское	1972
МАРЧЕНКО Олег Николаевич	Карачаганак	1990
МАТВИЕВСКАЯ Нинель Давыдовна	Кыртаельское	1979
МЕЛИМУКА Юрий Михайлович	Летнянское	1990
МЕЛЬНИКОВ Валерий Михайлович	Ен-Яхинское	1990
МЕЛЬНИКОВ Валерий Михайлович	Песцовое	1990
МИЗИНОВ Николай Владимирович	Астраханское	1989
МИЛЬШТЕЙН Дов Маркусович	Шатлык	1976
МИХАЙЛЕНКО Анатолий Алексеевич	Зайкинское	1989
МОЖАЕВ Николай Семенович	Оренбургское	1972
МОРДОВИН Андрей Яковлевич	Астраханское	1989
МОРОЗОВ Николай Иванович	Среднетюнское	1989
НАДУТКИН Виталий Алексеевич	Коровинское	1989
НАЗИРБЕКОВ Марат Талатович	Коровинское	1989
НЕВОЛИН Николай Васильевич	Астраханское	1989
НЕДЗЕЛЬСКИЙ Денис Ефремович	Западно-Крестищенское	1978
НУРАЛИН Мурат Исламович	Карачаганак	1989
НУРЛЫГАЯНОВ Мирзагит Музагитович	Северо-Васюганское	1978
ОЛЬБИКОВ Алексей Тихонович	Кыртаельское	1979
ОСТАШЕВСКИЙ Болеслав Болеславович	Дулисьминское	1991
ПАНЮШИН Борис Иванович	Денгизкуль-Хаушакское	1990
ПЕРОВ Сергей Сергеевич	Коровинское	1989
ПЕТРОВ Игорь Васильевич	Южно-Кемачинское	1988
ПЕТРОВА Лидия Семеновна	Астраханское	1990
ПОРТНОВ Юрий Михайлович	Вуктыльское	1975
ПРОХОРОВ Сергей Федотович	Северо-Васюганское	1978
ПРОХОРОВ Станислав Александрович	Лаявожское	1983
ПУЙШО Антон Иосифович	Астраханское	1990
РОЖДЕСТВЕНСКИЙ Виктор Владимирович	Бованенковское	1987
РОМАШКО Борис Андреевич	Харасавэйское	1986
РОСЛЯКОВ Николай Григорьевич	Зайкинское	1989

РОССИХИН Юрий Алексеевич	Коровинское	1989
РУБО Владимир Всеволодович	Шуртанское	1979
РЫБЬЯКОВ Борис Леонидович	Дулисьминское	1991
РЫЖКОВ Леонид Спиридонович	Среднетюнгское	1989
РЫКОВСКИЙ Вениамин Дмитриевич	Астраханское	1989
РЯБЧИКОВ Геннадий Васильевич	Астраханское	1990
САВЕЛЬЕВ Борис Власович	Харасавэйское	1986
САВИНКИН Петр Титович	Западно-Соплесское	1990
САДЫКОВ Рафаил Габдулович	Харасавэйское	1986
САЛМАНОВ Сурен Расул-Оглы	Коровинское	1989
САФОНОВ Борис Константинович	Южно-Кемачинское	1987
САФРОНОВ Александр Федотович	Среднетюнгское	1991
СВЕТЛАКОВА Эвелина Александровна	Карачаганак	1990
СЕДОВ Владимир Владимирович	Бованенковское	1987
СЕРДЮКОВ Виктор Васильевич	Западно-Крестишенское	1978
СЕРЕГИН Анатолий Алексеевич	Кумжинское	1990
СЕРЕЖЕНКОВ Валерий Георгиевич	Тас-Юряхское	1991
СИТНИК Григорий Степанович	Астраханское	1990
СКВОРЦОВ Юрий Андреевич	Астраханское	1989
СКИРНЕВСКИЙ Юрий Федорович	Западно-Соплесское	1990
СКОВОРОДА-ЛУЗИН Сергей Иванович	Оренбургское	1972
СЛАСТЕНОВ Юрий Леонидович	Среднетюнгское	1989
СЛИВКА Александр Антонович	Коровинское	1989
СОКОЛОВ Владимир Леонидович	Карачаганак	1989
СОЛАРЕВ Авенир Борисович	Западно-Соплесское	1990
СОЛОМОН Абрам Захарович	Среднеботуобинское	1989
СОТИРИАДИ Константин Ахилесович	Денгизкуль-Хаузакское	1980
СОФЬЯННИКОВА Валентина Семеновна	Среднетюнгское	1989
СТАРОДЫНОВ Владимир Ильич	Зайкинское	1989
СТАРОКОЖЕВ Борис Александрович	Южно-Кемачинское	1987
СТРУКОВ Александр Сергеевич	Зайкинское	1989
СУЗАДЬЦЕВА Тамара Васильевна	Тарасовское	1988
СУЗАДЬЦЕВА Тамара Васильевна	Восточно-Тарасовское	1988
ТАРАСОВ Алексей Львович	Астраханское	1990
ТЕПЛЯКОВ Евграф Артемьевич	Лянторское	1989
ТЕПЛЯКОВ Евграф Артемьевич	Алехинское	1989
ТЕСЛИНА Зоя Георгиевна	Карачаганак	1989
ТОКИН Валерий Вениаминович	Среднеботуобинское	1989
ТОПОРСКАЯ Лариса Петровна	Лаявожское	1983
ТРУШКЕВИЧ Роман Теофилович	Летнянское	1990
ТУРДЫБАЕВ Мурат Расулович	Адамташ	1978
УБАЙХОДЖАЕВ Туйгун Икрамович	Шуртанское	1979
УВАРОВ Николай Алексеевич	Гумбулакское	1978
УЛАНОВСКИЙ Виктор Иванович	Даулетабад-Донмезское	1988

УЛЬМАСОВ Мухтар Юсупович	Алан	1990
ФЕДОРОВ Дмитрий Леонидович	Астраханское	1989
ФИРЕР Григорий Маркович	Лаявожское	1983
ФЛИЙЧУК Михаил Михайлович	Среднетюнское	1989
ФОМИН Алексей Васильевич	Ванейвисское	1988
ХАЧАТРИАН Рафаэль Овсепович	Зайкинское	1989
ХОДЖИМАТОВ Абдулло	Алан	1990
ЦВЕДЕЛЬ Юрий Леонидович	Астраханское	1989
ЦОКАЛО Александр Иванович	Жанажол	1987
ЧЕПЕЛЮГИН Александр Борисович	Карачаганак	1989
ЧЕРЕПАХИН Семен Дмитриевич	Оренбургское	1972
ЧУДИНОВА Инесса Дмитриевна	Ванейвисское	1988
ЧУМАКОВ Евгений Иванович	Западно-Крестищенское	1978
ШАЙДА Валентин Федотович	Западно-Крестищенское	1978
ШАРАНОВИЧ Анатолий Федорович	Астраханское	1989
ШАТИН Владимир Алексеевич	Астраханское	1989
ШАФРАН Ефим Борисович	Кыртаельское	1979
ШАФРАН Ефим Борисович	Западно-Соплесское	1990
ШЕВЦОВА Наталия Константиновна	Кумжинское	1990
ШЕКИНСКИЙ Экрем-Мамед-Эмин-оглы	Кюрсанга	1990
ШЕРСТЮК Анатолий Петрович	Кыртаельское	1988
ШИТИКОВ Леонид Владимирович	Западно-Соплесское	1990
ШНЕЕРСОН Михаил Борисович	Оренбургское	1972
ШПИЛЬМАН Илья Абрамович	Оренбургское	1972
ЮРЬЕВ Александр Николаевич	Среднеботубинское	1989
ЮШИНОВ Виктор Сергеевич	Тас-Юряхское	1991
ЯКУБЕНКО Борис Васильевич	Астраханское	1989
ЯРАЛОВ Борис Афанасьевич	Ванейвисское	1988
ЯРАЛОВ Борис Афанасьевич	Кумжинское	1989
ЯРАЛОВ Борис Афанасьевич	Коровинское	1989

В 1983 г. **Государственная премия СССР в области науки и техники** за открытие, ускоренную и высокоэффективную разведку уникального Даулетабат-Донмезского газоконденсатного месторождения в Туркменской ССР была присуждена

АТАНИЯЗОВУ Рахману, **БЕЛЕНЬКОМУ** Филиппу Григорьевичу, **ГАВРИЛОВУ** Юрию Алексеевичу, **ДАВЫДОВУ** Алерго Николаевичу, **КОЛАТОВУ** Дурды Айкешевичу, **МИРЗАХАНОВУ** Миразхану Керимкану оглы, **НИКОЛАЕВУ** Анатолию Андреевичу, **СМИРНОВУ** Ростиславу Сергеевичу, **ХОДЖАКУЛИЕВУ** Ягшимураду Агамурадовичу, **ЧАВУШИЯНУ** Рафику Егилевичу, **ШУМСКОМУ** Василию Васильевичу.

В 1984 г. **Государственная премия СССР в области науки и техники** за открытие и ускоренную подготовку к промышленному освоению Ямбургского газоконденсатного месторождения была присуждена

АГАФОНОВУ Юрию Константиновичу, **БРЕХУНЦОВУ** Анатолию Михайловичу, **БЫСТРОВУ** Геннадию Петровичу, **ИВАНОВУ** Валентину Ивановичу, **КУЛАХМЕТОВУ** Нариману Хасановичу, **МОНАСТЫРЕВУ** Владимиру Константиновичу, **РОЖДЕСТВЕНСКОМУ** Виктору Владимировичу, **ТЕПЛЯКОВУ** Евграфу Артемьевичу, **ХАФИЗОВУ** Фаизу Закаевичу, **ШПИЛЬМАНУ** Владимиру Ильичу.

В 1991 г. **Государственная премия СССР в области науки и техники** за открытие и оптимизацию разведки уникального Астраханского серогазоконденсатного месторождения была присуждена

ВОРОНИНУ Николаю Ивановичу, **ГАБРИЭЛЯНЦУ** Григорию Аркадьевичу, **МАГОМЕДОВУ** Джамалутину Магомедовичу, **МИЗИНОВУ** Николаю Владимировичу, **МОРДОВИНУ** Андрею Яковлевичу, **ЦВЕДЕЛЬ** Юрию Леонтьевичу, **ШАТИНУ** Владимиру Алексеевичу.

**Союз производителей
нефтегазового
оборудования**

**Минпромнауки России
Минэнерго России
Минатом России
Агенства оборонной
промышленности
Госстандарт России**

**Приглашают на
специализированную
нефтегазовую выставку**

1-3 октября

РОСМЕТАЛЛ - 2002

РОСНЕФТЕАВТОМАТИКА - 2002

**IV Всероссийская выставка "Российский
металлургический комплекс - нефтегазовой отрасли"**

Москва, ВВЦ, павильон № 5

Оргкомитет выставки:

117342 Москва, ул. Обручева, 34/ 63, Союз

Тел/факс: (095) 334-74-29, 334-47-71

E-mail: souz@id.ru

**Информация на портале производителей
нефтегазового оборудования:**

www.Derrick.ru

METALLIC AND NONMETALLIC MINERAL DEPOSITS

- Kontar' E.S.*
Geology and minerageny of the Pre-Ural sedimentary basin . . . 3
- Patyk-Kara N.G., Chizhova I.A., Lapshin A.M., Fedorov O.P., Shiyaty I.N., Shevelev A.G.*
Mineralogical substantiation of a new region of titanium-zirconium placers in the central part of the West-Siberian platform. . . 15
- Likhachev A.P.*
On the origin of pegmatoid pipes within the Bushveld magmatic complex . . . 21
- Sedykh A.K.*
Germanium hydrothermal-sedimentary deposits in the zones of activation and their prospecting criteria . . . 29

STRATIGRAPHY, REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

- Nosovsky M.F.*
The Ascania horizon: problems of age and correlation . . . 34
- Sagir A.V., Kropachev A.P., Babich A.P.*
Structural framework and evolution of the Southern Verkhoyan . . . 37

LITHOLOGY, PETROLOGY, MINERALOGY, GEOCHEMISTRY

- Kazakov A.N., Velikoslavinsky S.D., Tolmacheva E.V.*
The Istok-Angara norite massif: geology and petrology . . . 42
- Kovalevsky A.L.*
Selection of plant sampling sites in the course of biogeochemical prospecting for silver. . . 47
- Sokolov A.S.*
Geochemistry of phosphorus in the Earth's geospheres. . . 54

HYDROGEOLOGY AND ENGINEERING GEOLOGY

- Sedov N.V.*
Hydrogeological terminology. The state, problems and ways of improvement . . . 58
- Kuz'kin V.I.*
Effect of compression on the change of rock properties in the course of interaction with acid solutions. . . 64
- Shpak A.A., Plotnikova R.I.*
The present-day state of the mineral base of mineral, thermal and industrial underground waters and the main problems of its development . . . 69

GEOECOLOGY

- Pavlov A.V.*
Model of coal self-ignition in underground workings . . . 70

SHORT COMMUNICATIONS

- Negrutsa V.Z., Negrutsa T.F.*
At the sources of the unity of Precambrian and Phanerozoic stratigraphy. . . 76

EDITORIAL MAIL

- Selivanov E.I.*
How to find morain in the Great Balkhan . . . 78
- Discoverers of mineral deposits . . . 80